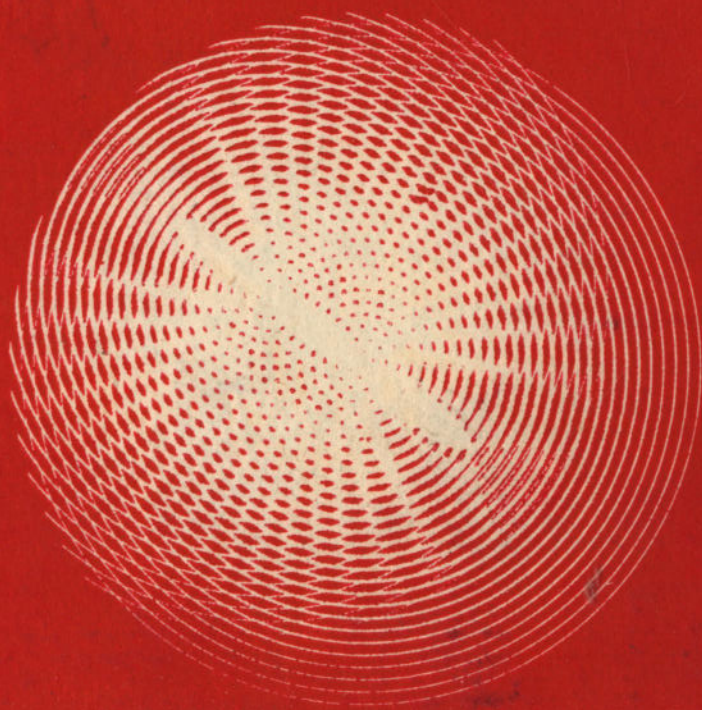


**ЛОКАЛЬНОЕ
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ПЛУТОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МОЛИБДЕНА,
ВОЛЬФРАМА И ОЛОВА**



ЛОКАЛЬНОЕ
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ПЛУТОНОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МОЛИБДЕНА,
ВОЛЬФРАМА И ОЛОВА



МОСКВА „НЕДРА” 1985

Локальное прогнозирование плутогенных месторождений молибдена, вольфрама и олова /Ф.Р. Апельцин, С.Ф. Лугов, В.Т. Покалов и др. — М.: Недра, 1985, 243 с, ил.

Рассмотрены генетические, формационные, структурно-морфологические и промышленные типы плутогенных месторождений молибдена, вольфрама и олова. Показана роль тектонических структур, литологии, строения материнских плутонов, рудной зональности и других факторов, определяющих условия концентрации и масштабы месторождений. Обоснованы поисково-оценочные критерии, изложены методические приемы количественной оценки оруденения.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций, занятых прогнозированием, поисками и разведкой рудных месторождений.

Табл. 18, ил. 35, список лит. — 50 назв.

Авторы: Ф.Р. Апельцин, С.Ф. Лугов, В.Т. Покалов, А.А. Фролов

Рецензент: В.И. Казанский, д-р геол.-минер. наук (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии)

Общепризнано, что число месторождений, вскрытых современным эрозионным срезом, непрерывно сокращается. С открытием каждого нового месторождения поиски следующего требуют больших усилий и становятся более сложным делом. В то же время простые расчеты показывают, что суммарные запасы руд месторождений, не имеющих выхода на поверхность или слабо проявленных, во много раз превышают те, которые этим срезом обнажены. В создавшихся условиях требуется совершенствовать поиски выходящих и не выходящих на поверхность месторождений, для этого необходимо решить следующие задачи:

1. Осуществить дальнейшую разработку методов прогнозирования оруденения на основе накопленных знаний о геологических условиях образования месторождений. Улучшить геологическую съемку масштаба 1:50 000 (1:25 000), обосновывать фактическим материалом выделяемые геологические образования, а также увеличивать геологическую нагрузку (структуры, возникшие в посторогенный период, период тектоно-магматической активизации и др.).

2. Усовершенствовать методику геологического картирования в масштабе 1:50 000 и крупнее, включая глубинное и объемное картирование.

3. Усилить внимание к дальнейшей разработке методики и связанных с ней вопросов поисков оруденения, не выходящего на поверхность (глубинные поиски).

4. Ориентировать геологов на выявление новых, ранее вообще не известных типов месторождений.

5. Совершенствовать старые и разрабатывать новые геофизические методы, в том числе ядерно-геофизические, направленные на прямое обнаружение того или иного полезного ископаемого или их группы.

6. Развивать геохимические методы поисков, в частности привлекая данные по региональной геохимии осадочных и осадочно-метаморфических образований.

7. Продолжать бурение глубоких и сверхглубоких скважин в наиболее значимых как с практической, так и с научной стороны рудных районах.

В связи с этой проблемой локального прогнозирования вполне обоснованно уделяется все больше внимания. Главные составные части этой проблемы — разработка критериев оценки рудных районов, полей и месторождений, необходимая и достаточная информация о геологическом строении, геохимических и физических полях оцениваемых участков земной коры, методические основы локального прогнозирования и организационно-техническое обеспечение.

В данной книге авторы, исходя из современной изученности олово-, вольфрамо- и молибденорудных районов, полей и месторож-

дений, сформулировали основные критерии локального прогноза и оценки оруденения, а также показали методические приемы количественной оценки выявляемого при общих и детальных поисках оруденения по совокупности признаков. Локальное количественное прогнозирование базируется на сравнительном анализе и проведении аналогий и связано с решением таких задач, как: выделение рудных и рудоносных геологических формаций, определение их тектонических позиций, установление источника рудного вещества, механизма его мобилизации, способа и условий концентрирования, определение физических и геохимических полей и их коррелятивных связей с факторами, определяющими масштабность и концентрацию оруденения или прямо отражающими и то и другое.

При этом чем детальнее изучены объект прогнозирования и факторы, определяющие его количественные и качественные характеристики, тем обоснованнее могут быть разработаны оценочные критерии, достовернее будет произведен количественный прогноз.

Вместе с этим успех дела зависит также и от того, какая имеется геологическая информация для прогнозирования. Поэтому научно обоснованному локальному прогнозу должна предшествовать геологическая съемка масштаба 1:50 000 и крупнее (в зависимости от решаемых задач), сопровождающаяся комплексом геофизических и геохимических работ того же масштаба, выполненная в соответствии с современными требованиями, с учетом особенностей геологических формаций, участвующих в строении изучаемой территории и их металлоносности.

Исследования месторождений олова, вольфрама и молибдена служили и служат основой решения многих проблем в области геологии, поисков и разведки металлических полезных ископаемых. В настоящей книге впервые рассмотрены научные основы, методика и опыт локального прогнозирования плутогенных месторождений этих трех металлов. Такое объединение оправдано наличием комплексных оловянно-вольфрамовых и вольфрам-молибденовых руд и сходными условиями образования месторождений. Плутогенное происхождение этих месторождений практически никто не оспаривает; они связаны с процессами гранитообразования, происходившими в земной коре континентального типа, сходны по геотектоническим условиям проявления, позициям относительно материнских интрузивов, морфогенетическим типам и другим признакам. В то же время месторождения олова, вольфрама и молибдена существенно отличаются по характеру рудопроизводящего гранитного магматизма, размещению в тектонических структурах, вещественному составу руд, геохимическим и другим признакам. Все это убеждает в том, что в основу выделения рудных формаций должен быть положен системный анализ геологического строения месторождений и вещественного состава их руд, а прогнозирование оруденения вообще и локальное в особенности можно успешно проводить прежде всего на основе рудноформационного анализа.

Цель локального прогнозирования состоит в том, чтобы дать научно обоснованное определение рудноформационного типа месторождения и места его пространственной локализации. В случае обоснования масштабов оруденения прогнозирование считается количественным.

Переход от качественного к количественному и от регионального к локальному прогнозированию отражает исторический процесс в развитии геологических знаний. До настоящего времени за рубежом и в СССР преобладали исследования в области регионального прогнозирования. Вместе с тем за последнее десятилетие наметился сдвиг в сторону локального прогнозирования, методологические основы которого были заложены П.А. Шехтманом и В.А. Королевым в ходе составления детальных прогнозных карт рудных полей Средней Азии [12].

Критерии для локального прогнозирования молибденового оруденения и его оценки были разработаны В.Т. Покаловым и В.Г. Орловым в 1973 г. [26]. Эти критерии были основаны на формационных особенностях месторождений, их тектонических и магматических позициях, типических чертах строения, геохимических и физических полях, поведении молибдена в зоне окисления.

По олову и вольфраму первые опыты этих исследований были поставлены в начале 70-х годов Л.Т. Мишиным, Н.Н. Боровко, В.И. Латикайненом и Ю.Г. Ивановым в Приморье на рудных полях Ковалеровского района и месторождений Восток-2 и Лермонтовское. В дальнейшем география локального прогнозирования расширилась, и в последующий десятилетний промежуток времени он был выполнен в Забайкалье и Казахстане. В Забайкалье Б.М. Васильевым и Н.Л. Васильевой было осуществлено прогнозирование в пределах Орловско-Спокойнинского рудного узла, а Э.А. Максимовой и И.П. Ивченко — на площади Джидинского района по комплексу геофизических данных в масштабе 1:50 000 с использованием ЭВМ.

В Южном Казахстане Н.С. Мендыбаевой, В.А. Карабаныным, И.Б. Соколовой, В.И. Черновым, О.Ф. Кролем выполнено прогнозирование на площади Богутинского рудного поля и Богуты-Турайгырского района по геохимическим, геофизическим и геолого-петрофизическим данным в масштабе 1:10 000 — 1:50 000.

А.А. Фролов, В.О. Вальков и С.В. Белов на основе комплексного подхода с использованием геолого-структурных, геохимических, геофизических, петрографических и петрофизических критериев провели количественную прогнозную оценку двух типовых рудных полей штокверковых вольфрамовых месторождений Южного и Центрального Казахстана [38].

Апробированные при этом методические приемы были весьма разнообразны и включали методы экспертных оценок, распознавания образов, мультипликативного показателя перспективности по геологическим критериям, прямые расчеты по геохимическим данным с учетом показателя зональности первичных геохимических ореолов

рассеяния. Однако в современной методологии локального прогнозирования еще много неясного как в разработке и обосновании критериев, определении их информативности, так и в их ручной и машинной обработке для получения количественных характеристик прогноза.

В книге приведены промышленные и формационные классификации месторождений олова, вольфрама и молибдена. Основное внимание сосредоточено на типизации геологических обстановок нахождения месторождений, поисковых и оценочных критериях оруденения; кратко охарактеризованы методические приемы составления прогнозных карт и определения прогнозных ресурсов.

Общая методология при оценке прогнозных ресурсов

Современное понимание прогнозирования месторождений полезных ископаемых — это научно обоснованное определение мест их нахождения с указанием количества и качества ожидаемой руды. Основы прогноза — геологические критерии и поисковые признаки оруденения. В группу геологических критериев входят геотектонические, магматические, литолого-фациальные, металлогенические, рудно-формационные, геохимические, геофизические, которые помогают принципиально решать вопрос о рудоносности той или иной территории и развитых на ней типах месторождений. К поисковым признакам, прямо или косвенно указывающим на наличие полезного ископаемого в недрах, относятся: проявления полезного ископаемого, те или иные минеральные парагенезисы, геохимические и геофизические аномалии, гидротермально измененные породы и др., позволяющие установить формационный, генетический и промышленные типы оруденения, площадь и глубину его развития, уровень эрозионного среза, степень концентрации.

На основе системного анализа геологического строения месторождений и их вещественного состава можно типизировать оруденение по генетическим, морфологическим и формационным признакам для проведения прогнозной оценки оруденения. При этом очень большое значение имеет формационный анализ, сущность которого состоит в установлении форм связи оруденения с геологическими формациями и другими факторами. В отличие от генетических типов выделение которых основано на объединении месторождений по ведущим процессам рудообразования, рудные формации делятся прежде всего по условиям формирования месторождений, на основе причинных геологических связей оруденения с геологическими формациями и геотектоническим режимом, а также фациальной обстановкой, тектоническими структурами и т.д. Учитывая это, можно показать условия нахождения оруденения в земной коре и определить закономерности его размещения в ней.

В книге рассматриваются критерии локального прогнозирования месторождений вольфрама, олова и молибдена, которые по веществ-

венному составу руд, характеру рудопродуцирующего магматизма и геотектоническим позициям можно разделить на семь рудных формаций (табл.1). Месторождения шести из них очень тесно пространственно и генетически связаны с плутонами гранитоидов, образовавшимися в связи с процессами эпигеосинклинальной и эпиплатформенной орогении. Источник рудного вещества этих месторождений — магма, сформировавшая рудоносные плутоны.

Месторождения вкрапленно-прожилковых шеелитовых руд (стратиформные) в метаморфических и метаморфизованных породах палеозоя и докембрия могут быть лишь условно причислены к группе плутоногенных, поскольку источником полезных компонентов этих месторождений являются вмещающие их породы, а гранитный магматизм, проявления которого присутствуют повсеместно — лишь причина перераспределения полезных компонентов и образования промышленных тел. Однако и в этом случае магма играла большую роль в образовании месторождений, поскольку заключительный акт формирования промышленно ценных руд был связан с внедрением силикатных расплавов и созданием физико-химической обстановки, благоприятной сначала для мобилизации, а затем для концентрации рудного вещества.

Зная позиции рудогенерирующих плутонов в земной коре, в истории ее развития и региональных тектонических структурах, а также расположение оруденения относительно материнских магматических образований, учитывая возможный вертикальный размах оруденения, его рудную зональность и приуроченность к тем или иным локальным структурам, а также типоморфные изменения свойств минералов и другие характерные черты строения месторождений, вещественного состава руд и их геохимии, геохимических и физических полей месторождений, можно научно обосновать локальное прогнозирование и дать прогнозную оценку оруденения.

Прогнозными считаются ресурсы неразведанных месторождений полезных ископаемых, наличие которых в пределах оцениваемого участка земной коры предполагается на основании благоприятной геологической обстановки, положительных поисковых признаков и установленных закономерностей образования и размещения определенных формационных, генетических и промышленных типов месторождений.

Прогнозные ресурсы оцениваются, исходя из данных о геологической обстановке и истории ее возникновения, полученных в результате геологических, геохимических и геофизических исследований после каждой стадии геологоразведочных работ, из анализа структурно-тектонических, минералого-петрографических, литолого-стратиграфических и других факторов, определяющих условия локализации и концентрации полезного ископаемого.

Количественная оценка прогнозных ресурсов минерального сырья осуществляется постоянно, начиная с оценки отдельных объектов до оценки целых регионов, что вызвано необходимостью правильного планирования геологоразведочных работ. Прогнозные ресурсы оце-

Таблица 1

Продолжение табл. 1

Главные формации молибденовых, вольфрамовых и оловянных месторождений

Рудные формации	Тектоническая обстановка	Связь с геологическими формациями	Морфогенетические типы месторождений	Примеры
Медно-молибденовые месторождения, иногда с сопутствующими золотом, серебром, вольфрамом, свинцом и цинком	Эпигеосинклинальная орогения, формирование геосинклинальных поднятий, развитие продольных (согласных со складчатостью) и поперечных разломов	Апикальные части крупных плутонов, сложенных монцонитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранитами, диоритами; экзо- и эндоконтактные зоны мощностью до 1200 м	Штокверки Жилы Скарны (пласты, линзы, тела сложной формы) Трубки, линзы, зоны брекчиевых руд	Бингам (США), Чукикамата (Чили), Каджаран (СССР), Плавичи (СФРЮ), Сорское (СССР), Медет, Елаците, Прохорово (НРБ)
Существенно молибденовые месторождения, часто с сопутствующими медью, вольфрамом, свинцом и цинком	Поднятия в области эпиплатформенной орогения, развитие разноразрывных нарушений, в том числе в бортах наложенных впадин	Апикальные части крупных плутонов, сложенных амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, экзо- и эндоконтактные зоны мощностью до 800 м	Штокверки Жилы Скарны (пласты, линзы, тела сложной формы) Трубки, линзы, зоны брекчиевых руд	Юрэд-Гендерсон (США), Клаймакс (США), Квеста (США), Мачкатица (СФРЮ)
Вольфрам-молибденовые месторождения с сопутствующими висмутом, флюоритом, иногда оловом, благородными и редкими металлами	Структуры тектономагматической активизации, наложенные на области завершенной складчатости и платформенные; мозаично-блоковая тектоника с образованием разноориентированных нарушений	Развитие вулканоплутонических ассоциаций корового происхождения; апикальные части плутонов, сложенных преимущественно лейкократовыми гранитами; зоны экзоконтакта мощностью до 1500 м, эндоконтакта до 400 м	Штокверки Жилы Скарны (пласты, линзы, тела сложной формы) Грейзены (линзы, пласты, зоны) Трубки, зоны брекчиевых руд	Тырныауз (СССР), Югодзьер (МНР), Прекоп (НРБ)
Вольфрам-оловянные или оловянно-вольфрамовые месторождения	Области устойчивого геосинклинального развития с наложенными прогибами	Апикальные и экзоконтактные зоны плутонов калиевых гранитов, обогащенных фтором и литием	Жилы Штокверки Скарновые и грейзеновые залежи и зоны	Садисдорф (ГДР), Пехтельгрюн (ГДР), Монтебра, Эшасьер (Франция), Пайн-Крик, Милл-Сити (США),

Рудные формации	Тектоническая обстановка	Связь с геологическими формациями	Морфогенетические типы месторождений	Примеры
				Циновец (ЧССР)
Сульфидно-вольфрамовые месторождения	Послегеосинклинальные прогибы с моласами, среднекислыми вулканитами и их интрузивными аналогами, в том числе в примыкающих частях консолидированных структур	Апикальные и экзоконтактные зоны плутонов, сложенных гранитами среднего и главным образом кислого состава	Жилы Штокверки Скарновые и грейзеновые залежи и зоны	Ляньдуашань (КНР), Бельфор (Франция), Хилгроув (Австралия), Чойла (Боливия), Сан-Хуан (США), Чиуауа (Мексика), Гринчарица (НРБ) и др.
Оловянные месторождения с сопутствующими свинцом, цинком, медью, иногда вольфрамом и благородными металлами	Эпигеосинклинальное орогенное развитие подвижных зон, продольные и главным образом поперечные по отношению к складчатости разрывные структуры, обычно в наложенных впадинах, выполненных терригенными, карбонатно-терригенными и эффузивно-терригенными отложениями	Плутоны сложного строения от диоритов и гранодиоритов ранних магматических фаз до кислых лейкократовых гранитов поздних фаз	Штокверки, штокверковые зоны, скарновые залежи, жилы	Илиптас, Эгехая, Валькумей, Депутатское, Учкошкон, Фестивальное, Арсеневское (СССР)
Вкрапленно-прожилковая шеелитовая минерализация в метаморфических и метаморфизированных породах палеозоя и докембрия	Унаследованные или наложенные впадины в шовных структурах окраин срединных массивов, геосинклинальных и других структур периода консолидации и активизации древних подвижных поясов	Кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, мраморы, скарноиды и скарны, осадочно-вулканогенные формации	Зоны и линзы прожилково-вкрапленных шеелитовых руд	Миттерсиль в Восточных Альпах (Австрия); месторождения Уганды, Руанды; месторождения Балтийского щита, Ясение-Кисла (ЧССР)

ниваются до глубин, доступных для эксплуатации с учетом требований промышленности и особенностей экономики каждого района. Определение прогнозных ресурсов может быть сделано лишь приближенно с указанием порядка цифр, анализ которых с учетом геологических и технико-экономических данных позволяет обоснованно выбирать направления и объемы дальнейших геологоразведочных работ. По мере производства последних и накопления фактического материала прогнозные оценки подлежат уточнению.

Прогнозирование подразделяется на два принципиально отличных друг от друга вида — региональное (мелко- и среднемасштабное), локальное и крупномасштабное.

В результате регионального прогнозирования выделяются крупные регионы, перспективные на тот или иной вид (или виды) полезного ископаемого, и определяются прогнозные ресурсы, не привязанные к конкретным объектам, но в целом характеризующие потенциальную рудоносность крупных территорий. Это ресурсы, классифицируемые в настоящее время как категория P_3 , потенциально перспективных районов и провинций, в пределах которых на основании благоприятных геологических критериев и поисковых признаков, выявляемых в результате мелко- и среднемасштабных геологических съемок и общих поисков, а также металлогенических исследований дается оценка возможности открытия новых месторождений определенного формационного типа.

Ресурсы категории P_3 определяются методом аналогии по продуктивности геологических формаций, устанавливаемой для известных рудных районов и распространяемой на площади вновь выделяемых районов с учетом геологических особенностей последних. При оценке необходимо использовать следующие главные геологические данные:

- формационную принадлежность оруденения и рудоносных геологических образований;
- позицию оруденения по отношению к материнским геологическим (магматическим) формациям;
- приуроченность оруденения к определенным блоковым, разрывным и складчатым структурам и их размеры;
- ожидаемые промышленные и генетические типы оруденения;
- площади перспективных рудных районов;
- продуктивность территории в зависимости от формационной принадлежности и возраста оруденения;
- общий уровень эрозионного среза материнских геологических (магматических) формаций и связанного с ними оруденения, а также возможную глубину его распространения;
- ожидаемые содержания основных и сопутствующих полезных компонентов.

Исходными материалами для прогнозирования оруденения в новых регионах и крупных районах и его количественной оценки служат государственные геологические и формационные карты масштабов 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000, на которых по благоприятным геологическим критериям и поисковым признакам выделяются

перспективные площади для проведения крупномасштабных специализированных поисков. При использовании метода аналогии для определения прогнозных ресурсов категории P_3 целесообразно применять такие укрупненные параметры, как типы рудных районов и провинций, классифицированные по продуктивности, формационным, тектоническим, магматическим, геохимическим, геофизическим, возрастным, морфогенетическим и другим признакам. Определяя по сумме всех геологических критериев и поисковых признаков промышленный тип рудного района или провинции, можно отнести их по аналогии к тому или иному классу крупности и дать количественную оценку прогнозным ресурсам.

Локальное и крупномасштабное прогнозирование служит для определения потенциальных перспектив рудных полей и конкретных объектов при проведении детальной геологической съемки, поисково-оценочных и разведочных работ. При этом подсчитываемые прогнозные ресурсы по степени достоверности подразделяются в настоящее время на две категории: P_2 и P_1 .

Прогнозные ресурсы категории P_2 основываются на положительной оценке выявленных рудных проявлений, а также геохимических и геофизических аномалий, природа и возможная перспективность которых установлены вскрытием в единичных выработках. Для расчета прогнозных ресурсов категории P_2 используют общегеологические, структурно-тектонические, литолого-фациальные, минералогические, геохимические и геофизические критерии и признаки, по которым можно судить о формационном, генетическом, морфологическом и промышленном типах оруденения, а также концентрации полезного компонента и качестве руд.

Прогнозные ресурсы категории P_2 целесообразно различать для освоенных и новых районов, поскольку минимальные требования к их количеству и качеству в новых, слабоосвоенных районах выше, чем в освоенных. Кроме того, прогнозные ресурсы освоенных районов подлежат первоочередному изучению.

Деление прогнозных ресурсов категории P_1 целесообразно производить в зависимости от степени изученности месторождений: 1) эксплуатируемых, 2) разведанных и разведываемых, 3) новых, положительно оцененных при поисково-оценочных работах и рекомендованных для предварительной разведки.

Прогнозные ресурсы категории P_1 на эксплуатируемых месторождениях — резерв горнорудных предприятий. В зависимости от состояния сырьевой базы они могут быть вовлечены в разведку и освоение в ближайшие или отдаленные сроки. На разведанных месторождениях прогнозные ресурсы категории P_1 составляют резерв будущих горнорудных предприятий, и их изучение и разведку следует осуществлять после начала эксплуатации этих месторождений. На разведываемых и новых месторождениях, где проведены поисково-оценочные работы, прогнозные ресурсы категории P_1 показывают возможность получения прироста запасов категории C_2 . На новых месторождениях они отражают вместе с запасами категории C_2 состояние поискового

задела для постановки разведочных работ и должны учитываться при их текущем и перспективном планировании.

Прогнозные ресурсы категории P_1 определяются на основе поисковых признаков и оценочных критериев по аналогии с уже известными месторождениями или оцененными участками и рудными телами разведываемого или эксплуатируемого месторождения. При этом наряду с геохимическими и геофизическими съемками необходимо проводить детальные структурно-тектонические и литолого-фациальные исследования с целью выявления факторов локализации оруденения и особенностей строения и размещения рудных тел.

При расчете прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 широко используется метод аналогии по средним параметрам выделяемых формационных, морфогенетических и промышленных типов месторождений и структурно-морфологических типов рудных тел, учитывается продуктивность геологических структур и геологических образований — носителей оруденения, а также данные о размерах оруденения, получаемые при изучении поверхности месторождений и проходке единичных подземных горных выработок и скважин при производстве специализированных детальных геологических съемок и поисков и поисково-оценочных работ. На площадях месторождений и рудных полей, их флангах и глубоких горизонтах прогнозные ресурсы оцениваются по параметрам предполагаемых продолжений известных и новых рудных тел с учетом размеров и характеристик ранее выявленного разведанного и оцененного оруденения. Основные факторы для оценки прогнозных ресурсов следующие:

- формационный, морфогенетический и промышленный типы оруденения;
- возраст оруденения и характер вмещающих пород;
- глубина залегания, степень эродированности, состав и морфология материнских плутонов;
- характер и размеры рудоносных структур, площадь рудного поля по геологическим, геохимическим и геофизическим данным;
- минеральный состав руд, содержание и распространение основных и сопутствующих компонентов в рудах и их соотношение, наличие или отсутствие рудной зональности;
- форма и размеры известных и прогнозируемых рудных тел, глубина распространения оруденения, насыщенность рудными телами рудного поля;
- типы гидротермально измененных пород, масштабы их развития, протяженность на глубину и по простиранию;
- разведанность и степень отработанности месторождения.

Следует отметить, что при локальном прогнозировании и оценке прогнозных ресурсов категорий P_2 и особенно P_1 уже недостаточно опираться только на рудноформационный анализ, на те общие черты месторождений, которые характеризуют ту или иную рудную формацию (абстрактную или конкретную). Необходимо выявить также индивидуальные особенности изучаемого объекта — минеральные, геохимические, геофизические, в рудной зональности и строении

гидротермально измененных пород, структурно-тектонических условиях локализации полезного компонента, позволяющие скорректировать параметры средних типов месторождений и рудных тел, по аналогии с которыми определяются прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_1 .

Исходным материалом для прогнозирования месторождений и определения прогнозных ресурсов служат геологические карты, результаты поисковых работ и металлогенические исследования, основанные на формационном анализе геологических и рудных образований. При составлении крупномасштабных прогнозных карт должны быть выявлены и учтены все основные геологические предпосылки, критерии и поисковые признаки, которые позволяют обобщать оценку оруденения, найденного в результате проведения общих поисков и специализированных поисков более крупного масштаба.

На геологической основе этих карт должны быть отражены прежде всего те главные геологические факторы, которые обуславливают появление оруденения, масштабы его проявления, морфологические особенности. Наиболее важное значение имеют прямые признаки оруденения и прежде всего первичные и вторичные ореолы главных рудных и сопутствующих элементов. Учитываются особенности геофизических полей, которые в комплексе с другими признаками и предпосылками оруденения помогают определить местонахождение оруденения, площадь и глубину его распространения.

На структурно-геологическую основу наносятся данные литогеохимических и геофизических съемок. Среди последних для прогнозирования оруденения большое значение имеют результаты гравиметрии, магнитометрии, гамма-спектрометрии, электропрофилирования и вызванной поляризации.

Поскольку нагрузка большая, составляются серии карт, к которым прилагается объяснительная записка, где анализируются все выявленные геологические предпосылки, прямые и косвенные признаки оруденения, его характер, условия нахождения и сохранность.

При количественном прогнозировании часто используется связь выявленных рудолокализирующих факторов с размерами оруденения. При этом масштабность оруденения оценивается в баллах, а каждому рудолокализирующему признаку дается условное цифровое значение. Однако набор таких признаков и их значения могут быть различными для разных месторождений и даже для разных участков одного и того же месторождения. Поэтому необходимо из всей совокупности рудолокализирующих факторов выделить самые главные, определяющие в каждом конкретном случае оценку, в то время как формальный способ балльных оценок нивелирует индивидуальные особенности оруденения.

Оценка ресурсов категории P_1 может быть осуществлена также прямой „прирезкой“ к контурам запасов категории C_2 с учетом, конечно, благоприятных для этого факторов.

Количественная оценка прогнозных ресурсов производится с обязательным учетом географо-экономических условий территорий.

В районах с благоприятными для промышленного освоения условиями учитываются прогнозные ресурсы всех возможных месторождений, в том числе и в сравнительно небольших, расположенных вблизи действующих горнорудных предприятий или характеризующихся невысоким содержанием полезных компонентов. В слабо освоенных районах промышленное значение могут иметь только крупные месторождения с достаточно высокими содержаниями полезного компонента и благоприятными горнотехническими условиями обработки.

ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ И ГРУППЫ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Молибденовые месторождения, имеющие в настоящее время промышленное значение, могут быть разделены на следующие промышленные (морфогенетические) типы и группы.

Штокверковый тип. Штокверковые месторождения имеют преобладающее значение в разведанных запасах молибдена и играют все возрастающую роль в его мировой добыче. Они подразделяются на четыре группы (по главным полезным компонентам): собственно молибденовые, вольфрам-молибденовые, медно-молибденовые и медные с попутным молибденом. Рудные тела этих месторождений не имеют четких геологических границ и оконтуриваются по данным опробования с учетом принятых кондиций по бортовому и минимально промышленному содержанию главных полезных компонентов. Формы рудных тел изометричные, в виде перевернутой чаши, трубообразные, столбообразные, конусообразные, линейно вытянутые, линзообразные, неправильные, нередко весьма сложные, в которых наблюдается сочетание многих вышеперечисленных форм. Внутреннее строение штокверков обычно достаточно сложное, обусловленное сочетанием участков или зон относительно богатых руд с забалансовыми или практически безрудными породами. Месторождения штокверкового типа разрабатываются наиболее экономичным открытым способом, но в случаях достаточно богатых руд могут применяться и высокоэффективные подземные способы обработки (Клаймакс, Юрэд-Гендерсон в США).

Для определения промышленной ценности штокверковых месторождений кроме среднего содержания молибдена и других полезных компонентов большое значение имеют величины коэффициентов рудоносности и вскрыши. При низком коэффициенте рудоносности месторождение невыгодно разрабатывать, поскольку оруденение носит гнездовый характер, т.е. представлено мелкими рудными телами, разделенными безрудными или слабрудными породами.

Скарновый тип. Скарновые рудные залежи по форме и размерам рудных тел могут, с одной стороны, приближаться к типу крупных штокверковых месторождений, с другой — к небольшим месторождениям жильного типа.

Скарновые рудные залежи залегают в экзоконтакте гранитоидных массивов, на контакте между вмещающими породами карбонатного и алюмосиликатного состава. Наиболее выдержанные рудные залежи приурочены к мощным зонам дробления или к выдержанным прослоям карбонатных пород среди алюмосиликатных или алюмосиликатных среди карбонатных. В непосредственном контакте гранита с карбонатными породами крупные скарновые рудные тела образуются значительно реже.

Морфология рудных скарновых тел весьма сложная. В одних случаях — это круто- или пологопадающие моноклиальные пласты и линзы, в других — сложно изогнутые тела, повторяющие складки вмещающих пород или сложный характер контакта интрузива с вмещающими породами с раздувами в замковых частях складок и местах повышенной трещиноватости и пережимами на крыльях складок и на участках менее деформированных пород. Размеры рудных скарновых тел изменяются в весьма широких пределах — протяженность от нескольких десятков до сотен метров и даже километров; мощность от долей до десятков метров. Рудные залежи скарнового типа по ведущим полезным компонентам разделяются на три группы: молибденовую, вольфрам-молибденовую и медно-молибденовую.

Жильный тип. В настоящее время добыча молибдена из месторождений жильного типа не превышает 4%, для промышленности они не представляют большого интереса. Так же как и скарновые, жильные месторождения разделяются на монометалльные молибденовые (Давенда, Восточный Коунрад, Умальтинское), медно-молибденовые (Парагачайское, Айгедзорское), вольфрам-молибденовые (Северный Коунрад, Акчатау).

Месторождения рассматриваемого типа представлены сериями параллельных жил одного или двух (редко более) направлений, залегающих чаще всего в эндоконтактных зонах гранитоидных plutonov. Мощности жил обычно 0,3—0,5 м, редко достигают 1—2 м; протяженность — от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров, редко достигает первых километров. На глубину промышленное оруденение распространяется максимально до 600 м.

Брекчиевый тип. Брекчиевые руды развиты довольно широко, при этом чаще всего встречаются в штокверковых месторождениях в сочетании с вкрапленно-прожилковым оруденением, составляя не более 8—10 % от общих запасов руды (Сорское, Жирекенское, Дастакертское в СССР). Однако имеются месторождения, в которых брекчиевый тип руд является единственным или главенствующим (Токвепала в Перу, Эль-Теньенте в Чили, Каратас IV в Казахстане, Булуктайское и Жарчихинское в Бурятской АССР и др.). В большинстве своем это медные месторождения с попутным молибденом, широко распространенные в США, Перу, Чили. В СССР известны молибденовые месторождения с попутными медью (Каратас IV) и вольфрамом (Булуктайское), а также с монометалльными рудами (Жарчихинское).

Размеры месторождений брекчиевых руд самые разнообразные

от небольших и средних до очень крупных по меди с попутным молибденом. Примером последних может быть рудник Браден (месторождение Эль-Теньенте в Чили) с суточной производительностью 30 тыс. т при подземном способе отработки.

Формы рудных тел, сложенных брекчиевыми рудами, весьма разнообразны — трубки, воронки, линейно вытянутые и кольцеобразные зоны, тела гнездообразной, линзовидной, серповидной и неправильной форм.

ТИПИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК НАХОЖДЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геолого-тектонические факторы, контролирующие размещение молибденового, как и любого другого, оруденения, следует рассматривать на разных уровнях иерархии — от региональных, обусловленных общими геотектоническими позициями месторождений в истории развития земной коры, до локальных, определяющих размещение рудной минерализации в пределах рудных районов, полей и месторождений. При этом, не проводя четкую типизацию геотектонических и региональных обстановок нахождения месторождений, нельзя научно обосновать локальные критерии прогнозирования и оценки оруденения. Это следует из того, что месторождения полезных ископаемых являются продуктами дифференциации земного вещества, и, чтобы понять закономерности размещения в земной коре, необходимо установить их место в истории ее развития, в тех или иных дифференциальных рядах земного вещества, представляющих собой геологические формации или их группы, с которыми они связаны пространственно и генетически.

Геотектонические позиции

Эндогенные концентрации молибдена в виде собственных месторождений или попутных образований в месторождениях других металлов встречаются в следующих геологических ситуациях:

в островных дугах, среди вулканоплутонических комплексов ранней стадии развития геосинклиналей, представленных вулканогенной андезитовой формацией и плутонами, сложенными главным образом диоритами;

— в складчатых поясах окраинноконтинентальных и внутриконтинентальных геосинклиналей в связи с вулканоплутоническими комплексами периода эпигеосинклинальной орогении, с преимущественным развитием в них вулканогенной трахиандезитовой формации и плутонов пестрого состава, в строении которых участвуют монзониты, сиениты, габбро, диориты, граносиениты, гранодиориты, граниты;

— в областях мозаично-блокового строения, сформировавшихся в результате эпиплатформенной орогении на кристаллических щитах, платформах и в областях завершённой складчатости, с широким

развитием вулканоплутонических комплексов, производных главным образом кислой магмы; при этом выделяются два типа обстановок: области с крупными внегеосинклинальными впадинами (например, восточноазиатского типа), с вулканогенной трахиандезит-липаритовой формацией и плутонами биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов, граносиенитов и гранодиоритов и области менее контрастных тектонических движений с вулканогенной трахилипаритовой формацией и плутонами лейкократовых гранитов.

Островные дуги — Алеутская, Бонинская, Марианская, Рюкю, дуги Западной Меланезии, Соломоновых островов, Новых Гибрид, Фиджи, Тонга-Кермадек — рассматриваются как области современной геосинклинали ранней стадии развития. В их строении много общего — возраст не древнее эоценового; развиваются на океанической коре; представляют собой весьма активные (в сейсмическом отношении) области с андезитовым и андезит-дацитовым вулканизмом, продукты которого накапливались начиная с эоцена, т.е. с момента их зарождения. Эти области делятся на растущие со дна океана гряды (геоантиклинальные поднятия), котловины и глубоководные желоба. В пределах островных дуг вместе с ростом геоантиклинальных поднятий на глубине происходит зарождение и развитие гранитно-метаморфического слоя земной коры [19].

Здесь широко распространены медные месторождения порожков-вкрапленных, реже скарновых руд с попутно извлекаемыми золотом, серебром, магнетитом, с повышенными содержаниями титана (рутила); в незначительных концентрациях в них присутствует молибден (первые тысячные доли процента и ниже, в ряде месторождений отсутствует). Запасы руды в месторождениях исчисляются десятками и сотнями миллионов тонн с содержанием меди от 0,5 % и выше.

Большая часть месторождений пространственно и, очевидно, генетически связана с плутонами диоритов и кварцевых диоритов — типичных представителей щелочно-известкового ряда магматических пород, являющихся комаматами андезитовой формации островных дуг. На Филиппинских островах это месторождения Маркоппер, Атлас, Сипалей, Сто Томас II, Сто Нино и др. Со времени открытия в 1964 г. на о-ве Бугенвиль месторождения Пангуна оруденение подобного типа выявлено на многих островах Меланезии: Манус, Новая Ирландия, Новая Британия (Плейзиум, Юю-Ю), Гвадал Канал (Колум, Колуола Ривер) и др. На Алеутских островах известны месторождения Пирамид, Ари-Крик. Кроме того, аналогичное или близкое по характеру оруденение развито в близрасположенных или прилегающих областях кайнозойской складчатости — на о-ве Тайвань, о-ве Борнео (Мамут), в Западном Ириане (Эртсберг), Новой Гвинее (Койнанти, Яндерра, Фрейда-Ривер, Ок-Теди), Каскадных горах США (Мезатчи, Норс-Форк, Сильфер-Крик, Эрль, Маккой-Крик).

Абсолютный возраст оруденения на островных дугах от 3 до 24 млн. лет [44, 47, 50].

Рудная минерализация в основной массе сосредоточена в эндо- и экзоконтактных зонах апикальных частей диоритовых plutонов миоцен-плиоценового возраста. Реже оруденение встречается в отрыве от plutонов, как, например, в центральной части о-ва Новая Британия, где рудная минерализация обнаружена в пирокластических породах андезитовой формации. В таких случаях, по-видимому, эрозионный срез месторождений очень небольшой, и на глубине можно предполагать нескрытые материнские интрузивы.

Складчатые пояса, в которых выявлены месторождения с молибденом и медью (медно-порфировый и другие типы), образовались в результате развития геосинклинальных областей. К ним относятся пояса Кордильерский, окаймляющий с запада Северо-Американскую платформу, Андский, развитый по западной окраине Южно-Американской платформы, а также его продолжение в Антарктиде, Срединоморский, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу от Северо-Африканской, Аравийской и Индостанской, Урало-Монгольский, отделяющий Восточно-Европейскую платформу от Сибирской и последнюю — от Таримской и Китайско-Корейской, Атлантический пояс Америки, являющийся продолжением Атлантического пояса Европы, Тасманский, расположенный на восточной окраине древней Австралийской платформы.

Формирование геосинклинальных областей сопровождалось накоплением мощных толщ осадочных пород, интенсивным проявлением вулканизма и интрузивного магматизма, метаморфизмом образовавшихся пород, смятием накопившихся отложений. Все эти процессы охватывают не только геосинклинальные трюги и заполняющие их осадочные и вулканогенные толщи, но распространяются далеко за пределы трюгов в соседние срединные массивы и геоантиклинальные поднятия. Результат геосинклинального процесса и сопровождающих его явлений — образование гранитно-метаморфического слоя земной коры, который и отличает зрелую континентальную кору от океанической.

В перечисленных выше складчатых поясах развиты комплексные месторождения с молибденом и медью, имеющие большое промышленное значение, поскольку разведанные запасы меди в них составляют около 50 % от общих мировых. Молибден из этих месторождений обычно добывают попутно. Отношение меди к молибдену в рудах составляет 10:1—50:1. Однако доля разведанного молибдена в них около 30 % от общих мировых запасов, и на ряде месторождений основным объектом добычи является молибден. Средние содержания меди в первичных рудах изменяются от 0,2 до 2,0 %, молибдена — от 0,005 до 0,06 %. Из руд часто попутно извлекаются золото и серебро, но в отличие от месторождений островных дуг этих металлов здесь значительно меньше. Не представляет практического интереса также магнетит; не отмечается повышенных содержаний титана.

Главный морфогенетический тип рассматриваемых месторождений — штокверковый (медно-порфировые месторождения прожилко-

во-вкрапленных руд); широко распространены месторождения брекчиевых руд (рудные тела трубо-, линзообразной и более сложных форм); скарновые месторождения играют небольшую роль, жильные месторождения практически утратили свое промышленное значение.

Молибден-медные месторождения формировались в орогенную стадию развития геосинклиналей, после главной фазы складчатости. Как правило, они находятся в эвгеосинклинальных зонах, главным образом в геоантиклинальных зонах и их ближайшем обрамлении, а также в зонах стыка областей складчатости разного возраста. В геоантиклинальных структурах остаточного типа и в жестких блоках типа срединных массивов оруденение тяготеет к их краевым частям. Реже, пожалуй, как исключение, например в Северо-Американских Кордильерах, молибден-медные месторождения развиты также и в миогеосинклинальной зоне.

Размещение оруденения определяется следующими факторами: пространственной и генетической связью с plutонами (батолитами) пестрого состава, сложенными монцонитами, сиенитами, граносиенитами, диоритами, гранитами, внедрившимися после основной фазы складчатости;

— пространственной и, по-видимому, парагенетической связью с дайками и небольшими штоками разных по составу порфировых пород;

— зонами разломов, согласными с общим простиранием складчатых структур и поперечными или косо ориентированными к ним.

Складчатые пояса состоят из областей, в которых складчатость проявилась в разное время. Следовательно, возраст оруденения в них разный и в каждой складчатой области достаточно строго отвечает периоду ее эпигеосинклинального орогенного развития.

Наиболее насыщены оруденением области мезозойской и кайнозойской складчатости американской части Тихоокеанского пояса. Здесь молибден-медные месторождения практически непрерывно протягиваются от Аляски (Кварц-Хилл, Чакан, Нунатака) через Британскую Колумбию (Бренда, Лорнекс, Хаймонт, Вэлли-Коппер, Алис-Арм, Бетлехем и др.) в западные штаты США (Бингем, Санта-Рита, Сан-Мануэль, Минерал-Парк, Сьеррита, Рей, Багдад, Эсперенса и др.), северную часть мексиканского штата Сонора (Кананеа, Ла-Каридад, Кумобаби, Санта-Роса, Пиларес), Пуэрто-Рико (Ла-Муда, Саро-Алегре), Панаму (Серро-Колорадо), Перу (Мичукилья, Токвепала, Серро-Верде, Куахоне), северную половину Чили (Чукикамата, Эль-Сальвадор, Рио-Бланко, Эль-Абра, Лос-Пеламбрес, Андокольо, Копакир, Эль-Теньенте), западную часть Аргентины, граничащую с Чили (Эль-Пачон, Ми-Вида, Сла-Алумбрерас), и выявлены в Антарктиде.

В соответствии с периодами орогенических процессов выделяются три возрастные группы месторождений: юрско-раннемеловая, позднемеловая — эоценовая и миоцен-плиоценовая. Наибольший возрастной диапазон формирования месторождений наблюдается в Британской Колумбии — от 48—52 до 198 млн. лет. При этом преобла-

дает группа месторождений с возрастом около 50 млн.лет. В западных штатах США абсолютный возраст оруденения укладывается в диапазон 23—30 млн.лет, а в Центральной и Южной Америке он еще моложе — в основном от 3 до 20 млн.лет [47].

В Северной Америке (исключая Каскадные горы) месторождения находятся в областях мезозойской складчатости, в Центральной и Южной Америке — в областях кайнозойской складчатости.

Альпиды Средиземноморского пояса характеризуются достаточно широким развитием молибден-медного оруденения — в Сардинии (Калабона), Венгрии (Речк), Югославии (Бучим, Майданпек, Плавича, Великий Кривель), Болгарии (Медет, Елацита, Асарел), на Малом Кавказе (Каджаранское, Агаракское), в Иранском Карадаге (Сар-Чешмех), Пакистане (Форт-Сайдак в Белуджистане) выявлены месторождения эоцен-неогенового возраста.

В Урало-Монгольском поясе молибден-медные месторождения позднепалеозойского возраста находятся в герцинидах Кураминской зоны (Кальмакырское, Сары-Чеку, Дальнее), Северного Прибалхашья (Коунрадское, Саякское), МНР (Эрденет в зоне сочленения герцинид и каледонид, Цаган-Субурга); оруденение раннепалеозойского возраста — в каледонидах Казахстана (Бошекульское) и ранних каледонидах Алтае-Саянской области (Сорское, Агаскырское, Киялых-Узенское).

В Атлантическом поясе Северной Америки, в Аппалачах выявлены медно-порфировые месторождения в области каледонской складчатости. По данным радиологических работ В.Ф. Холлестера и др. для месторождения Маринер определен раннекембрийский возраст (580 млн.лет), для месторождений Кэтхерт и Салли — ордовикский (457 млн.лет), а для Гаспе — девонский (346—395 млн.лет).

В 1976 г. появилось сообщение об открытии медно-порфирового оруденения в каледонидах Великобритании в Северном Уэльсе в районе Кед-и-Бренин [49]. Молибден-медная минерализация ассоциирует с позднекембрийским интрузивом диоритового состава. Следовательно, и европейский Атлантический складчатый пояс также не лишен молибден-медного оруденения.

В Тасманском складчатом поясе Австралии в областях каледонской и герцинской складчатости находятся медно-порфировые месторождения ранее- и позднепалеозойского возраста. В каледонидах Нового Южного Уэльса для диоритового комплекса пород, слагающих краевую зону батолита Йовэл, где находится одноименное медно-порфировое месторождение, определен абсолютный возраст 411 млн.лет, а для гранитного комплекса того же батолита — 370 млн.лет [43, 46, 48]. В герцинидах восточной части штата Квинсленд имеется целый ряд месторождений, для которых абсолютный возраст определен в интервале от 213 до 258 млн.лет, т.е. как герцинский.

Докембрийские молибден-медные месторождения — явление редкое и очень слабо изученное. В пределах Канадского щита, в районе

оз. Верхнего, молибден-медная минерализация с золотом локализована в трубообразных брекчиевых структурах в пределах зелено-каменного пояса. Абсолютный возраст оруденения, определенный по мусковиту, — 1055 ± 35 млн.лет. Он аналогичен возрасту базальтов Кивинаван, развитых на восточном побережье оз. Верхнего [45].

Итак, молибден-медные месторождения (медно-порфировые, скарновые, брекчиевые, жильные) известны практически во всех складчатых поясах фанерозоя. Они образовались в эпигеосинклинальный орогенный период развития складчатых областей в условиях сформировавшегося гранитно-метаморфического слоя земной коры, т.е. в условиях зрелой континентальной коры. Оруденение связано с магмой гибридного характера, появившейся в результате смешения мантийных базальтовых выплавов с кислыми расплавами, возникшими в результате плавления сиалического материала земной коры. По сравнению с магмой островных дуг она характеризуется повышенной щелочностью и большим содержанием в ней сиалического материала. Молибден-медное оруденение складчатых областей отличается от оруденения островных дуг большими содержаниями молибдена и меньшими золота, серебра, магнетита, титана.

Общая насыщенность складчатых областей месторождениями явно уменьшается от молодых к более древним, при этом месторождения докембрийского возраста являются редкостью. Однако это не означает, что масштабы месторождений находятся в прямой зависимости от возраста. Имеются крупные месторождения каледонского и герцинского возраста, вполне сопоставимые с мезозойскими и кайнозойскими и по содержанию полезных компонентов, и по запасам руды. Поскольку молибден-медные месторождения образованы на небольшой глубине (500—2000 м), насыщенность ими складчатых областей, вероятно, во многом определяется общей глубиной эродированности этих областей со времени образования месторождений.

Значительные колебания в соотношении меди и молибдена в месторождениях, по-видимому, обусловлены разным соотношением корового и подкорового вещества в магме, продуцирующей оруденение. Последнее, в свою очередь, возможно, в определенной мере связано с мощностью гранитно-метаморфического слоя земной коры в период развития магматизма. Это будет рассмотрено на примере типичных складчатых областей с молибден-медным оруденением, хотя не исключаются и другие причины. Кроме того, не следует забывать о том, что в складчатых областях могут присутствовать месторождения, образовавшиеся в связи с развитием островных дуг.

Области проявления эпиплатформенной орогении, в которых развиты месторождения молибдена или молибдена с вольфрамом и висмутом, можно разделить на два типа:

— области с крупными внегеосинклинальными впадинами (например, восточноазиатского типа), с распространенными в этих областях трахиандезит-липаритовой формацией и плутонами биотитовых и

амфибол-биотитовых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, сиенитов;

— области менее контрастных тектонических движений с трахилитовой формацией и плутонами лейкократовых гранитов.

К первому типу отнесены области Монголо-Охотского пояса в мезозое, Западное Забайкалье в верхнем палеозое, область восточной ветви Скалистых гор США в ларамийское время, ряд районов Корейско-Китайской платформы в яньшанское время.

В Монголо-Охотском поясе в областях палеозойской и докембрийской складчатости в юрское и меловое время после образования внегеосинклинальных наложенных впадин восточноазиатского типа произошли общее воздымание земной коры и внедрение умеренно кислых гранитов, с которыми связаны практически монометалльные молибденовые месторождения Жирекенское, Бугдаинское, Шахтаминское, Давендинское, Бадис, Умальтинское и др.

В Западном Забайкалье в области ранних каледонид позднепалеозойское время охарактеризовалось интенсивными тектоническими движениями и напряженным интрузивным магматизмом. В позднекаменноугольное — раннепермское время образовались крупные плутоны, сложенные сиенитами, граносиенитами и гранитами, с которыми пространственно и во времени ассоциируют также монометалльные молибденовые месторождения Мало-Ойногорское, Жарчихинское, Колобки и др.

В области восточной ветви Скалистых гор, огибающей с востока плато Колорадо, находятся крупнейшие молибденовые месторождения мира — Клаймакс, Юрэд-Гендерсон, Квеста и др. Эти месторождения ассоциируют с плутонами гранитов, образовавшихся в период орогенических движений на Северо-Американской платформе в зоне, отчленившейся от нее область плато Колорадо. Внедрению гранитов здесь предшествовало образование крупных сводовых поднятий и прогибов, заполнявшихся грубой молассой.

Таким образом, в перечисленных областях магматизм и оруденение проявились после установления в них платформенного режима в условиях полностью сформировавшейся континентальной коры в связи с тектоническими движениями, явно менее контрастными, чем при эпигеосинклинальном орогенезе складчатых областей. По всем признакам граниты корового происхождения без большой примеси мантийного вещества. В рудах месторождений практически отсутствует медь, хотя на некоторых из них, например Жирекенском, она может извлекаться попутно. В небольших концентрациях в рудах появляется вольфрам и может в ряде случаев извлекаться (Клаймакс) как попутный компонент.

Ко второму типу областей с молибденовым оруденением, образовавшимся в связи с эпиплатформенной орогенцией, следует отнести ранние каледониды Западного Забайкалья в мезозойское время (Джида, Ореkitкан), каледониды и, по-видимому, герциниды Центрального Казахстана и Мугоджар в позднепермское время (Джанетское, Коктенкольское, Северный и Восточный Коунрад, Батыстау,

Восток, Смирновское), области палеозойской складчатости юго-восточной части МНР в мезозое (Югодзырь), Южно-Китайскую платформу в яньшанское время (месторождения Катазии), ряд областей Южно-Американской платформы в палеозойское время (Церро-Асперо, Церро-Асперезис и другие месторождения Аргентины), Тасманский складчатый пояс Австралии в мезозойское время (Кингстейт, Диуро-Тер, Тентарфилд, Оллера-Крик и др.).

В областях второго типа в период эпиплатформенной орогенции тектонические движения были, по-видимому, менее напряженными и контрастными, чем в областях первого типа. Здесь обычно отсутствуют крупные наложенные впадины. Магматизм как вулканический, так и интрузивный представлен формациями явно корового происхождения, при этом кислые лейкократовые разности пород имеют несколько повышенную щелочность. Месторождения пространственно тесно связаны с апикальными частями гипабиссальных плутонов, сложенных лейкократовыми гранитами. Месторождения комплексные с вольфрамом, молибденом и висмутом, иногда в качестве попутного компонента присутствует бериллий. В них практически полностью отсутствует медь, имеющая промышленное значение.

Морфогенетические типы месторождений, связанные с эпиплатформенной орогенцией, — штокверковый, скарновый, жильный, брекчиевые трубки, кварцевые трубчатые тела.

Таким образом, краткий обзор геотектонических условий концентрации молибдена в земной коре показывает непосредственную связь между геотектонической обстановкой, магматизмом и вещественным (элементным) составом руд. На ранней стадии развития геосинклиналей (островные дуги), когда магматизм в основном обусловлен выплавкой и дифференциацией мантийного вещества, в условиях зарождавшегося гранитно-метаморфического слоя земной коры формировались медные месторождения с высоким содержанием сопутствующих золота, серебра, магнетита при незначительном проявлении молибдена. В завершающую фазу образования складчатых областей в связи с гибридным магматизмом, в котором существенна роль и мантийных, и коровых выплавок, в условиях сформировавшейся коры континентального типа с мощным гранитно-метаморфическим слоем возникали комплексные молибден-медные месторождения. При эпиплатформенном орогенезе, когда преобладали коровые выплавки умеренно кислой гранитной магмы, формировались практически монометалльные молибденовые месторождения, а в связи с лейкократовой магмой — комплексные вольфрам-молибденовые месторождения. Следовательно, по мере уменьшения в магматических расплавах роли мантийного вещества и увеличения выплавок из гранитно-метаморфического слоя земной коры в продуцируемых ими месторождениях уменьшается степень присутствия меди и увеличивается — молибдена, а затем и вольфрама.

Практически все складчатые пояса фанерозойского возраста характеризуются присутствием медно-молибденового и молибден-медного оруденения. Однако их продуктивность разная и во многом зависит от возраста складчатости, характера и продолжительности эпигеосинклинальной орогении, степени эродированности рудоносных магматических комплексов.

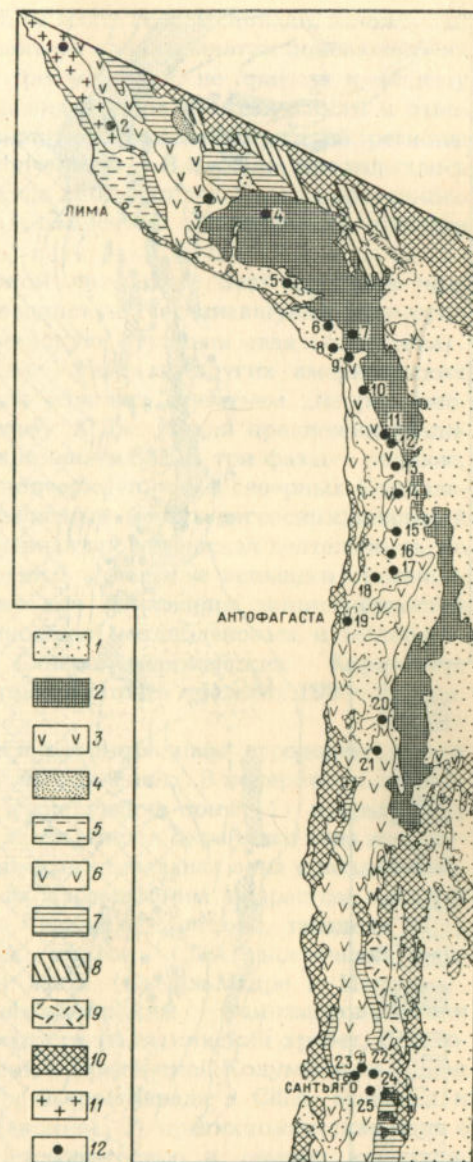
В Андах молибден-медные месторождения наиболее широко распространены в центральных и северных районах Чили, западной части Аргентины и в южной части Перу (рис.1), где они образуют сравнительно неширокий пояс, протягивающийся на тысячи километров и пространственно совпадающий с геоантиклиналью внутренних Анд. Согласно материалам М.Кристи и Г.Герта, в начале триаса на коре континентального типа вдоль западной окраины Бразильского щита образовались геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся в среднем и верхнем триасе терригенными осадками и кератофирами. В юре и нижнем мелу зарождается геоантиклинальное поднятие и накапливается мощная толща пород андезитовой формации. В поздне-меловое — третичное время продолжается дальнейший рост геоантиклинального поднятия, сопровождающийся интенсивной вулканической деятельностью и накоплением вулканического материала трахиандезитовой формации и продуктов его разрушения; море окончательно регрессирует; происходит интенсивная складчатость. Развитие Анд в позднем мелу и палеогене характеризуется уникальным по масштабам проявлением гранитоидного плутонизма — внедрением так называемого „андийского батолита”, в связи с которым в палеогене и главным образом в неогене формируются молибден-медные месторождения (Эль-Теньенте, Чукикамата, Эль-Сальвадор, Потрерильос, Токвепала и др.). Пространственно они тяготеют к выходам диоритов, гранодиоритов, монзонитов, дацитовых и латитовых порфиров, лампрофиров. В четвертичное время продолжались горообразовательные движения, сопровождающиеся извержением базальтоидных лав.

Таким образом, молибден-медные месторождения Чили и Перу приурочены к геоантиклиналям внутренних Анд, сформировавшейся в результате инверсии эвгеосинклинального прогиба. Их образование связано с гранитоидным плутонизмом периода орогенного развития складчатого пояса. Месторождения находятся в местах пересечения разрывных нарушений, согласных с общим простиранием складчатости, и нарушений, косо секущих их.

Кордильеры Северной Америки — грандиозный складчатый пояс, с которым по насыщенности молибден-медными и молибденовыми месторождениями не может соперничать ни одна другая провинция мира. Пояс шириной от 650 до 1600 км протягивается на 8000 км по западному краю континента, от Аляски до севера Центральной Америки и практически на всем протяжении содержит указанные месторождения (рис.2).

Рис. 1. Медно-молибденовые месторождения в структуре Анд:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — четвертичные базальты; 3 — третичные вулканогенные породы; 4 — третичные континентальные отложения; 5 — третичные морские отложения; 6 — мезозойские изверженные породы; 7 — мезозойские континентальные отложения; 8 — меловые континентальные отложения; 9 — кератофиры триаса; 10 — домезозойские породы; 11 — мезозойские и третичные интрузивные породы; 12 — медно-молибденовые месторождения: Мечикилья (1), Антамина (2), Кобриза (3), Катанга (4), Серро-Верде (5), Куахоне (6), Кельявека (7), Токвепала (8), Чапи (9), Кампанани (10), Моча (11), Колорадо (12), Чакире (13), Эль-Абро (14), Пампа-Норте (15), Чукикамата (16), Ла-Экзотика (17), Серра-Горда (18), Мантос-Бланкос (19), Эль-Сальвадор (20), Потрерильос (21), Рио-Бланко (22), Эль-Розарион (23), Диспутада (24), Эль-Теньенте (25)



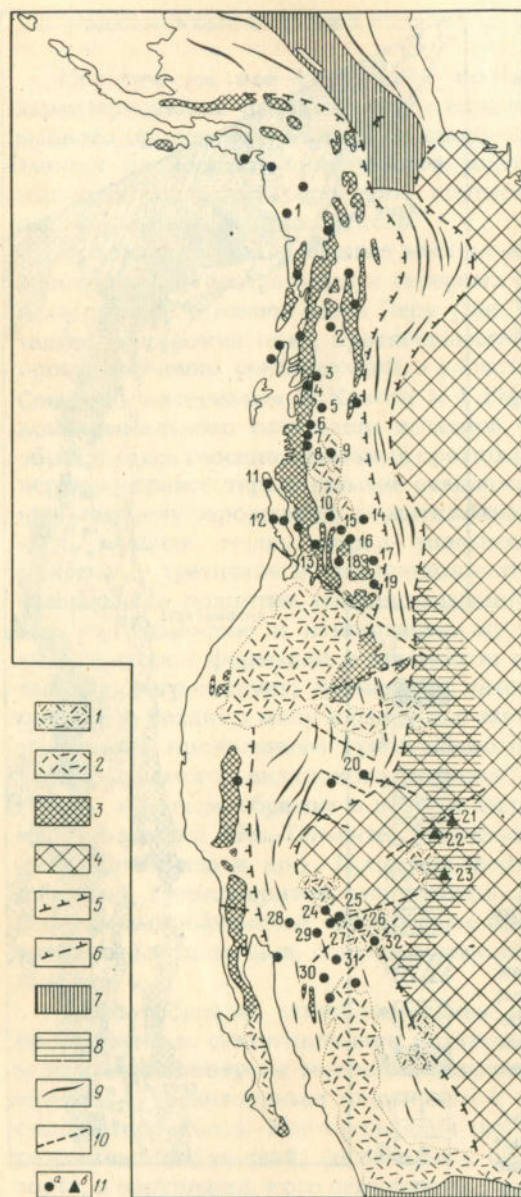


Рис. 2. Месторождения молибдена в структуре Кордильер (составлено по материалам Ф.Б. Кинга и других американских геологов):

1 — вулканогенные породы третичного и четвертичного возраста, сформировавшиеся поверх деформированных пород орогенных поясов; 2 — третичные эффузивы трахиандезитовой формации; 3 — кислые плутонические породы во внутренних частях орогенных поясов; 4 — Северо-Американская платформа; 5 — область эвгеосинклинального развития; 6 — область миогеосинклинального развития; 7 — срединные массивы; 8 — область платформы, активизированной в мезозое; 9 — обобщенные простирации складчатых структур; 10 — разломы и пояса разрывных нарушений; 11а — медно-молибденовые месторождения: Кварц-Хилл (1), Лиэд (2), Аякс (3), Алис-Арм

(4), Глэсье Галч (5), Лаки Шип (6), Берг (7), Рэд Бирд (8), Эндако (9), Пуасон Маунтин (10), Бэй (11), Кэтфейс (12), Джим (13), Босс Маунтин (14), Бетлехем (15), Хозмонт (16), Крейгмонт (17), Бренда (18), Рэд Маунтин (14), Бигнам (20), Майами (24), Глоб (25), Моренси (26), Рей (27), Ахо (28), Маммот (29), Кананеа (30), Бисби (31), Санта-Рита (32); 11б — молибденовые месторождения: Юрэд-Гендерсон (21), Клаймакс (22), Квеста (23)

Пояс Кордильер образовался на месте геосинклинали, заложенной более миллиарда лет назад. Однако ни одна из многих доневадийских эпох диастрофизма, начиная с гренвильской, не привела к общему поднятию и стабилизации, проявляясь лишь в складчатости и относительно кратковременных поднятиях отдельных частей региона. Развитие геосинклинали, как подчеркивает В.Е. Хаин, продолжалось весьма длительный период — около 1200 млн. лет. Период орогенного развития начался в юре и продолжался до четвертичного времени (в течение 200 млн. лет).

В классической американской литературе этот орогенез подразделяется на две эпохи: невадийскую (начинавшуюся примерно на границе юры и мела) и ларамийскую (граница мела и палеогена). Однако согласно исследованиям У. Уайта и других американских геологов большая часть мезозоя являлась временем „непрерывно-прерывистого орогенеза”. Поэтому А. Дж. Ирдли предложил различать в составе каждой из вышеназванных эпох три фазы — раннюю, среднюю и позднюю, а Ф. Кинг подчеркнул, что в северных Кордильерах в мезозойское время в различных местах эвгеосинклинальной зоны происходила почти непрерывная орогенная деятельность, не позволяющая обоснованно выделять отдельные всплески орогенеза. Это вывод чрезвычайно важен для понимания закономерностей размещения и времени формирования молибденовых и медно-молибденовых месторождений Северо-Американских Кордильер, абсолютный возраст которых определяется в пределах 198 — 21 млн. лет.

Кордильеры характеризуются неоднородным строением как в поперечном, так и в продольном направлениях. В поперечном сечении с востока на запад выделяются следующие зоны: 1) прерывистая полоса передовых прогибов, 2) прерывистая окраинная зона эпиплатформенного орогенеза; 3) миогеосинклинальная зона с поздне меловым — раннепалеогеновым или ларамийским возрастом главной складчатости (Скалистые горы Канады и Монтаны, западная часть Скалистых гор более южных штатов США, восточная часть Большого Бассейна, восточная часть Сьерра-Мадре в Мексике), 4) эвгеосинклинальная зона с позднеюрским — раннемеловым, или невадийским, возрастом складчатости (Аляскинский хребет, Береговой хребет Юго-Восточной Аляски и Британской Колумбии, западная часть Большого Бассейна и хр. Сьерра-Невада в США, западная и южная части Сьерра-Мадре в Мексике), 5) притихоокеанская зона с интенсивным погружением и складчатостью в течение кайнозоя, объединяющая отдельные поднятия, выходящие на поверхность докайнозойские образования (Береговые хребты Калифорнии), и крупные межгорные прогибы (Большая долина Калифорнии, Калифорнийский залив). Помимо этих пяти зон выделяются срединные массивы — Юконский на Аляске и „платформа” Коахила в Мексике, а также молодые вулканические наложенные образования, размещенные главным образом в эвгеосинклинальной зоне, Каскадных горах,

на Колумбийском плато в западной части Сьерра-Мадре, Южной Мексики, в Сальвадоре и Никарагуа.

На территории США Кордильеры характеризуются наибольшей шириной, и в них хорошо представлены все вышеперечисленные зоны, а к северу и югу Кордильеры заметно сужаются главным образом за счет выпадения зон эпиплатформенного орогенеза. Что же касается эв- и миогеосинклинальной зон, то они четко проявлены на всем протяжении пояса. Все продольные зоны Кордильер разделяются глубинными разломами. Поперечные глубинные разломы делят пояс Кордильер на отдельные сегменты, существенно различающиеся историей развития.

Наиболее ранним (еще в байкальское время) было зарождение Персельской геоантиклинали в южной части Канадских Кордильер; затем в раннегерцинское время в Неваде и Айдахо наметилась Антлерская геоантиклиналь. Ее северное продолжение нарастило Персельское поднятие, и в позднем триасе — средней юре они вместе составили Центральную геоантиклиналь, разделившую эв- и миогеосинклинальные зоны Кордильер. Периодически проявлявшиеся поднятия этой геоантиклинали сопровождались складчатостью, местами надвигами и гранитоидным плутонизмом, положившим начало (граница триаса и юры) образованию крупных батолитов Западных Кордильер. С этого времени по существу и начинается формирование медно-молибденовых месторождений в Британской Колумбии (Бетлехем — 198 млн.лет, Копи Маунтин — 192 млн.лет, Лорейн — 177 млн.лет, Бренда — 168 млн.лет и др.). Перечисленные месторождения в целом тяготеют к западной части Центральной геоантиклинали, воздымание которой продолжалось вплоть до мелового времени.

В конце юры — начале мела ее воздымание сопровождалось надвигами вдоль древнего антлерского комплекса. Продолжавшиеся орогенические процессы сопровождались гранитоидным магматизмом и формированием более молодых месторождений молибдена — Эндако (138 млн.лет) Босс-Маунтин (102 млн.лет), Инджеби (81 млн.лет) и др.

Эвгеосинклинальная зона Кордильер Канады и США в течение юры была разделена вулканической Западной геоантиклиналью на два прогиба, а в среднемеловую (поздненевадийскую) орогению, когда воздымания распространились на большую часть Кордильерской геосинклинали, впервые выйдя в аляскинском и собственно американском (США) сегментах за пределы эвгеосинклинальной зоны в область миогеосинклинали, Западная геосинклиналь слилась с Центральной, образовав Центральное поднятие Кордильер, протянувшееся от Аляски на севере до Мексики на юге. В это время завершилось формирование крупнейшего пояса гранитоидных батолитов. К этому же времени относится образование наиболее многочисленной группы молибден-медных месторождений Кордильер с абсолютным возрастом от 45 до 72 млн.лет: Аякс, Алис-Арм, Глэсье Галч, Грей-низл, Коэтфейс, Лаки Шил, Берг, Ред, Бирд, Гем и другие месторож-

дения Британской Колумбии, расположенные в области Западной геоантиклинали, а также месторождения штатов Юта и Аризона в США, развитые в миогеосинклинальной зоне Кордильер.

Ларамийская орогения начинается с середины сенона, когда к востоку от Центрального поднятия деформации охватили принадлежащую ранее к платформе область Восточных Скалистых гор. Именно с этим периодом связано образование собственно молибденовых месторождений Клаймакс, Юрэд-Гендерсон, Квеста и др., обусловленных процессами эпиплатформенной орогении западной окраины Северо-Американской платформы и не имеющих ничего общего с медно-порфировыми месторождениями остальной части Кордильер.

На рубеже мела и палеогена к западу от Центрального поднятия возникла новая геоантиклинальная зона Береговых хребтов (ее аналог в Южной Аляске — геоантиклиналь Чугач). Отделенная от Центрального поднятия межгорными прогибами Большой Долины, она продолжала свое развитие в течение всего кайнозоя. Для этого этапа развития Кордильер характерны следующие типы магматизма: 1) андезитовый вулканизм островных дуг, проявлявшийся в связи с продольными разломами периферии Тихого океана, в вулканических зонах Южной Аляски, Каскадных гор и Сальвадора — Никарагуа; 2) ареальный толеит-базальтовый миоценовый вулканизм Колумбийского плато; 3) латит-мнционитовый магматизм с излияниями лав и образованием небольших интрузивных штоков, охвативший область Большого Бассейна и прилегающие с юга районы, включая южную часть Сьерры-Мадре, и, наконец, 4) вулканизм, отличающийся наибольшим разнообразием состава продуктов, изменяющихся от базальтов до риодацитов и распространенных в вулканической Сьерре Чукной Мексики, в полосе от плато Колорадо в Аризоне до Нью-Мексико и зоны Снейк — Ривер — Абсарока — Йеллоустонский парк в США. С позднеальпийским этапом связаны месторождения медно-порфировых руд в Каскадных горах и Мексике с абсолютным возрастом 6,25 — 24,0 млн.лет.

В целом развитие орогенических процессов продвигалось с востока на запад с разрастанием в этом направлении поднятий и продвижением фронта гранитоидного магматизма и образованием молибден-медных (медно-порфировых) месторождений. Лишь в поздненевадийское (среднемеловое) и ларамийское время область проявления орогенических процессов увеличивалась не только в западном, но и в восточном направлениях. В этом случае мы имеем пример распространения магматизма и сопровождающего его молибден-медного оруденения в период орогенного развития геосинклинали из эвгеосинклинальной зоны в миогеосинклинальную. Особенность геотектонических позиций месторождений Северо-Американских Кордильер заключается в том, что они формировались в течение всего длительного периода орогенного развития этого региона, начиная с нижней юры и вплоть до верхнего неогена. При этом и в пространстве, и во времени месторождения и материнский магматизм тесно связаны с

геоантиклинальными поднятиями — структурами, формировавшимися здесь в разное время в результате эпигеосинклинальных орогенических процессов.

На Малом Кавказе медно-молибденовые месторождения находятся в области альпийской складчатости — в так называемой складчатой зоне Армении, выделенной К.Н. Паффенгольцем. Согласно Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину, этот участок земной коры представляет собой обломок срединного массива, который в сеноне — эоцене оказался втянутым в крупное погружение с накоплением флишеидных и вулканогенных образований. В олигоцене — миоцене происходят общее воздымание зоны и ее наиболее интенсивная складчатость, формируется толща андезитов, трахиандезитов, липаритов, трахилипаритов, их туфов и туфопесчаников. В это же время в связи с процессами воздымания зоны образуются плутоны пестрого состава.

Радиологические исследования показали для ранней габбро-монцитит-граносиенитовой фазы 37—39 млн. лет. (поздний эоцен — олигоцен) и для более поздней гранодиорит-гранитной фазы — 23—24 млн. лет (ранний миоцен). С этими плутонами и прорывающими их дайками порфировых пород ассоциируют месторождения медно-молибденовых руд: Агарацкое, Джиндаринское, Каджаранское, Парагачайское, Дастакертское, Анкаванское. В плиоцене некоторые из рудоносных плутонов были выведены на поверхность и перекрыты угленосными отложениями.

В зоне Балхашского антиклинория и на сопредельных с ней территориях развиты молибден-медные месторождения герцинского возраста. Эта зона находится в области Центрально-Казахстанской герцинской складчатости, которая с трех сторон окружена каледонидами.

В фаменско-турнейское время здесь были заложены основные элементы позднепалеозойской структуры рассматриваемой территории — Балхашское поднятие и обрамляющие его крупные прогибы с вулканической деятельностью и отложением пирокластов (Северо-Балхашский и Токрауский синклинии). Формирование этих структур завершилось в конце карбона внедрением крупных плутонов, сложенных гранодиоритами, гранитами и диоритами, прорывающими верхнекаменноугольные отложения. С гранитоидами и прорывающими их дайками и штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, лампрофиров ассоциирует молибден-медное оруденение (Коунрадское, Саякское, Карабаское и другие месторождения). В контроле интрузивных пород и оруденения большую роль играют разрывные нарушения северо-западного, близширотного и близмеридионального простираний.

Кураминскую зону (рис.3) трактуют как срединный массив, расположенный между каледонским и герцинским Тянь-Шанем [5]. В позднем силуре — раннем девоне на месте Кураминской зоны образовалось каледонское антиклинальное поднятие с широким развитием в нем вулканогенных пород андезитового, андезито-дацитового,

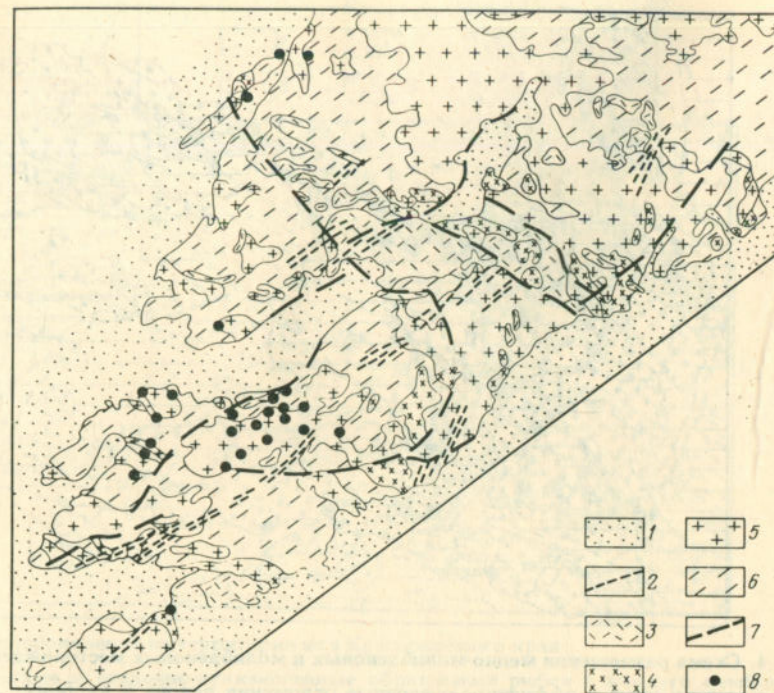


Рис. 3. Схема размещения медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений в зоне Кураминского антиклинория:

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — пояса даек кислых и основных пород пермского возраста; 3 — вулканогенные образования пермского возраста; 4 — граниты, граносиениты, сиенит-диориты; 5 — гранодиориты, диориты; 6 — палеозойские образования, вмещающие плутоны пестрого состава; 7 — тектонические нарушения; 8 — месторождения и рудопроявления

дацитового и липаритового состава, а также адамеллитов, аляскитовых гранитов, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, которые завершили каледонский цикл развития Кураминской зоны.

В живетский век в условиях глыбовых перемещений происходит общее погружение территории и заложение прогиба, в котором накапливались мощные (до 3,5 тыс.м) толщи карбонатных и терригенно-карбонатных пород ($D_2 qv - C_{1-2}$). Эти породы смяты в крупные линейные складки северо-восточного простирания. На них с резким угловым несогласием залегает ниже-среднекаменноугольная минбулакская свита вулканических пород среднего и кислого состава, прорванная крупными интрузивами, сложенными гранодиоритами, граносиенитами, гранитами, диоритами, монцититами, сиенит-диоритами, габбро, с которыми и связано молибден-медное оруденение. Возраст этих интрузивных пород определяется условно как средне-позднекаменноугольный. В верхнем карбоне и перми формируется вулканическая толща, сложенная эффузивами андезитового, трахиандезитового, липаритового, дацитового и трахидацитового состава.

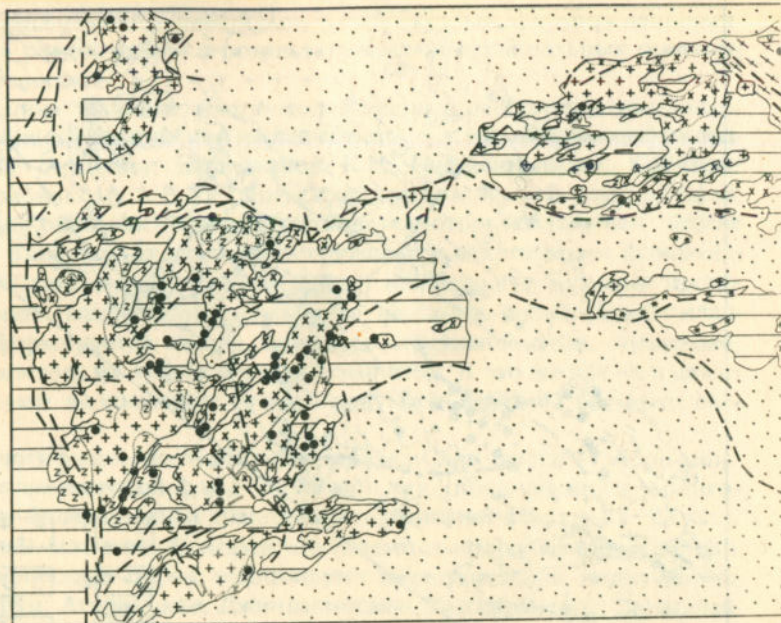


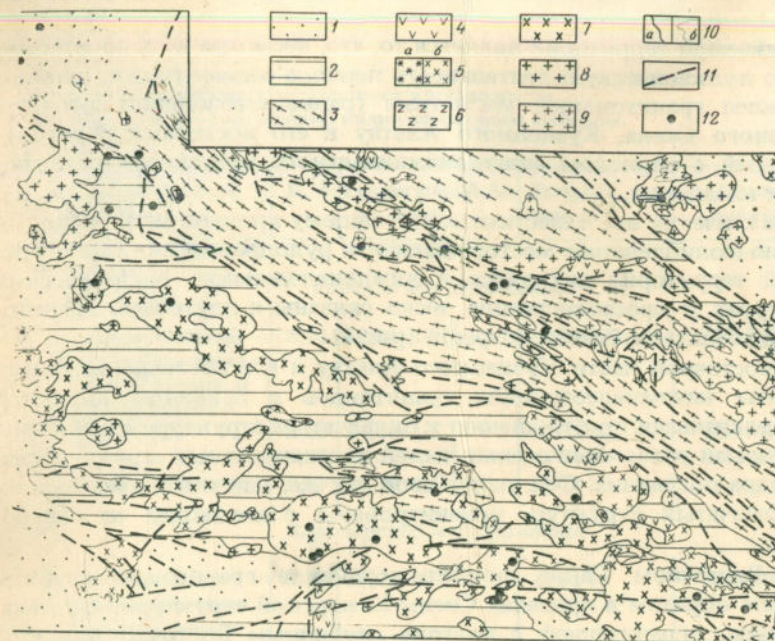
Рис. 4. Схема размещения медно-молибденовых и молибденовых месторождений

1 — красноцветные и эффузивно-осадочные отложения девона и карбона; 2 — 3 — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, кварциты, мраморы, разного возраста; 5 — нижне-среднедевонские образования: а — щелочные сиениты; 6 — габбро, габбро-диориты, 7 — диориты, кварцевые диориты, сиенит-диориты; 9 — гранодиориты, порфиоровидные граниты протерозоя, большей частью между породами плутона; 11 — тектонические нарушения; 12 — месторож-

Молибден-медное оруденение развито в экзо- и эндоконтактных зонах крупных интрузивов, где оно ассоциирует с дайками и штоками гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Дайки и рудная минерализация контролируются разрывными нарушениями близширотного и северо-западного простираний, а также местами пересечения этих нарушений. Большое значение в рудогении района имеют крупные разломы Карабулакский, Бургундинский, Мисканский, Баштавакский и др., которые расчленяют всю территорию на отдельные блоки.

Верхний возрастной предел молибден-медного оруденения Кураминской зоны устанавливается на основании того, что в районе месторождения Сары-Чеку в породах жерловых фаций пермского возраста обнаружены ксенолиты молибден-медных руд.

Иногда медно-порфировые месторождения Кураминской зоны связывают с процессами тектоно-магматической активизации. Однако совершенно очевидно, что область Кураминской зоны в результате каледонской складчатости не превратилась в платформу или область завершённой складчатости, а в герцинское время она



и рудопроявлений на территории юга Красноярского края:

осадочные и осадочно-вулканогенные образования рифея и нижнего кембрия; мигматиты и другие породы архея и протерозоя; 4 — габбро-диабазы и диабазы, 6 — сиениты, граносиениты; 6-8 — нижнепалеозойская гранитоидная формация, 8 — гранодиориты, граниты, порфиоровидные граниты, граносиениты, сиенит-диориты; 10 — границы: а — геологические, б — с постепенными переходами и рудопроявления

погружалась. Здесь формировался глубокий прогиб, заполнявшийся достаточно мощной толщей морских осадков, которые были смяты в линейные складки. Затем широко проявился магматизм, ничем не отличающийся от магматизма, характерного для эпигеосинклинальной орогении складчатых областей. Следовательно, период формирования позднегерцинских плутонов и связанного с ними медно-порфирового (молибден-медного) оруденения, на наш взгляд, нельзя отрывать от орогенной стадии развития герцинской геосинклинали.

Южная часть Красноярского края представляет собой отчетливо выраженную молибденоносную провинцию. Эта территория входит в состав Урало-Монгольского складчатого пояса, а в тектоническом отношении является областью байкальской и в большей части раннекаледонской складчатости. По мнению В.П. Арсентьева и П.М. Хренова [2], наличие фрагментов дорифейских структур позволяет предположить, что геосинклинальной системе байкалид предшествовали складчатые протогеосинклинальные сооружения на достаточно консолидированной, хотя и маломощной, сиалической коре.

Важной особенностью раннекаледонского этапа развития рас-

смаатриваемой территории является то, что, несмотря на относительную слабую вулканическую деятельность периода седиментации, широко проявился гранитоидный магматизм (раннепалеозойские батолиты Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и его восточных отрогов), связанный с периодом эпигеосинклинального орогенного развития ранних каледонид.

Практически все известные к настоящему времени молибденовые и медно-молибденовые месторождения и рудопроявления рассматриваемой территории находятся в нижнекаледонских тектонических структурах и пространственно тесно связаны с плутонами гранитоидов раннепалеозойского возраста (рис.4).

В восточной части Кузнецкого Алатау и его восточных отрогах батолиты нижнепалеозойских гранитоидов в основном являются конкордантными по отношению к складчатым структурам и связаны с крупными разломами осевых частей антиклинальных структур, слагают ядра последних. Оси интрузивов так же, как и оси вмещающих их складчатых структур, ориентированы с юго-запада на северо-восток.

В Восточном Саяне нижнепалеозойские гранитоиды развиты главным образом в пределах Сисим-Казырской структурно-фациальной зоны, ограниченной с востока глубинным Восточно-Саянским разломом, от которого к западу и северо-западу отходят оперяющие нарушения, контролирующие расположение гранитоидов. Гранитоиды слагают крупные, удлиненной формы плутоны, конкордантные по отношению к складчатым структурам. Они характеризуются близкширотной ориентировкой и так же, как и в восточных отрогах Кузнецкого Алатау, обычно приурочены к ядрам антиклинальных структур (Будежкульский, Ольховский, Кордовский и др.).

Верхний возрастной предел молибденовых и медно-молибденовых месторождений устанавливается на основании того, что корни ниже-среднедевонских эффузивов отчетливо проявляются как образования, более поздние по сравнению с этими месторождениями. На Сорском месторождении дайки андезитовых и диабазовых порфиритов, а также более поздних ортофиоров рассекают рудную минерализацию. На рудопроявлении Бейка дайки андезитовых, андезитацитовых и ортофиоровых пород, которые являются аналогами расположенных в 1,5 км девонских эффузивов, также рассекают рудную минерализацию.

Определения абсолютного возраста оруденения, проведенные в ВИМСе Е.М. Колесниковым на материале Сорского и Агаскырского месторождений, находящихся в Кузнецком Алатау, и Джетского месторождения, расположенного в Восточном Саяне, дали результаты (табл.2), по существу совпадающие с абсолютным возрастом гранитоидов (485—495 млн.лет), с которыми пространственно это оруденение ассоциирует.

Приведенные данные свидетельствуют о нижнекаледонском возрасте оруденения, пространственно ассоциирующего с крупными

Результаты определения радиологического возраста молибденовых месторождений калий-аргоновым методом

№ п/п	Анализируемый материал	K, %	Радиоогенный Ar, см ³ /г	Возраст, млн.лет	Марка спектрометра
<i>Сорское месторождение</i>					
1	Биотит из кварц-полевошпатовых тел с сульфидной минерализацией	8,05	$16,24 \cdot 10^{-5}$	467 ± 20	МИ-1309
	То же	8,05	$16,33 \cdot 10^{-5}$	470 ± 20	МИ-1309
	—	8,05	$16,31 \cdot 10^{-5}$	470 ± 10	ММ-600
	Среднее значение	8,05	$16,30 \cdot 10^{-5}$	470 ± 10	
<i>Агаскырское месторождение</i>					
2	Мусковит, образованный в связи с рудной минерализацией	8,89	$18,31 \cdot 10^{-5}$	476 ± 10	ММ-600
<i>Джетское месторождение</i>					
3	Мусковит, образованный в связи с рудной минерализацией	8,30	$18,05 \cdot 10^{-5}$	499 ± 10	ММ-600
	Тот же	8,30	$18,18 \cdot 10^{-5}$	503 ± 10	ММ-600
	Среднее значение	8,3	$18,11 \cdot 10^{-5}$	501 ± 10	
<i>Ольховский массив</i>					
4	Биотит из биотит-роговообманковых гранитов	6,3	$20,5 \cdot 10^{-8}$	485	
<i>Ничкинский массив</i>					
5	Биотит из лейко-кратовых гранитов	4,77	$15,8 \cdot 10^{-8}$	495	

Примечание. Определения 4 и 5 заимствованы из работы И.Г. Полякова и др.

плутонами гранитоидов, образовавшихся в орогенный период развития раннекаледонской складчатой области восточных отрогов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.

Итак, рассмотрение геологических позиций медно-молибденовых месторождений в различных складчатых областях показывает, что

они формируются в связи с магматизмом эпигеосинклинальной орогении. Большая их часть находится в зонах эвгеосинклинального развития, главным образом в геосинклинальных структурах и их ближайшем обрамлении; иногда они приурочены к зонам стыка разновозрастных складчатых систем и срединным массивам. Лишь немногие из этих месторождений, например в Кордильерах США, распространены в зонах миеосинклинального развития, подвергшихся на стадии эпигеосинклинальной орогении магматическому воздействию. Развитие большей части геосинклинальных рудонесущих структур совершалось более чем в один геологический цикл, и многие из них должны быть отнесены к геосинклиналям остаточного типа. После главной фазы складчатости в связи с общим воздыманием геосинклиналей и началом орогенных процессов во всех регионах, несущих молибден-медные месторождения, развивался удивительно однотипный вулканоплутонический магматизм, представленный андезитовыми и трахиандезитовыми формациями и формацией плутонов пестрого состава. В строении последних участвуют монзониты, диориты, гранодиориты, граносиениты, граниты, а также небольшие штоки, силлы, дайки гранит-порфиров, монзонит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров, лампрофиров.

Месторождения развиты в экзо- и эндоконтактных зонах батолитов пестрого состава. Наиболее тесно во времени и в пространстве оруденение ассоциирует с дайками порфировых пород. Месторождения контролируются разрывными нарушениями, как согласными с общим направлением складчатых структур, так и поперечными или косо ориентированными к ним. Рудные районы и отдельные месторождения приурочены к местам пересечения таких нарушений.

В молодых складчатых областях отчетливо видно, что после образования медно-молибденовых месторождений и окончания близкой к ним по времени проявления магматической деятельности наступал заключительный этап орогенного развития, который характеризовался излиянием базальтов и андезито-базальтов.

Молибденоносные области эпиплатформенной орогении

Области эпиплатформенной орогении с проявлением гранитоидного магматизма несут монометалльные молибденовые и комплексные вольфрам-молибденовые руды. Геохимический профиль оруденения этих областей определяется характером гранитных магм (их составом), а продуктивность зависит от интенсивности магматической деятельности, ее возраста и степени эродированности рудоносных гранитоидных плутонов.

Монголо-Охотский пояс характеризуется интенсивной глыбовой тектоникой и напряженным магматизмом в мезозойское время. Он протягивается более чем на тысячу километров от Забайкалья до побережья Охотского моря через области палеозойской и протерозойской складчатости. Здесь издавна выделяются следующие наиболее крупные структурные элементы: а) поднятия, сложенные главным

образом палеозойскими и допалеозойскими породами, — Агинское, Приаргунское, Шахтаминское, Газимуровское, Шилка-Олекминское, Станового хребта, Буреинского кристаллического массива, и б) прогибы, выполненные мезозойскими морскими и континентальными терригенными отложениями, — Восточно-Забайкальский, Ингодино-Шилкинский, Пришилкинский, Амурско-Зейский, Чульманский, Буреинский и др. Большие мощности молассовых накоплений во впадинах, достигающие 6—7 тыс. м, свидетельствуют о контрастных движениях блоков земной коры большой амплитуды.

Природа мезозойских тектонических движений Восточной Азии, так же как и типы структур, образованных ими, еще не понята до конца и трактуется в литературе по-разному. В.В. Белоусов и В.Н. Козеренко рассматривали перечисленные впадины как замкнутые остаточные геосинклинальные овалы — парагеосинклинали. М.С. Нагибина одна из первых обратила внимание на то, что уже в палеозое сформировалось складчатое основание Монголо-Охотского пояса, и пришла к выводу о внегеосинклинальном развитии мезозойских впадин, подчеркивая относительно короткий период развития и пестроту выполняющих их терригенных формаций.

В истории мезозойских движений достаточно отчетливо выделяются два самостоятельных этапа — раннемезозойский и позднемезозойский. Раннемезозойские структуры представлены прогибами двух типов: 1) с морскими отложениями и 2) с континентальными молассами и вулканитами, а также поднятиями, занимающими обширные площади. Некоторые исследователи рассматривают морские прогибы, примерами которых являются Ингодино-Шилкинский и Восточно-Забайкальский, как ответвления мезозойской геосинклинали Приморья, проникшие по зонам разломов далеко в глубь палеозойских и допалеозойских складчатых сооружений Забайкалья и восточной части МНР. Верхнемезозойские отложения, представленные озерными и речными терригенными и угленосными накоплениями в межгорных прогибах и вулканитами трахиандезитовой формации, отделены крупным несогласием от подстилающего раннемезозойского комплекса. Н.А. Беляевский отметил в 1966 г. большое значение этого внутриорского перерыва (бат — байос), отвечающего, по его мнению, складкообразованию, в результате которого из геосинклинального развития выпало все Западное Приморье.

Мезозойские структуры Восточной Азии и в том числе Монголо-Охотского пояса представляют собой образования, наложенные на разнородный субстрат и развивавшиеся преимущественно в континентальной обстановке. По-видимому, в целом и особенно для позднемезозойского этапа их можно квалифицировать как результат эпиплатформенного орогенеза.

Движения позднемезозойского этапа сопровождались образованием крупных масс гранитоидов. Плутонизм гранитоидов, с которыми пространственно связано молибденовое оруденение, расположены в поднятиях. Их внедрение контролировалось разломами разных направлений — близширотного, близмеридионального и северо-



Рис. 5. Схема размещения молибденового оруденения в Восточном Забайкалье:

1 — меловые и кайнозойские отложения приразломных впадин; 2 — верхнеюрские вулканогенные породы; 3 — молибденоносные граниты средне-верхнеюрского возраста; 4 — крупные наложенные впадины мезозойского возраста; 5 — области каледонской и герцинской складчатости с преимущественным развитием палеозойских гранитов; 6 — разломы и пояса разрывных нарушений; 7 — месторождения и рудопоявления молибдена

восточного, а также местами их пересечений (рис.5), что нашло свое отражение в морфологии и ориентировке интрузивов и прорывающих их даек порфировых пород. Анализ пространственного расположения молибденовых рудопоявлений показывает, что все они находятся в пределах поднятий и по существу нигде не распространены в прогибах, а наиболее крупные и промышленно ценные из них в большинстве случаев присутствуют в зонах обрамления впадин. В период тектоно-магматической активизации эти зоны характеризовались наибольшей мобильностью, а в настоящее время здесь развиты рудоносные плутоны с наименьшей глубиной эрозионного среза или даже не вскрытые эрозией. Это обстоятельство в значительной мере определяет благоприятную перспективу поисков крупного промышленного оруденения.

В южной части Восточного Забайкалья эти гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижней и средней юры и не имеют четких контактов с верхнеюрскими эффузивами. Однако А.Ф. Мушников, ссылаясь на описанное И.Н. Тихомировым залегание обломочно-эффузивных пород на гранитоидах шахтаминского комплекса в районе Газимурского завода, в верховьях пади Таловки, считает доверхнеюрский возраст этих гранитоидов доказанным. Доверхнеюрский возраст Запокровского интрузивного массива, аналогичного Шахтаминскому, Е.Н. Лавренко и А.А. Локерман определили в 1961 г. на основании того, что этот массив пересекается Запокровским надвигом, отчетливо перекрытым ненарушенными верхнеюрскими осадочно-вулканогенными породами.

Таким образом, в южной части Восточного Забайкалья более или менее достоверно по геологическим данным устанавливается, что интрузии молибденоносных плутонов происходили на границе средней и верхней юры.

Возраст молибденового оруденения и продуцирующих его гранитов, развитых к северу от р. Шилки, устанавливается на основании радиологических определений, поскольку прямых геологических фактов для этого по существу нет. Приводимые данные (табл. 3) показывают, что молибденовое оруденение в Восточном Забайкалье имеет абсолютный возраст в пределах 150—178 млн. лет, т.е. формировалось во второй половине средней юры в связи с процессами эпиплатформенной орогении.

Основная масса месторождений и рудопоявлений молибдена Восточного Забайкалья сосредоточена в двух поднятиях — Шилка-Олекминском и Шахтаминском. Обе структуры являются фрагментами области палеозойской складчатости и в основном сложены палеозойскими гранитами при подчиненной роли вмещающих палеозойских кварцитов, мраморов, доломитов, а также докембрийских кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов. Оба поднятия — области широкого развития мезозойского магматизма. Наибольшая концентрация молибденовых проявлений наблюдается в районах: 1) бассейн Алеура — верхнее течение Олекмы, 2) Могоча, 3) Срединск—Усть-Карск, 4) верхнее течение Унды.

Таблица 3

Абсолютный возраст молибденовых месторождений Восточного Забайкалья

Месторождение	Порода	Минерал	Возраст, млн. лет	Место проведения анализа	Автор
Жирекенское	Метасоматически измененные граниты	Калиевый полевой шпат (КПШ)	171±7	ИГЕМ АН СССР	В.И. Рехарский
	То же	"	164±7	"	"
	Неизмененный гранит	Серицит Биотит	160±7 178±4	ВИМС	Е.М. Колесников
Давендинское	Метасоматически измененные граниты	КПШ	167±10	ИГЕМ АН СССР	Г.А. Танананова
	То же	"	162±6	"	"
	Свинцово-цинковая минерализация	Серицит	142±7	"	"
Кудиканское	Грейзен	Мусковит	154±6	ИГЕМ АН СССР	О.П. Полякова
	"	"	151±5	"	"
Шахтаминское	Слюдистые метасоматиты Кварц-пирит-молибденит-серицитовые образования	Серицит	168±8	ИГЕМ АН СССР	О.П. Полякова
		"	166±6	"	В.И. Рехарский

В бассейне Алеура и верхнего течения Олекмы молибденовые проявления образуют пояс шириной в 30—40 км, протягивающийся на расстояние более 200 км в северо-северо-восточном направлении. Этот пояс приурочен к зоне крупного тектонического нарушения, которое отчетливо проявлено в долине р.Алеур мощной (несколько сот метров) зоной катаклаза и разгнейсования, а также развитием мезозойских даек порфировых пород северо-северо-восточного простирания. На большей части распространенных месторождений главные рудоконтролирующие структуры ориентированы также в северо-северо-восточном направлении, что свидетельствует о едином структурном плане их формирования в связи с развитием региональной тектонической зоны того же направления [24].

Вместе с нарушениями, согласными с общим простиранием зоны, немаловажную роль играют разрывные нарушения других направлений — северо-восточного, близширотного и северо-западного. В период мезозойского магматизма и рудообразования сложная систе-

ма этих нарушений неоднократно подновлялась и усложнялась, что обусловило сложную блоковую структуру зоны в целом.

В Могочинском районе молибденовые месторождения сосредоточены в Амуджикано-Ключевской тектонической зоне близширотного простирания, которая развита в палеозойских гранитах и характеризуется повышенной трещиноватостью, приуроченностью к ней относительно крупных массивов мезозойских гранитоидов (Амуджиканский, Ирбитский, Давендинский и др.) и прорывающих их даек порфировых пород. В целом она имеет сложное блоковое строение. Ширина зоны 15—25 км, протяженность до 100 км. Здесь преобладают нарушения близширотного простирания, кроме того, повсеместно развиты нарушения северо-западного, близмеридионального и северо-восточного простираний.

В районе Сретинск — Усть-Карск довольно многочисленные, но незначительные по масштабам рудопроявления молибдена сосредоточены в Пришилкинской зоне разломов. Рудопроявления образуют пояс северо-восточного простирания шириной 20—25 км и протяженностью 120—130 км. Оруденение пространственно ассоциирует с крупными выходами массивов мезозойских гранитоидов.

Помимо охарактеризованных тектонических зон, несущих большую часть молибденового оруденения, в Шилка-Олекминском поднати много проявлений молибдена приурочено к тектоническим зонам, окаймляющим верхнеюрские впадины, например молибденовое оруденение Бугарихто-Джекдачинской тектонической зоны в верхнем течении р.Тунгира и др.

В южной части Восточного Забайкалья территория распространения молибденового оруденения непосредственно примыкает к северной окраине Восточно-Забайкальского прогиба. Шахтаминское месторождение находится в одноименной тектонической зоне широтного простирания, к которой приурочены Шахтаминский, Аленгуйский и Усть-Аленуевский широтно ориентированные массивы мезозойских гранитоидов и дайки порфировых пород. Ширина пояса 7—8 км, протяженность около 40 км. Помимо резко преобладающих широтных нарушений в зоне развиты нарушения северо-западной, северо-восточной и близмеридиональной ориентировки, также контролирующие верхнеюрские дайки.

Другая рудоносная структура юга Восточного Забайкалья — Бугдаинская тектоническая зона меридионального простирания, в которой сконцентрированы дайки и небольшие штоки мезозойских магматических пород, контролируемые разрывными нарушениями преимущественно близмеридионального простирания. Известны разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простираний. Штокверковое оруденение этой зоны находится в месте пересечения нарушений близмеридионального и северо-западного простираний.

Таким образом, молибденовые месторождения Восточного Забайкалья находятся в участках земной коры, которые с самого начала

мезозойской орогении испытывали поднятие. Месторождения приурочены к тектоническим зонам разной ориентировки — близширотной, близмеридиональной и северо-восточной. Эти зоны обычно располагаются как в центральных, так и в краевых частях поднятий и часто в непосредственном обрамлении наложенных впадин. Разная ориентировка тектонических зон и сложная морфология мезозойских интрузивов и рудных тел свидетельствуют о том, что мезозойский магматизм и рудообразование протекали в условиях тангенциального растяжения земной коры в связи с ее общим воздыманием в регионе в средне-верхнеюрское время.

С аналогичными тектоно-магматическими процессами связано молибденовое оруденение в областях хребтов Станового, Джугджурского, в бассейнах рек Селемджи и Буреи.

В Становом поднятии наиболее перспективной в отношении выявления молибденового оруденения представляется северная Тимптоно-Сутамская (включая Алгоминскую) структурно-металлогеническая зона, расположенная на стыке Алданского щита с Джугджуро-Становой системой. В пределах этой зоны сосредоточены известные в настоящее время рудопоявления Бадис, Дауркачан, Джелиндакан, Гертанда, Девок и др.

В Верхне-Буреинском районе большая часть месторождений и рудопоявлений расположена в кристаллическом обрамлении Буреинского прогиба (Умальтинское, Мальмальтинское, Усть-Мальмальтинское, Дешское); остальные (Янканское, Соловьевское, Мельгинское) находятся в тектонических зонах, не обнаруживающих непосредственной связи с этим прогибом и имеющих северо-восточное, близширотное и северо-западное простирания.

При движении с запада на восток в Монголо-Охотском поясе наблюдается заметное омоложение магматизма и оруденения. В Восточном Забайкалье возраст молибденовых месторождений и магматических пород, с которыми они связаны, среднеюрский, в области Станового поднятия — верхнеюрский — нижнемеловой, а в области Джугджурского хребта и в бассейнах рек Селемджи и Буреи — верхнемеловой.

Южная часть Скалистых гор, образующая восточное обрамление плато Колорадо, относится к области ларамийской орогении (см. рис.2). Однако в отличие от остальной части ларамид, сформировавшихся в результате эпигеосинклинальной орогении, в этом регионе развивались эпиплатформенные орогенические процессы. Здесь в самом основании геологических разрезов находятся докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы и граниты, составляющие фундамент Северо-Американской платформы. На них с резким угловым несогласием спокойно залегают терригенные и карбонатные отложения платформенных фаций, накопившиеся на протяжении палеозоя и мезозоя.

В позднемеловое и третичное время происходили сложные блоковые движения земной коры. В результате сформировались поднятия с широкими сводами, в ядрах которых на поверхность выведены

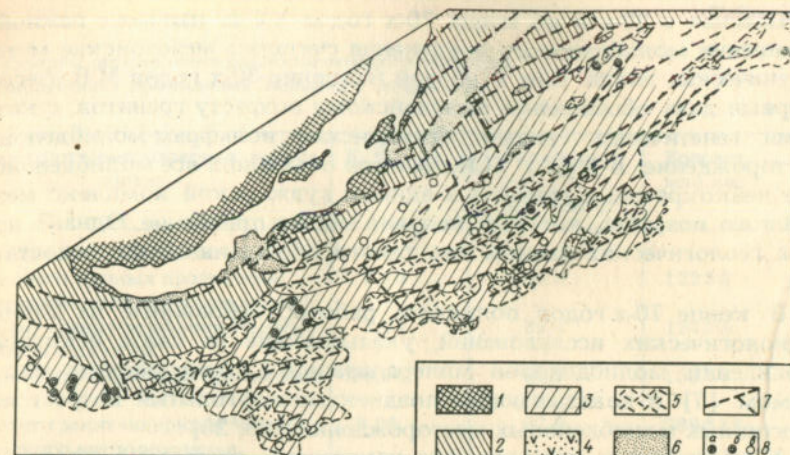


Рис. 6. Размещение проявлений молибдена на тектонической схеме Западного Забайкалья:

1 — краевая часть Сибирской платформы; 2 — области карельской и байкальской складчатости; 3 — области каледонской складчатости; 4 — вулканиты герцинского времени; 5 — мезозойские впадины забайкальского типа; 6 — кайнозойские впадины Байкальской рифтовой зоны; 7 — зоны разрывных тектонических нарушений; 8 — проявления молибдена: а — верхнепалеозойские, б — мезозойские, в — пока не установленного возраста

докембрийские породы. Их разделяют узкие и широкие впадины („бассейны”), заполненные грубыми конгломератами.

В среднетретичное время внедрялись плутоны, сложенные главным образом гранитами и в значительно меньшей мере гранодиоритами и монцонитами. Их прорывают дайки порфировых пород. Примерно тогда же или несколько позже происходила интенсивная эффузивная деятельность с накоплением андезитов, трахиандезитов, липаритов, трахилипаритов, дацитов (поля Сан-Хуан и Датил). Молибденовое оруденение пространственно ассоциирует с плутонами гранитов и имеет возраст 30—22 млн. лет, т.е. формировалось примерно на границе палеогена и неогена. Структурный контроль гранитов и связанных с ними месторождений осуществляется зонами разрывных тектонических нарушений, простирание которых согласно с общим простиранием ларамийской орогенной зоны (Квеста) и поперечно к ней (поперечный порфировый пояс Колорадо, Клаймакс, Юрэд-Гендерсон).

Западное Забайкалье. Здесь развиты главным образом байкалиды и ранние каледониды, существенно усложненные тектоно-магматическими процессами эпиплатформенной орогении в палеозойское и мезозойское время. Проявления молибдена распространены практически на всей территории Западного Забайкалья (рис.6) и представлены двумя типами: собственно молибденовым монометальным и комплексным вольфрам-молибденовым.

Начиная с 30-х и до конца 70-х годов XX в. наиболее важной в отношении молибденового оруденения считалась мезозойская металлогеническая эпоха. Еще в первой половине 30-х годов М.В. Бесова впервые дала обоснование мезозойскому возрасту гранитов, с которыми генетически связано Джидинское вольфрам-молибденовое месторождение. В 1957 г. П.И. Налетов объединил все молибденоносные лейкократовые граниты в единый гуджирский комплекс мезозойского возраста, который получил общее признание. Однако прямых геологических данных для такого обобщения было недостаточно.

В конце 70-х годов появились работы, основанные на данных радиологических исследований, указывающие на связь некоторых проявлений молибденовой минерализации с палеозойским магматизмом [7] и доказывающие позднекаменноугольный возраст перспективных молибденовых месторождений [23, 25].

К настоящему времени уже накопилось достаточно материала, чтобы сделать определенный вывод по этому вопросу. В Джидинском районе для лейкократовых гранитов Первомайского месторождения калий-аргоновым методом по биотиту ранее был определен возраст от 120 до 147 млн.лет, для лейкократовых гранитов Булуктайского — 172 млн.лет. Определения, выполненные тем же методом в ВИМСе (табл.4) на ряде новых и ранее известных объектах, в том числе и на Первомайском, показали, во-первых, хорошую сходимость полученных результатов с данными других исследователей по Первомайскому месторождению и, во-вторых, что молибденовое оруденение в Джидинском рудном районе формировалось дважды — в конце верхнего карбона и в мезозое. Аналогичные результаты были получены и по Селенгинскому району. Здесь для гранит-порфиров, с которыми пространственно связано Харитоновское проявление, определен абсолютный возраст 129 млн.лет, а амфибол Жарчихинского месторождения, наложенный на молибденовую минерализацию, характеризуется абсолютным возрастом 281 млн.лет. На Жарчихинском месторождении вмещающими молибденовое оруденение являются породы гранит-граносиенит-сиенитового комплекса, для которого Rb — Sr методом во ВСЕГЕИ определен возраст 285-302 млн.лет.

В северной части Западного Забайкалья, в Средне-Витимском районе, для лейкократовых гранит-порфиров Ореkitканского плутона, с которым связана молибденовая минерализация, установлен возраст 165-178 млн.лет [24], т.е. примерно тот же, что и для Булуктайского месторождения в Джидинском районе.

Таким образом, проведенные определения абсолютного возраста гранитов и связанного с ними молибденового оруденения позволяют прийти к заключению, что в Западном Забайкалье находятся молибденовые месторождения палеозойского и мезозойского возраста. В палеозое они формировались в конце верхнего карбона, на границе с пермью, в мезозое — юре — нижнем мелу.

Данные по абсолютному возрасту молибденового оруденения в Западном Забайкалье хорошо согласуются с историей геологического

Результаты определения радиологического возраста молибденовых проявлений Западного Забайкалья

Анализируемый материал, место взятия	K, %	Радио- ген- ный Ar, 10 ⁻⁶ см ³ /г	Возраст, млн.лет
<i>Джидинский район</i>			
Мусковит рудных прожилков	9,10	44,0	122±3
Первомайского месторождения			
Биотит гранит-порфиров Первомайского плутона	7,93	39,4	124±3
Мусковит из грейзена проявления	10,96	61,7	139±7
Сайд			
Биотит гранит-порфиров Чемуртаевского месторождения	8,05	97,9	289±12
Мусковит из грейзенизированных гранитов Джидотского месторождения	7,85	93,8	285±10
Мусковит рудных прожилков	8,68	102,9	281±6
Мало-Ойногорского месторождения			
Биотит лейкократовых гранитов	8,11	96,3	281±6
Мало-Ойногорского месторождения			
<i>Селенгинский район</i>			
Биотит гранит-порфиров Харитоновского месторождения	9,09	47,3	129±5
Арфведсонит завершающих гидротермальный процесс Жарчихинского месторождения кварцевых прожилков	1,33	16,4	292±14

Примечание. Определения абсолютного возраста выполнялись калий-аргоновым методом. Анализы радио-генного аргона проводились методом изотопного разбавления страссером ³⁸Ar на целнометаллической выделительной установке и масс-спектрометрах МИ-1309 и ММ-600 — „Майкромас“. При расчете возрастов использовались константы распада $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹ и $\lambda_R = 4,962 \cdot 10^{-6}$ лет⁻¹, $K^{40}/K = 0,0001193$. Анализы выполнены в лаборатории ядерных и изотопных методов анализа ВИМСа под руководством Е.М. Колесникова.

развития этого региона. В.П. Арсентьев, П.М. Хренов [2], И.В. Гордиенко и др. приходят к выводу, что на территории бассейнов рек Джиды, Селенги, Турки, Уды, Зазы, Хилка в среднем и позднем палеозое на месте полициклически развивавшегося геосинклинального пояса байкалит и ранних каледонид образовалась область средне-верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации, состоящая из разломно-блоковых структур, насыщенных вулканоплутоническими формациями. При этом магматизм наиболее интенсивно развивался на стыке байкальской и раннекаледонской структурно-фаци-

альных зон, а также внутри последней. В его развитии выделяют два этапа.

В первый этап образовались две группы пород — щелочные и нефелиновые сиениты, сконцентрированные в Северо-Байкальской, Джиди-Селенгинской и Кыджимит-Бамбуйской зонах, и преимущественно кислые и средние известково-щелочные эффузивы и их комагматы — субвулканические и гипабиссальные гранитоиды повышенной щелочности. Последние А.Н. Дистанова выделяет в среднепалеозойский гранит-граносиенит-сиенитовый комплекс, перекрытый мунустайской свитой трахиандезит-базальтов, считающейся пермской по аналогии с такими же образованиями Монголии. Принадлежность этих гранитоидов к единому магматическому комплексу подтверждается специально проведенными исследованиями ВСЕГЕИ. Полученные при этом материалы позволяют сделать вывод о едином составе и геологически одновременном формировании интрузивов в позднекаменноугольное время (по Rb — Sr методу $285-302 \pm 16$ млн.лет). В строении интрузивов выделяются породы двух фаз — преобладают граниты, граносиениты и сиениты, подчиненное развитие имеют более поздние лейкократовые граниты.

Магматизм второго этапа представлен преимущественно щелочно-базальтоидными вулканическими и плутоническими комплексами пород гибридного и мантийного происхождения. Это трахиандезит-базальтовые покровы, субвулканические штоки и дайки щелочных и известково-щелочных габброидов.

Исходя из характера магматизма, проявившегося в период средне-верхнепалеозойской активизации, и учитывая, что продуктивными для молибдена являются гранитоиды повышенной щелочности, следует сделать вывод, что в палеозое рудопроизводящим мог быть магматизм первого этапа, а именно гранитоиды повышенной щелочности, что находится в полном соответствии с определениями абсолютного возраста Мало-Ойногорского, Жарчихинского и других месторождений.

В период мезозойской орогении магматизм развивался также в два этапа — от гранитов щелочных (куналейский комплекс) и с повышенной щелочностью (гуджирский комплекс) к трахибазальтам. В развитии магматизма этого времени по существу повторяется эволюционная направленность средне-верхнепалеозойского магматизма. Так же, как и в период палеозойской орогении, мезозойские месторождения были продуцированы магмой повышенной щелочности, но в отличие от палеозойской она характеризуется ярко выраженной лейкократовостью, что и обусловило комплексный вольфрам-молибденовый состав руд мезозойских месторождений (Джидинского, Булуктайского и др.).

Западно-Забайкальский рудный пояс приурочен к Джиди-Витимской зоне разломов, проходящей на стыке байкальской и каледонской складчатых областей. Анализ геологического материала показывает, что рудоносные граниты тяготеют к зонам крупных разломов, к зонам повышенной трещиноватости и скрытых разломов, проходя-

щих по контактам разновозрастных комплексов пород, а также к контактам древних интрузивов с вмещающими их осадочными и метаморфическими породами, в ядрах антиклинальных структур. В Джидинском районе Е.Н. Смолянский подчеркивает преимущественное значение северо-западного направления, согласного в общем плане с простираем Джидинского синклиория. По представлениям Е.Е. Батуриной [3], позиция наиболее значительных месторождений определяется узлами сочленения и пересечения северо-западных тектонических зон с глубинными разломами близмеридионального, близширотного, северо-восточного простираций.

Северо-западное направление — это главное тектоническое направление в Джидинском районе, заложенное еще в докембрии. Разломы этой ориентировки, согласные с простираем Джидинского каледонского синклиория, закладывались и развивались вместе с этим крупным тектоническим элементом. Помимо рудоносных гранитов они контролируют небольшие интрузивные тела серпентинитов, перидотитов, пироксенитов, дунитов нижнепалеозойского цакирского комплекса, а также более поздних габбро, габбро-диоритов и различных гранитоидов средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста. Следовательно, тектонические зоны северо-западного простираения в Джидинском районе являются зонами глубинного заложения, неоднократно подновлявшимися на протяжении всего фанерозоя.

В восточной части Джидинского района ведущая роль в контроле молибденового оруденения постепенно переходит к нарушениям широтного и северо-восточного простираций. Это же наблюдается и в Селенгинском районе Центральной Бурятии. Преобладающее значение разрывных нарушений северо-восточного направления характерно и для северо-восточной части Западного Забайкалья, где обычно массивы рудоносных гранитов и оруденение контролируются местами пересечения с тектоническими зонами близмеридионального и близширотного направлений. Так, например, Ареkitканский массив мезозойских лейкократовых гранит-порфиров в Средне-Витимском районе прорывает каледонские граниты в месте пересечения тектонических зон северо-восточного и близмеридионального направлений.

Отмеченное изменение генерального направления разрывных, как, впрочем, и складчатых структур Западного Забайкалья, по-видимому, может быть объяснено следующим. Главная особенность тектонического строения южной части территории Западного Забайкалья состоит в том, что она находится в области сопряжения Саянской (северо-западной) и Байкальской (северо-восточной) систем глубинных разломов. Поэтому при движении в этом регионе с юга на северо-восток в область преобладания Байкальской системы разломов значение разрывных структур северо-западного направления постепенно ослабевает, а значение структур северо-восточного направления увеличивается. Разновозрастные магматические и рудные проявления находятся в одних и тех же рудных районах, главным образом в зонах и на пересечении долгоживущих разломов вышеотмеченных

направлений, которые подвергались активизации на протяжении верхнего палеозоя и мезозоя.

Таким образом, байкалиды и ранние каледониды Западного Забайкалья подвергались процессам эпиплатформенной орогении дважды — во второй половине палеозоя и в мезозое. Проявления палеозойского и мезозойского магматизма характеризуются определенными чертами сходства и имеют одинаковую эволюционную направленность — от преимущественно кислых с повышенной щелочностью на раннем этапе к щелочно-основным на позднем. Молибденовые месторождения связаны с верхнекаменноугольными гранитоидами гранит-граносиенит-сиенитового известково-щелочного комплекса и мезозойскими лейкократовыми гранитами. Палеозойские месторождения по существу являются монометальными молибденовыми, мезозойские — комплексными вольфрам-молибденовыми.

Северный склон Главного Кавказского хребта. Здесь распространены проявления молибденита в ассоциации с арсенопиритом, шеелитом, касситеритом, антимонитом и др. Среди них наибольшее значение имеет Тырныаузское месторождение, которое находится в Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне, проходящей по краевой части Скифской платформы и имеющей западно-северо-западное простирание.

На севере эта зона ограничена докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами, на юге — мигматитами и гранитами, которые относятся к докембрию или нижнему палеозою. В самой зоне распространены терригенные, карбонатные и вулканогенные породы девона, карбона и нижнего лейаса, которые прорваны биотитовыми и лейкократовыми гранитами. С последними ассоциирует оруденение Тырныаузского месторождения, развитое главным образом в скарнах и роговиках.

Определения абсолютного возраста тырныаузских гранитоидов, произведенные И.Т. Гурвичем на материалах Г.Д. Афанасьева, показали для биотитовых гранитов (эльджуртинских) 6—12 млн. лет, затем А.Л. Хуцаидзе в 1967 г. для них же назвал интервал в 1—4 млн. лет, а публикации 1972 г. А.М. Борсука, М.М. Аракелянц и Л.П. Шанина приводится возраст 20 млн. лет для дорудных лейкократовых гранитов массива Паук и 1,8—2 млн. лет для эльджуртинских гранитов.

Распространение тырныаузских гранитоидов ограничено пределами Тырныаузского рудного поля. Весьма вероятно, что их развитие обусловлено влиянием на Пшекиш-Тырныаузскую зону другой региональной структуры — меридиональной тектонической зоны, вызвавшей перегиб структур общекавказского направления и внедрение молодых магматических пород в районе Кавказских Минеральных Вод. Таким образом, данные по определению абсолютного возраста тырныаузских гранитоидов и их геологическая позиция позволяют связывать образование Тырныаузского месторождения с процессами тектоно-магматической активизации южной окраины Скифской платформы, происходившей в мезозое и кайнозое.

Центральный Казахстан. Широко развитые позднепермские воль-

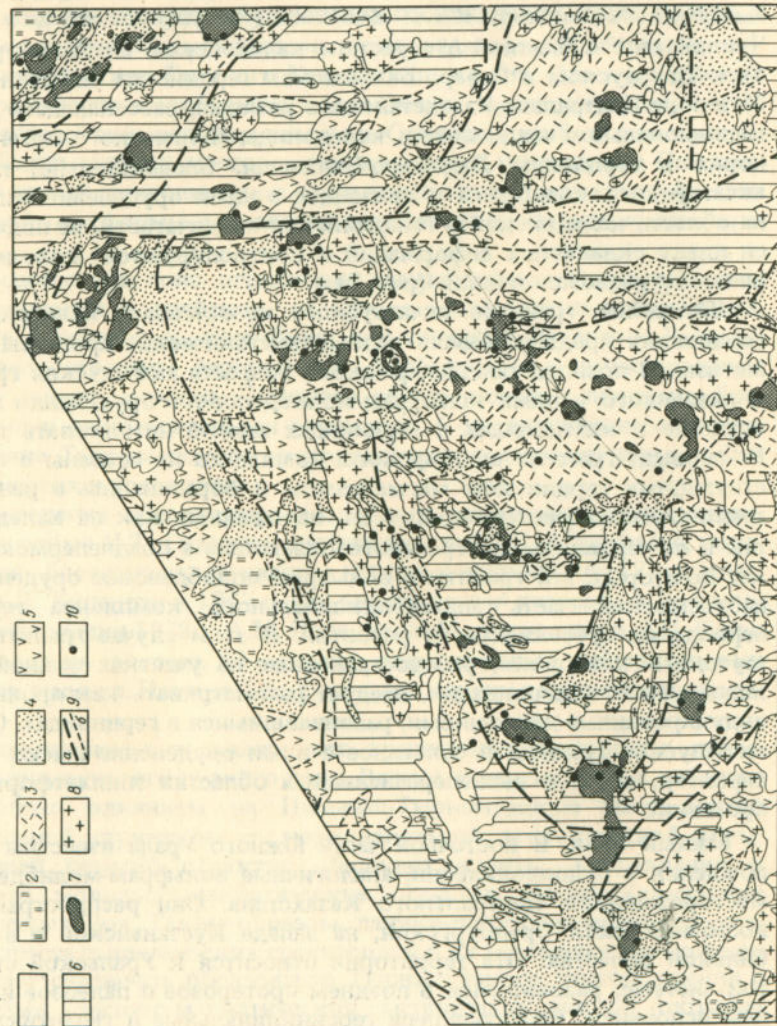
фрам-молибденовые месторождения ассоциируют с лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса, которые широко распространены в герцинидах Джунгаро-Балхашья, а также в окружающих их поздних каледонидах главным образом в пределах краевого вулканического пояса, выделенного А.А. Богдановым.

Основная часть вольфрам-молибденовых месторождений и рудопроявлений находится в следующих тектонических структурах: 1) в зоне стыка Жаман-Сарысуйского антиклинория и других расположенных к югу от него каледонских складчатых структур с герцинскими структурами Джунгаро-Балхашья; 2) в Успенской зоне смятия, развившейся по северной окраине Жаман-Сарысуйского антиклинория; 3) в Караоба-Шалгиинской зоне разломов, приуроченной к осевой части каледонского синклинория, расположенного между Чуилийским и Чажогай-Атасуйским каледонским антиклинориями; 4) в Токрауском и Северо-Балхашском герцинских синклинориях; 5) в зоне Центрально-Казахстанского разлома, рассекающего в близмеридиональном направлении каледонида Чингизского мегантиклинория и герциниды Джунгаро-Балхашья. Следовательно, граниты акчатауского комплекса и связанное с ними оруденение наложены на области каледонской и генерцинской складчатости, не подчиняются плану складчатых деформаций и контролируются зонами тектонических разломов и швов (рис. 7).

Внедрению гранитов акчатауского комплекса в каледонидах и герцинидах предшествовали разные тектонические процессы и магматизм. С позиции позднепермского возраста акчатауских гранитов и связанного с ними вольфрам-молибденового оруденения их присутствие в каледонидах и герцинидах можно истолковать двояко. Во-первых, граниты акчатауского комплекса не связаны с предшествующими герцинским магматизмом и образовались в результате тектоно-магматических процессов, наложенных как на каледонида, так и на герциниды Центрального Казахстана в позднепермское время. Во-вторых, эти граниты и вольфрам-молибденовое оруденение — неотъемлемая часть эпигеосинклинального комплекса герциний периода их субсеквентного развития. В этом случае граниты акчатауского комплекса, распространенные на участках земной коры каледонской консолидации, следует рассматривать как проявления, индуцированные движениями, развивавшимися в герцинидах. Однако акчатауские граниты и связанное с ними оруденение имеют тот же характер, что и в вышеперечисленных областях эпиплатформенной орогении.

Южный Урал. В восточной части Южного Урала известны месторождения и рудопроявления, аналогичные вольфрам-молибденовым месторождениям Центрального Казахстана. Они распространены в восточной части Оренбургской, на западе Кустанайской и в Актюбинской областях. Эта территория относится к Уральской складчатой системе, развившейся в позднем протерозое и палеозое на древнем основании. Чередующиеся геосинклинальные и геосинклиналильные структурно-фациальные зоны характеризуются чертами значи-

Рис. 7. Схема размещения вольфрам-молибденового оруденения в Центральном Казахстане:



1 — отложения четвертичного возраста; 2 — отложения мезокайнозойского возраста; 3 — вулканогенные отложения каменноугольного и пермского возраста; 4 — осадочные отложения девонского и каменноугольного возраста; 5 — вулканогенные отложения девонского возраста; 6 — отложения нижнепалеозойского возраста; 7 — верхнепермские граниты; 8 — допермские граниты; 9 — тектонические нарушения: первого порядка (а), второго порядка (б); 10 — месторождения и рудопроявления

тельного сходства, обусловленного однотипностью слагающих их геологических формаций. Вместе с этим эвгеосинклинальное развитие этих зон происходило не одновременно, а как бы мигрируя во времени с запада на восток, что и создало сложную картину развития магматизма в этом регионе. И если плутоны выделенных здесь плагиигранитной и гранодиоритовой формаций распространены более или менее равномерно во всех структурно-фациальных зонах с постепенным омоложением их возраста с запада на восток, то плутоны гранитной формации, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, образуют широкий, но достаточно отчетливо выраженный пояс, который протягивается из южной части Западно-Мугджарского мегасинклинория на северо-северо-восток в Зауральское поднятие, пересекая под острым углом различные структуры уралид.

Следовательно, на платформах и в областях завершенной складчатости, подвергавшихся процессам тектоно-магматической активизации (эпи платформенной орогении), развиты месторождения монометалльных молибденовых и комплексных вольфрам-молибденовых руд. До начала тектоно-магматических процессов, с которыми связаны эти руды, участки земной коры — их носители — были консолидированы и представляли собой земную кору континентального типа.

В областях распространения монометалльных молибденовых руд активизация тектоно-магматических процессов начиналась с развития крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся молассой. Молибденовое оруденение и магматизм проявились в участках земной коры, которые с начала эпи платформенной орогении испытывали поднятие.

Месторождения контролируются тектоническими зонами разной ориентировки; эти зоны обычно имеют региональный характер и располагаются как в центральных, так и краевых частях поднятий и часто в непосредственном обрамлении наложенных впадин. Оруденение наиболее тесно во времени и в пространстве связано с плутонами умеренно кислых гранитоидов и прорывающими их дайками и небольшими штоками порфировых пород. Развитие магматизма и рудного процесса происходило в обстановке общего тангенциального растяжения земной коры, в связи с чем зоны тектонических разрывных нарушений, контролирующие молибденовое оруденение, имеют сложное блоковое строение, характеризуются разными простираниями и различны по времени заложения и происхождению.

В регионах с вольфрам-молибденовым оруденением эпи платформенный орогенез характеризовался менее контрастными тектоническими движениями. Здесь нет глубоких наложенных впадин, предшествовавших рудопродуцирующему магматизму. Во всех рассмотренных регионах вольфрам-молибденовые проявления и рудоносные плутоны контролируются разрывными нарушениями, различными по ориентировке, времени заложения и происхождению. Это зоны крупных разломов, тектонических швов, контактов пород разного происхождения, скрытых разломов, повышенной трещиноватости в осевых

частях, складчатых структур. Граниты и оруденения формировались в условиях заметного тангенциального растяжения земной коры, в целом их распространение носит несколько узколинейный или поясковый, сколько широкий площадной характер, часто не зависящий от структурного плана складчатой области, в которой они находятся.

Кислый гранитный магматизм, приведший к образованию вольфрам-молибденовых месторождений, проявлялся в консолидированных участках земной коры и был отделен в ряде провинций (Западное Забайкалье, северный склон Главного Кавказского хребта, провинция Кодова в Аргентине, Катазия в КНР, частично Центральный Казахстан) от их геосинклинального развития значительным периодом относительного покоя, составляющим не менее чем целый геологический цикл. Следовательно, в перечисленных провинциях вольфрам-молибденовые месторождения связаны с процессами тектоно-магматической активизации платформ и областей завершённой складчатости или, что то же самое, с эпиплатформенной орогенией. В герцинидах Джунгаро-Балхашья и Южного Урала позднепалеозойские вольфрам-молибденовые месторождения проявились вслед за субсеквентным вулканизмом с относительно небольшим разрывом во времени от эпигеосинклинальной орогении этих областей. Однако магматизм, ответственный за образование вольфрам-молибденового оруденения, имеет ту же природу и тот же характер, что и в областях, где он явно связан с процессами эпиплатформенной орогении. Это, по-видимому, объясняется тем, что гранитный магматизм развивался здесь также в уже полностью сформированной континентальной коре, хотя и без большого перерыва от периода ее эпигеосинклинального развития.

Рудопроизводящий магматизм

Ранее было показано, что каждому типу геотектонической обстановки, в которой находятся эндогенные концентрации молибдена, соответствует свой, характерный для него магматический режим и что он закономерно меняется с переходом от ранней стадии начала формирования земной коры континентального типа к более зрелым стадиям ее развития с изменением соотношения и роли в нем мантийного вещества и кислых сиалических выплавок. Не останавливаясь на характеристике магматизма островных дуг, поскольку с ним связаны по существу медные месторождения с несущественными проявлениями в них молибдена, рассмотрим главные типичные черты эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенного интрузивного магматизма, с которыми тесно в пространстве и во времени ассоциированы месторождения молибдена.

Породы пестрого состава, с которыми связаны молибден-медные месторождения складчатых областей, залегают среди чередующихся толщ вулканогенных, терригенных и карбонатных отложений зон эвгеосинклинального развития и реже среди карбонатных и терриген-

ных пород миеосинклинальных зон. Площади их выходов на поверхность достигают нескольких тысяч квадратных километров. Примерами детально изученных плутонов являются кайнозойский Мали-Ордубадский на Малом Кавказе, герцинский Алмалыкский в Кураминской зоне, каледонские Уйбатский и Улено-Тунмский в Батеневско-Беллыкской зоне. Для них характерны пестрый петрографический состав, безусловное влияние вмещающих пород и многофазность магматического процесса.

Породы первой фазы представлены монцонитами, гранодиоритами, сиенитами, сиенит-диоритами, диоритами, меньше габбро-диоритами и габбро. Нередко они характеризуются резко изменяющимся минеральным составом, частными и быстрыми сменами структурно-минеральных разностей. Во вторую фазу формировались кварцевые сиениты, монцониты и граносиениты, а также кварцевые диориты и гранодиориты. Породы второй фазы в общих чертах имеют те же петрологические особенности, что и породы первой фазы. Их главное отличие — несколько более кислый состав и отчетливая порфировидность. Порфировидные выделения представлены преимущественно плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, в разностях основного и среднего состава — клинопироксеном и роговой обманкой.

В третью фазу образовались биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, адамеллиты, граносиениты, а также лейкократовые граниты. Они характеризуются порфировидным строением, их основная масса, в которую погружены вкрапленники калиевого полевого шпата, роговой обманки, олигоклаз-андезина, биотита и кварца, обладает гипидиоморфнозернистой, реже микропегматитовой и аплитовой структурами.

В большей части пород, слагающих плутоны пестрого состава, наблюдаются парагенезисы калиевого полевого шпата с андезином, лабрадором, роговой обманкой, пироксеном и биотитом. Эти парагенезисы, по Д.С. Коржинскому, характерны для гранитоидов с повышенной щелочностью, в процессе кристаллизации которых проявилась высокая активность щелочей, особенно калия.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, монацитом, магнетитом, ильменитом, титаномagnetитом, в наиболее кислых разностях пород изредка встречаются ксенотим, анатаз, ураноторит, рутил, эвксенит, касситерит, молибденит.

По минеральному и химическому составу рассматриваемые породы относятся к известково-щелочному типу. Вместе с тем они характеризуются следующими особенностями: 1) пересыщенностью глиноземом и недосыщенностью кремнеземом по сравнению со средними типами пород, по Р.Дэли; 2) содержание кальция и железа выше, чем в средних типах пород; 3) щелочность изменяется в значительных пределах — наряду с разностями, отвечающими средним типам пород, имеются породы с заметно повышенной щелочностью.

Согласно систематике магматических пород Ю.А. Кузнецова они могут быть отнесены к формации батолитов пестрого состава, при

формировании которых большую роль играли процессы магматического замещения и ассимиляции. Состав образующихся магматических пород, согласно Д.С. Коржинскому, в первую очередь зависит от химических потенциалов щелочей, режим которых в значительной мере обусловлен составом замещаемых пород и соотношением возникающих диффузионного и инфильтрационного потоков.

Развитие процесса магматического замещения по магматическим породам среднего и основного состава приводило к образованию следующего обобщенного ряда пород (от контакта в глубь интрузива): габбро→диорит→кварцевый диорит→сиенит-диорит→монцонит; в тыловых зонах этого ряда располагаются гранодиориты и граниты, слагающие центральные части магматического тела. Контакты батолитов с карбонатными породами всегда резкие. При этом карбонатные породы перекристаллизованы, а магматические обнаруживают повышенную щелочность, особенно на контакте с доломитами, и представлены граносиенитами, сиенитами, сиенит-диоритами. В некоторых случаях на контакте с доломитами повышение щелочности приводит к образованию нефелиновых сиенитов.

Сложность и пестроту петрографического состава плутонов, материнских для молибден-медных месторождений, справедливо объясняют многофазностью интрузивного процесса, сложной магматической дифференциацией и процессами глубинного гибридизма. Наличие в плутонах пород основного состава, образовавшихся в самую раннюю магматическую фазу, широкое развитие гибридных разностей и завершение магматического процесса образованием пород кислого состава позволяют также предположить, что в формировании плутонов пестрого состава участвовали две магмы, одна из которых представляет собой выплавки и дифференциаты мантии, другая — сиалические выплавки гранитно-метаморфического слоя земной коры. Смещение этих магма в условиях эпигеосинклинальной орогении приводило к образованию гибридных магм варьирующего состава.

В пределах рудных полей в охарактеризованных плутонах и вмещающих их породах залегают нередко весьма многочисленные дайки, небольшие штоки, силлы, этмолиты и тела более сложных форм, сложенные гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, монцонит-порфирами, диоритовыми порфиритами, лампрофирами. Обычно они характеризуются поясовым распространением и контролируются зонами повышенной трещиноватости одного-двух или нескольких направлений. Породы имеют порфировую структуру. Во вкраплениях соотношения минералов изменяются в широких пределах, но при этом характерны парагенезисы калиевого полевого шпата с лабрадором, андезином, авгитом, роговой обманкой. Структура основной массы пород микролитовая, микрофельзитовая, местами микрографическая. По химическому составу и вышеназванным парагенезисам все перечисленные разновидности порфировых пород относятся к известково-щелочному типу с ясно выраженной повышенной щелочностью.

Плутоны умеренно кислых гранитоидов областей эпиплатформенной орогении, с которыми связаны преимущественно монометалльные молибденовые месторождения, так же как и плутоны пестрого состава, залегают среди разнообразных комплексов пород — алюмосиликатных, карбонатных, терригенных, кристаллических, вулканогенных, метаморфических и интрузивных. Типичные представители таких молибденоносных плутонов в Восточном Забайкалье — Жирекенский, Сырыгичинский, Давендинский, Шахтаминский, Шаманский и многие другие, аналогичные им. Площади выходов этих интрузивов колеблются от нескольких квадратных километров до многих сотен, что обусловлено и их разными размерами и разной глубиной эрозионного вскрытия. В плане плутоны имеют удлиненную, овальную, крестообразную и иногда более сложные формы. Внутренние их части сложены амфибол-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, которые в сравнительно узких эндоконтактовых зонах часто постепенно переходят в кварцевые диорит-монцониты, сиениты, диориты, габбро, а местами имеют с ними резкий контакт. Перечисленные разновидности пород по содержанию породообразующих минералов близки к средним известково-щелочным типам, отличаются большим содержанием полевых шпатов, в т.ч. и калиевого, и меньшими количествами кварца и темноцветных минералов.

Состав породообразующих минералов обычен для магматических пород известково-щелочного ряда. Калиевый полевой шпат характеризуется $-2V=54-60^\circ$. Для его молекулярного состава типично относительно высокое содержание альбитовой и анортитовой составляющих. Равновесие между полевошпатовыми фазами устанавливалось в интервале температур от 520 до 590°C . Состав плагиоклаза изменяется таким образом; в диоритах, кварцевых диоритах, диорит-монцонитах, монцонитах и кварцевых монцонитах — андезин № 33—42, в гранодиоритах — олигоклаз № 24 — андезин № 32, в гранитах — олигоклаз № 25—28. Роговые обманки имеют показатели преломления в пределах $n_g=1,656-1,667$, $n_m=1,644-1,656$ и $n_p=1,633-1,641$, $cNg=16-22^\circ$, $-2V=65-82^\circ$. Общая железистость роговых обманок согласно показателям преломления колеблется в пределах 28—34 %. Биотит представлен темно-коричневой и красновато-бурой разновидностями, общая железистость по данным химических анализов и замерам показателя преломления ($n_g = n_m = 1,634-1,640$) составляет 39—52 %.

В последовательности выделения минералов наблюдаются отклонения от обычного порядка, соответствующего известному реакционному ряду Н.Боуэна. Это выражено в более ранней, чем обычно, кристаллизации калиевого полевого шпата, совместном, без каких-либо замещений сосуществовании роговой обманки и биотита, калиевого полевого шпата и роговой обманки. Наблюдаются следующие парагенетические ассоциации минералов: калиевой полевой шпат+андезин+роговая обманка; калиевый полевой шпат+андезин+роговая обманка+пироксен+биотит; калиевый полевой шпат+олигоклаз+биотит.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, монацитом, ксенотимом, рутилом, анатазом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом.

Для пород, слагающих внутренние части плутонов, характерны крупно- и среднезернистые структуры, которые в направлении краевых частей постепенно сменяются порфировидной структурой. Мощность экзоконтактовых зон, сложенных породами порфировидной структуры, 200–300 м.

Главнейшими петрохимическими особенностями рассматриваемых пород являются: 1) их принадлежность к породам известково-щелочного типа, 2) умеренно кислый состав, 3) повышенная щелочность по сравнению с породами ряда аплит-гранит-диорит (по Р. Дэли). От соответствующих пород известково-щелочного типа они отличаются несколько меньшим содержанием кремнекислоты и ферромагнезиальных компонентов и более высоким содержанием алюминия и щелочных металлов, особенно калия.

Несколько повышенная железистость биотитов, местами высокое содержание в них титана, увеличенное отношение суммы щелочных металлов к алюминию вместе с отмеченными выше парагенезисами породообразующих минералов свидетельствуют о повышенной щелочности магмы, из которой кристаллизовались охарактеризованные породы, и о высокой активности калия в магматическом процессе.

Наблюдаемые в плутонах ассоциации габбро-диоритов и диоритов с гранодиоритами, граносиенитами и гранитами, а также наличие в гранодиоритах и граносиенитах диакристов авгита и неравномерно распределенных кучных скоплений биотита и роговой обманки, по видимому, являются признаками того, что в формировании охарактеризованных плутонов умеренно кислых гранитоидов участвовали две магмы — выплавки и дифференциаты мантии и сиалические выплавки гранитно-метаморфического слоя земной коры. Смещение этих магм приводило к образованию гибридных магм варьирующего состава. В отличие от плутонов пестрого состава, образовавшихся в связи с эпигеосинклинальной орогенцией, роль мантийных выплавок была значительно меньшей.

Породы, слагающие дайки, довольно четко подразделяются на два ряда — лейкократовый и меланократовый.

Группу лейкократовых пород по составу и структурным особенностям можно объединить под общим названием гранит-порфиры. Они образуют небольшие штоки, дайки и тела более сложных ветвистых форм. Нередко, например на Жирекенском месторождении, гранит-порфиры представляют собой цемент эксплозивных брекчий.

Вкрапленники представлены полевыми шпатами, кварцем и биотитом, изредка встречаются единичные опацизированные зерна роговой обманки. В общей массе породы они составляют от 30 до 50 %, с глубиной их количество возрастает. Состав плагиоклаза в ядре зерен отвечает андезину № 30–40, во внешних зонах — олигоклазу № 18–24. Калиевый полевой шпат ($-2V=35-70^\circ$) — это сани-

дин и псевдомоноклинный промежуточный и высокий ортоклаз. В нем содержится 8–10 %, местами более, пертитов распада. Биотит представлен идиоморфными выделениями бурого цвета с показателем преломления $n_g=n_m=1,633-1,636$; железистость 37–38 %.

Основная масса (базис) гранит-порфиров состоит главным образом из кварца и калиевого полевого шпата с подчиненным количеством плагиоклаза и биотита. Она характеризуется аллотриоморфно-зернистой структурой в сочетании с гранофировой, фельзитовой и псевдосферолитовой.

В минеральном составе гранит-порфиров при относительно устойчивом содержании кварца (25–28 %) наблюдаются довольно существенные колебания в содержаниях биотита (2,5–9 %) и полевых шпатов (61–70 %), связанные обратной зависимостью. Для минерального состава вкрапленников в сравнении с составом основной массы характерны резко повышенные количества полевых шпатов с преобладанием плагиоклаза, несколько более высокое содержание биотита и низкое — кварца. Состав основной массы (базиса) по соотношению кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата близок к составу тройной эвтектики. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит и изредка сфен.

По содержанию кремнекислоты, алюминия, щелочных металлов и ферромагнезиальных компонентов гранит-порфиры отвечают ряду пород от послекембрийского гранита до породы, занимающей промежуточное положение между щелочным гранитом и кварцевым кератофиром, (по Р. Дэли). Их отличительная особенность — повышенное количество кальция, что отражено в высокой основности плагиоклаза, не совсем обычной для этого типа пород. В полном соответствии с изменениями минеральных соотношений отчетливо проявлена обратная зависимость между содержанием ферромагнезиальных компонентов и щелочных металлов и прямая — между содержанием ферромагнезиальных компонентов и полевошпатовой извести.

Ряд меланократовых дайковых пород объединяет весьма разнообразие по основности разности — от гранодиоритового состава до пород, занимающих промежуточное положение между щелочноземельным авгитовым сиенитом и кварцевым габбро (по Р. Дэли). Породы различной основности связаны полной серией постепенных переходов. При этом дайки, сложенные менее основными породами, нередко сменяются во времени дайками более основного состава.

Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и кварцем. Кристаллы калиевого полевого шпата обладают как четкой кристаллографической, так и овоидной формами. Размеры достигают 7 см в длину. Угол оптических осей $2V$ изменяется от 47 до 68° . Триклинность не обнаруживается или проявлена очень слабо, что в сочетании с величинами углов оптических осей позволяет определить калиевый полевой шпат как низкий санидин и псевдомоноклинный высокий ортоклаз. Пертитовые выделения в калиевом полевошпате или отсутствуют, или содержатся в небольшом количестве (до 15 %). Для внутреннего

строения калиевого полевого шпата типично наличие разнообразных по составу и характеру расположения включений, количество которых составляет 10–30 %, а иногда превышает 50 и даже 70 % объема вмещающих их кристаллов. Включения эти, часто располагающиеся в виде концентрических колец, состоят из плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца и сфена.

Состав плагиоклаза в ядре кристаллов отвечает андезину № 35–40, в краевых частях — олигоклазу № 24–30. Местами плагиоклаз характеризуется обратной зональностью; нередко он содержит включения зерен калиевого полевого шпата, кварца, биотита, роговой обманки.

Роговая обманка во вкрапленниках представлена зеленой и буровато-зеленой разновидностями, железистость которых изменяется от 13 до 35 % ($n_g=1,646$ – $1,686$; $n_m=1,637$ – $1,677$; $n_p=1,626$ – $1,67$; cNg от 14 до 20°; $-2V=70$ – 75°).

Биотит характеризуется темно-коричневой и красновато-бурой разновидностями с железистостью от 30 до 40 % ($n_g=n_m=1,625$ – $1,640$). Характер распределения железа в сосуществующих роговых обманках и биотитах показывает, что они представлены магнезиальными разновидностями, обычными для известково-щелочных магм.

По составу основной массы (базиса) среди описываемых пород можно выделить группы гранодиоритового, кварц-диоритового и лампрофирового состава. В более кислых разностях основная масса состоит из амфибола, биотита, плагиоклаза № 18–24, меньших количеств кварца и калиевого полевого шпата. В более основных разностях основная масса сложена плагиоклазом № 30–32, роговой обманкой и биотитом. На долю темноцветных минералов приходится 30–50 %.

Для описываемых пород весьма характерен парагенезис калиевого полевого шпата с роговой обманкой и андезином.

В породах меланократового ряда наиболее кислые разности близки к гранодиоритам, заметно отличаюсь от них меньшим количеством кальция, как связанного с анортитовой составляющей, так и идущего на построение темноцветных минералов. Породы с большей основностью по содержанию ферромагнезиальных компонентов близки к кварцевым диоритам, диоритам и кварцевым габбро, однако довольно резко отличаются от них более низким содержанием извести и более высоким содержанием щелочных металлов, приближаясь, таким образом, к латитам и лампрофирам.

В целом охарактеризованные породы, слагающие дайки на месторождениях молибденовых монометаллических руд, по химическому составу и петрохимическим характеристикам близки к породам линии Сан-Франциско — Йеллоустонский парк, что вместе с характерными для них парагенетическими ассоциациями минералов свидетельствует о повышенной щелочности этих пород и повышенной активности калия в магматическом процессе.

Температура образования дайковых пород определяется следующим образом. Температура равновесия между полевошпатовыми

фазами устанавливается по двуполевошпатовому геотермометру, 560–650°С. Это, по-видимому, нижний предел затвердевания пород. В то же время парагенезис санидина с плагиоклазом указывает (по Т.С. Лаврингу) на то, что кристаллизация магмы началась при температуре не ниже 900°С.

Плутоны лейкократовых гранитов в областях эпиплатформенной орогении, с которыми связаны вольфрам-молибденовые месторождения, залегают также среди пород, разных по составу и происхождению, характеризуются в плане изометричной, нередко овальной, удлиненной и более сложными формами. Размеры их выходов на поверхность изменяются в широких пределах — от долей квадратного километра до нескольких сотен квадратных километров, что зависит и от глубины эрозионного среза интрузивов, и от их размеров. Вертикальная протяженность плутонов по данным геофизических исследований, проводившихся в Центральном Казахстане, достигает 10 км. Глубина формирования верхних частей плутонов определяется в 2–2,5 км.

В результате развития магматического процесса в несколько фаз рассматриваемые плутоны имеют сложное внутреннее строение, хотя слагающие их разности гранитов близки по минеральному и химическому составу. Преобладают лейкократовые граниты с крупно- и среднезернистой, иногда порфировидной структурой, которые в краевых частях массивов постепенно сменяются мелкозернистыми порфировидными. Среди этих гранитов залегают сложные, часто многослойные тела средне- и мелкозернистых порфировых гранитов II фазы. Породы I и II фаз прорваны дайками аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов, диоритовых порфиров и лампрофиров. В составе гранитов преобладает калиевый полевой шпат (30–35 %), меньше содержится кварца (25–40 %) и плагиоклаза (12–30 %), из темноцветных минералов присутствует только биотит (до 4 %). Соотношение породообразующих минералов изменяется в сторону увеличения калиевого полевого шпата и кварца за счет биотита и плагиоклаза в гранитах более поздних фаз, вплоть до образования аляскитов.

Плагиоклаз представлен олигоклазом, состав которого колеблется в разных массивах от № 17 до № 27. Состав калиевого полевого шпата позволяет сделать вывод о том, что его затвердевание протекало в интервале температур 560–600°С. Биотит характеризуется сравнительно низкой железистостью 27–35 % ($n_g=1,620$ – $1,63$), в редких случаях она повышается до 40 % ($n_g=1,635$). Вместе с тем биотиту описываемых гранитов присущи высокие значения отношения щелочей к глинозему — 0,53–0,86, что, по А.А. Маракушеву и И.А. Тарарину, отвечает гранитам с несколько повышенной щелочностью.

Наиболее распространенные акцессорные минералы — магнетит, ильменит, рутил, циркон, апатит, сфен, анатаз, монацит, реже встречаются ортит, ильменорутит, молибденит, корунд, ксенотим, блонстрадин и некоторые другие.

В целом граниты носят анхизвтектический характер. По химическому составу они отличаются от щелочноземельного гранита (по Р.Дэли) более высокими содержаниями щелочных металлов и кремнезема и более низкими — извести и ферромагнезиальных компонентов. Щелочные и ферромагнезиальные компоненты находятся в переменных количествах, а их содержания обычно связаны обратной зависимостью. Среди щелочных металлов калий заметно преобладает над натрием. Граниты поздних фаз характеризуются большей щелочностью. Породы в целом сильно пересыщены алюминием при весьма низком содержании магния и переменном, но также небольшом, содержании железа, что объясняется значительным избытком глинозема в калиевых полевых шпатах по сравнению с их теоретическим составом.

Рудные элементы, характерные для вольфрам-молибденовых месторождений, в рассматриваемых гранитах содержатся в следующих количествах (в г/т): Mo 0,5—0,9, Sn 3—4, W 2, Pb 20, Cu 15. За исключением молибдена, содержания всех остальных элементов близки к их средним значениям для гранитов (по А.П. Виноградову). Содержание молибдена заметно меньше.

В апикальных частях плутонов и их эндоконтактовых зонах по направлению к контактам с вмещающими породами в минеральном составе гранитов уменьшается содержание калиевого полевого шпата, пертитов и биотита, увеличивается содержание кислого плагиоклаза, в химическом составе возрастает содержание натрия и рубидия и снижается — калия.

Дайки аплитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров, диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров, лампрофиров, диабазовых порфиритов прорывают плутоны лейкократовых гранитов и залегают как в их пределах, так и на значительном расстоянии от них. Общей закономерностью образования этих жильных пород является последовательная смена во времени кислых разновидностей более основными: на Джидинском и Букутайском месторождениях апалиты → гранит-порфиры → сиенит-порфиры → бостониты, на Коктенкольском апалиты → гранит-порфиры → диоритовые порфириты → спессартиты, на Байназарском и Мирбайкарском апалиты → гранит-порфиры → граносиенит-порфиры → гранодиорит-порфиры → монцонит-порфиры → диоритовые порфириты → диабазовые порфириты.

По минеральному и химическому составу, а также структурно-текстурным особенностям породы, слагающие дайки на вольфрам-молибденовых месторождениях, во многом аналогичны породам, слагающим дайки на медно-молибденовых месторождениях. Для них, исключая аплиты и гранит-порфиры, характерны парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с лабрадором и пироксеном, андезином и роговой обманкой. По петрохимическим особенностям они относятся к ряду пород известково-щелочного типа, характеризующихся повышенной щелочностью.

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Выше было показано, что магматизм и геотектоническая обстановка его проявления по существу определяют элементный состав руд, главные условия их формирования и закономерности размещения в земной коре. В связи с этим решением задач прогнозирования месторождений способствует формационный анализ, позволяющий надежно определять поисковые критерии и признаки оруденения. Выделяя в рудную формацию месторождения с одинаковым набором главных рудных элементов или минеральных ассоциаций и близкими геологическими условиями их образования, мы тем самым определяем главные геологические оценки территории на те или иные виды полезных ископаемых. Важно установить материнские геологические формации. Материнская (часто она же будет и рудоносной) — это магматическая (геологическая) формация, производной или составной частью которой является соответствующая рудная формация.

Все вышеизложенное представляет собой главную предпосылку при прогнозировании месторождений полезных ископаемых, в том числе и молибденовых, и дает возможность оценивать территории на те или иные виды минерального сырья, исходя из их геологического строения и распространенных геологических формаций.

Успех дела зависит от геологической изученности территорий. Конечно, для образования промышленных месторождений недостаточно только проявления благоприятного магматизма. Многие зависят от размеров магматической камеры, глубины застывания интрузива, его морфологии, структурных и физико-химических условий рудоотложения. На характер эндогенной минерализации большое влияние оказывает также и вмещающая среда. Однако это влияние сказывается главным образом на минеральной форме проявления и концентрации оруденения, а не на ассоциациях рудных компонентов.

Структурные условия определяют морфологический тип оруденения: жильный, штокверковый, прожилково-вкрапленный, брекчиевый и др. При этом нередко на одном и том же месторождении одна и та же рудная минерализация представлена разными морфологическими типами. Например, на многих медно-молибденовых месторождениях оруденение представлено двумя и даже тремя морфологическими типами: штокверковым и жильным (Каджаранское, Айгезорское), штокверковым и брекчиевым (Коунрадское, Эль-Теньянте, Чукикамата, Токвепала), жильным, штокверковым и брекчиевым (Сорское, Дастакертское).

Литологические условия локализации оруденения в основном влияли на минеральный состав руд, обуславливая минеральный тип оруденения, поскольку развитие послемагматических процессов в карбонатной среде приводило к формированию оруденения в скалах, а в алюмосиликатной — к оруденению в калишпатизированных, альбитизированных, грейзенизированных породах.

Следовательно, структурные и литологические условия локализации оруденения обуславливают широкое разнообразие морфологи-

ческих и минеральных типов оруденения, но они не являются, первопричиной образования магматогенных месторождений и потому не определяют региональные закономерности размещения разных видов минерального сырья, влияя на локальное размещение оруденения, его минеральные и морфологические типы в пределах рудных полей и месторождений. При прогнозировании месторождений следует прежде всего обращаться к первопричинам их образования, которые находят отражение в характеристике рудных формаций.

Формации молибденовых месторождений

Все месторождения, с которыми связаны промышленные концентрации молибдена, разделяются на три рудные формации: медно-молибденовую, молибденовую и вольфрамо-молибденовую, каждая из которых характеризуется своими закономерностями размещения в структурах земной коры, геологическими связями и особенностями вещественного состава руд (табл.5).

Вольфрам-молибденовая формация. Месторождения вольфрам-молибденовой формации содержат около 30 % всех учтенных запасов молибдена. Основные рудные минералы в них — молибденит и вольфрамит (или шеелит), промышленное значение которых может быть примерно равным; однако в большей части месторождений один из них преобладает. При комплексной переработке руд попутно с главными рудными компонентами могут извлекаться висмутин, флюорит, сульфиды меди, иногда касситерит. В молибдените присутствует рений, содержание которого обычно не превышает 30 г/т, достигая на отдельных месторождениях 100—130 г/т, что уже может иметь промышленное значение.

На некоторых месторождениях в вольфрамите концентрируются такие ценные элементы, как тантал и скандий.

Пространственно и генетически вольфрам-молибденовое оруденение связано с плутонами лейкократовых гранитов. При этом большая его часть находится над апикальными выступами плутонов, в их экзоконтактовых зонах мощностью до 1500 м. Мощность рудоносных эндоконтактовых зон обычно не превышает 300—400 м. Месторождения формировались в связи с субсеквентным развитием складчатых областей и эпиплатформенной орогенной. Оруденение встречается в тектонических структурах, разных по происхождению, времени заложения и пространственной ориентировке, претерпевших активизацию после периода относительного покоя, когда на фоне движения блоков с относительно небольшой амплитудой развивался магматизм главным образом кислого характера. Главный морфологический тип вольфрам-молибденовых месторождений — штокверковый, меньше жильных месторождений и скарных залежей.

Оруденение рассматриваемой формации распространено на Кавказе по южной окраине Скифской платформы, в Центральном Казахстане в области герцинид и их каледонском обрамлении, в байкаль-

дах и каледонидах Западного Забайкалья, в Аргентине в допалеозойском фундаменте Южно-Американской платформы, а также в юго-западной части Южно-Китайской платформы.

Молибденовая формация. В месторождениях молибденовой формации сосредоточено до 40 % всех учтенных запасов молибдена. Молибденит — главный полезный компонент этих месторождений, на некоторых из них возможна попутная добыча небольших количеств меди и очень редко вольфрама и золота. В молибдените содержится рений в количестве от нескольких граммов до 300 г/т. Обычно присутствующие в месторождениях молибденовой формации вольфрам, свинец и цинк, как правило, не имеют практического значения. Наиболее распространенные морфологические типы оруденения — штокверковый и жильный.

Месторождения молибденовой формации обусловлены процессами активизации консолидированных участков земной коры, которые начинались образованием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся отложениями молассового типа. Следовавшее вслед за этим общее воздымание земной коры сопровождалось интрузиями крупных масс гранитоидов, вулканической деятельностью и образованием месторождений. Месторождения молибдена расположены в поднятиях и в обрамлении впадин, где они генетически и пространственно приурочены к плутонам, сложенным амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами при значительной роли граносиенитов; монзониты и диориты развиты в сравнительно узких эндоконтактовых зонах. Оруденение находится в апикальных частях плутонов, в их экзо- и эндоконтактовых зонах мощностью до 500 м и тесно ассоциирует во времени и в пространстве с дайками порфировых пород, которые внедрялись в зоны повышенной трещиноватости, образуя протяженные дайковые пояса и обширные поля.

Оруденение молибденовой формации распространено в районах проявления мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации. Это Монголо-Охотский пояс в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, многие районы Корейско-Китайской платформы, Скалистые горы восточного обрамления плато Колорадо, возникшие на западной окраине Северо-Американской платформы.

Медно-молибденовая формация. Месторождения медно-молибденовой формации имеют очень большое промышленное значение по меди, разведанные запасы которой составляют в них около 50 %. Молибден из этих месторождений обычно добывается попутно. Но иногда, например на Каджаранском, Сорском и некоторых других, значение молибдена выше, чем значение меди. В целом эти месторождения являются комплексными, в которых отношение меди к молибдену приблизительно может быть оценено как 10:1—20:1. Доля разведанного молибдена в них составляет около 30 % от общих мировых запасов этого металла.

Наряду с главными полезными компонентами из некоторых медно-молибденовых месторождений могут попутно извлекаться зо-

Рудная формация	Геотектонические условия образования	Магматические комплексы,
		I этап (генетическая связь)
Медно-молибденовая периода эпигеосинклинальной орогении	Орогенические пояса меж- и окраинноконтинентальных геосинклиналей, преимущественно эвгеосинклинальные зоны, геосинклинальные поднятия, краевые части срединных массивов и рам геосинклиналей, продольные и поперечные разломы	Апикальные части крупных плутонов, сложенных монцонитами, гранодиоритами, гранитами; экзо- и эндоконтактовые зоны мощностью до 1200 м
Молибденовая периода эпиплатформенной орогении	Поднятия в областях эпиплатформенной орогении, разноориентированные нарушения и места их пересечения, тектонические зоны в бортовых частях наложенных впадин	Апикальные части крупных плутонов, сложенных биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами; экзо- и эндоконтактовые зоны мощностью до 1000 м
Вольфрам-молибденовая периода эпиплатформенной орогении и субсеквентного развития складчатых областей	Структуры тектоно-магматической активизации, мо-зачично-блоковая тектоника, зоны разломов разного направления, разрывные нарушения в зонах смятия	Апикальные части плутонов лейкократовых гранитов; зоны экзоконтакта мощностью до 1000—1500 м, эндоконтакта — до 300—400 м

с которыми связано оруденение	II этап (парагенетическая связь)	Минеральный тип оруденения	Морфологический тип оруденения	Примеры
Дайки и небольшие штоки диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров, сиенит-порфиров, латитовых порфиров, лампрофиров		Халькопирит-молибденитовый в кварцевых жилах и прожилках в калишпатизированных, окварцованных, серицитизированных и аргиллизированных породах	Жильный Штокверковый Брекчиевый (трубки, столбы, зоны)	Парагачайское, Айгелзорское Каджаранское, Коунрадское, Кальмакырское, Сорское, Бингам, Чукикамата Дастакертское, Каратасское IV, Сорское, Эль-Теньенте, Копер-Крик Киялых-Узеньское, Юлинское, Саякское, Каратасское I
		Халькопирит-молибденитовый в известковых скарнах	Залежи (пласты, линзы, тела сложной формы) скарнов	
Дайки и небольшие штоки диоритовых порфиров, лампрофиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров		Молибденитовый в кварцевых жилах и прожилках в калишпатизированных, окварцованных, серицитизированных и аргиллизированных породах	Жильный Штокверковый Брекчиевый (трубки, столбы, зоны)	Давендинское, Шахтминское, Умалтинское, Квеста Бугдаинское, Жирекенское, Клаймакс, Юрэд-Гендерсон Жирекенское, Жарчинское
			Залежи (пласты, линзы, тела сложной формы)	
Дайки гранит-порфиров, диоритовых порфиров, сиенит-порфиров		Молибденитовый в известковых скарнах	Залежи (пласты, линзы, тела сложной формы)	Янцзя-Чжанзы, Азегур
		Молибденит-вольфрамитовый (шеелитовый) в кварцевых жилах и прожилках в альбитизированных, грейзенизированных и менее — калишпатизированных породах	Жильный Штокверковый	
		Шеелит-молибденитовый в известковых скарнах	Брекчиевый (трубки, столбы, зоны) Залежи (пласты, линзы, тела сложной формы) скарнов	
				Северо- и Восточно-Коунрадское, Джидинское, Калгутинское Коктенкольское, Джидинское, Орекитканское Булуктайское Тырныаузское, Белорецкое

лота, серебро, висмут, иногда свинец и цинк. Эти месторождения являются также значительным источником рения, который заключен в молибдените (до 400—800 г/т).

Главный морфологический тип медно-молибденовых месторождений штокверковый; широко распространены также месторождения брекчиевых руд трубообразной, линзообразной и других более сложных форм; жильные месторождения в настоящее время промышленного значения не имеют, скарновые залежи иногда достигают значительных размеров.

Медно-молибденовые месторождения формировались в позднеорогенную стадию развития геосинклиналей. Большая часть их находится в эвгеосинклинальных зонах, главным образом в геоантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении, а также в зонах стыка разновозрастных складчатых систем и в срединных массивах. В геоантиклиналях, относящихся к структурам остаточного типа, оруденение нередко тяготеет к краевым частям жестких блоков типа срединных массивов. Размещение медно-молибденовых месторождений определяется следующими факторами: 1) пространственной и генетической связью с плутонами пестрого состава, сложенными монцонитами, гранодиоритами, гранитами и диоритами, внедрившимися после основной фазы складчатости; 2) пространственной и по-видимому, парагенетической связью с небольшими штоками и дайками порфировых пород; 3) зонами разломов, согласными и косо ориентированными к складчатым структурам.

Как правило ареал магматизма, проявляющегося в связи с эпигеосинклинальным орогенезом, не ограничивается рамой непосредственно предшествовавшей ему геосинклинали и распространяется за ее пределы, в обрамляющие ее области более древней складчатости. Здесь он уже может рассматриваться как проявление сопряженной (или наведенной) тектоно-магматической активизации и в той или иной степени отличается по химизму. Его сопровождают месторождения, в которых возрастает роль молибдена. Это существенно молибденовые или медно-молибденовые руды, в которых значение молибдена не ниже значения меди. Примером могут служить месторождения Каратасской группы герцинского возраста, расположенные в западном каледонском обрамлении Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Около 70 % медно-молибденовых месторождений находится в эндоконтактных зонах материнских плутонов, 20 % — в их ближайшем экзоконтакте и 10 % — в дальнем экзоконтакте. В последнем случае рудные тела часто залегают в вулканогенных породах и иногда контролируются жерлами вулканов. Глубина распространения оруденения в материнских плутонах от кровли последних достигает 1200 м.

Месторождения медно-молибденовой формации наиболее распространены в земной коре. Будучи связаны с магматизмом эпигеосинклинальной орогении, они встречаются в большей части складчатых областей от каледонид до альпид.

Наиболее продуктивны области молодой мезо-кайнозойской складчатости, из них самый грандиозный рудный пояс с оруденением этого типа — Тихоокеанский и особенно его американская часть.

Критерии региональной оценки

Критериями оценки молибденоносности крупных регионов на молибденовое оруденение служат геологическое строение и история геотектонического развития земной коры региона, наличие или отсутствие благоприятного рудопроизводящего магматизма, время его проявления, общий уровень эрозионного среза рудоносных магматических образований, прямые признаки оруденения, характер геохимических и геофизических полей в сочетании с геологическим строением.

На основе анализа мелко- и среднемасштабных геологических карт, истории геологического и магматического развития территорий производится их оценка в отношении перспектив выявления месторождений той или иной рудной формации. Поскольку набор полезных компонентов и их содержание в рудах месторождений молибденовой, медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций разные, то районирование территорий по формационным типам месторождений имеет большое практическое значение. Территории, перспективные на промышленное оруденение, определяются по ареалам распространения рудоносных магматических формаций с учетом не только их выходов на поверхность, но и возможного развития на глубине. Продуктивность территории определяется по аналогии с уже изученными районами с учетом возраста рудоносных формаций и степени их эродированности. Безусловно, очень большое значение в общей оценке территорий имеет определение региональных тектонических структур, контролирующих рудоносные магматические формации, а следовательно, и оруденение.

В соответствии с проведенным анализом выделяются три типовые обстановки, в которых формируются эндогенные молибденовые месторождения:

- орогенные пояса внутри- и окраинноконтинентальных геосинклиналей с формациями трахиандезитовой, трахиандезит-базальтовой и плутонов пестрого состава (медно-молибденовые руды);

- области эпиплатформенной орогении с крупными наложенными впадинами, поднятия и обрамления впадин с формациями трахиандезитовой, трахиандезит-липаритовой и плутонов умеренно кислых гранитов (монометалльные молибденовые руды);

- области эпиплатформенной орогении с формациями трахилипаритовой, липаритовой и лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовые руды).

В зависимости от глубины эрозионного среза эпигеосинклинального орогенного пояса или области эпиплатформенной орогении можно наметить следующие обстановки:

- территории со слабо эродированным вулканическим покровом,

с широким развитием субвулканических интрузивов, представляющих собой корни вулканических образований или апофизы крупных скрытых на глубине рудоносных plutонов (наибольшие перспективы, хотя значительная часть оруденения может не выходить на поверхность и залегать на разных, в том числе и относительно больших глубинах);

— территории с существенно эродированным вулканическим покровом, с различными по величине выходами рудоносных гранитов на поверхность (хорошие перспективы, однако большое число месторождений уже эродировано, хотя и в разной степени);

— территории с полностью или почти полностью эродированным вулканическим покровом, с интрузивами, площади выхода которых достигают многих сотен и даже первых тысяч квадратных километров (наименьшие перспективы, однако находки одного-двух крупных месторождений не исключены).

Критерии локальной оценки

Позиции оруденения относительно материнских plutонов. Месторождения молибдена тесно пространственно связаны с материнскими интрузивами, главным образом с их верхними, апикальными частями, располагаясь в экзо- и эндоконтактных зонах. Из этого правила имеются и исключения. Например, месторождения Орехитканское, Шалгия, Батыстау, Агаскыр находятся сбоку от в значительной степени эродированных материнских plutонов. Можно дать два варианта объяснения этой ситуации. Первый вариант — под месторождением располагается достаточно крупный гранитный сателлит, в связи с которым и сформировалось оруденение. Второй вариант — месторождения были смещены (сброшены) относительно материнского plutона по тектоническим нарушениям, которые во всех вышеперечисленных случаях проходят между основным оруденением и материнским plutоном. Нельзя также исключить и комбинацию этих вариантов.

Общие запасы месторождений во многом определяются размерами и морфологией рудопроизводящих plutонов, а также степенью сохранности оруденения, т.е. глубиной его эрозионного среза. Наиболее крупное и концентрированное оруденение находится в ассоциации с апикальными частями plutонов, характеризующихся простой куполообразной верхней поверхностью. В плане такие plutоны имеют изометричные, часто овальные очертания с площадью по нижней кромке не менее 100 км². Мощность их в центральных частях 10 км.

Максимальная реально наблюдаемая вертикальная протяженность штокверковой вольфрам-молибденовой минерализации, связанной с такими plutонами, достигает 1500 м при глубине залегания апикальной части plutона 1300 м ниже дневной поверхности. Вольфрам в таких месторождениях преобладает над молибденом. При разном уровне эрозионного среза месторождений, т.е. при разной глубине залегания рудопроизводящих гранитов от современной дневной

поверхности, вертикальная протяженность оруденения и состав руд будут варьировать. Установлено следующее:

1. Очень крупные месторождения, в которых запасы вольфрама преобладают над запасами молибдена, находятся над апикальными частями материнских plutонов, залегающих на глубинах 1000—1500 м ниже дневной поверхности. Запасы триоксида вольфрама и молибдена могут достигать многих тысяч тонн, при этом основные запасы молибдена сосредоточены на глубоких горизонтах.

2. Наиболее оптимальные зоны развития молибденового оруденения находятся непосредственно над гранитными куполами в их ближайшем экзоконтакте мощностью 300—400 м. Запасы промышленного молибдена могут достигать 600 тыс. т при содержании металла в рудах 0,08—0,12 %. Вольфрам в этой зоне обычно присутствует как попутный компонент, но если в ней распространены карбонатные породы, то вертикальная дифференциация в пространственном размещении вольфрама и молибдена не проявлена или проявлена слабо и основные запасы вольфрама, так же как и молибдена, сконцентрированы в породах ближайших экзоконтактов материнских plutонов.

3. При залегании апикальных частей материнских plutонов на 100—150 м ниже дневной поверхности молибденовое оруденение в значительной степени, а вольфрамовое — в основном эродированы; в этом случае запасы молибдена не превышают 100—150 тыс. т.

4. В апикальных частях plutонов, едва вскрытых эрозией, часто развиты месторождения жильного типа мелких и средних размеров, в которых нередко междужильное пространство занято бедным штокверковым оруденением.

5. Гранитные plutоны, обнаруженные на площади более 100—150 км², как правило (за редким исключением), не сопровождаются промышленным молибденовым оруденением.

Анализ материалов более 100 месторождений и рудопроявлений показал, что вероятность встречи промышленных (по содержанию молибдена) месторождений составляет (в %): в plutонах, не вскрытых эрозией и залегающих на глубинах более 150 м, — 20; в plutонах при площади обнажения до 10 км² — 10; 10—20 км² — 6; более 20 км² — 3—4,5.

Оруденение небольших масштабов мало концентрированное вертикальной протяженностью от нескольких десятков до 200 м ассоциирует с plutонами небольших размеров (площадь горизонтального сечения от долей до нескольких квадратных километров), резко удлинённой формы, а также с plutонами крупных размеров (площадь горизонтального сечения превышает 1000 км²), характеризующимися уплощенной верхней поверхностью, осложненной многочисленными мелкими куполами.

Мировая и отечественная практика геологоразведочных работ на месторождениях молибденовой формации показывает следующее:

1) крупные месторождения с запасами молибдена от 300 до 800 тыс. т находятся в экзоконтактах рудопроизводящих plutонов, над

Парагенетические ассоциации минералов роговиков

Интервал, м	Эффузивы кислого состава, аркозовые и полимиктовые песчаники	Эффузивы среднего состава	Карбонатные породы
0—15	КПШ+Анд+Пл (20)+ +Би; КПШ+Пи (20)+ ±Би±Кв±Мт±Тур	Рог.обм.+Пи+Пл (45— 50); Рог.обм.+Би+Пл (36—42) ±Кв±Мт± ±Тур	Пи+Пл (50—60) +Гр± ±Кв±Ка
15—100	Пл (20) +Би+Анд+ +Мус; Пл (20)+Би+ +Мус±Кв±Мт±Тур	Рог.обм.+Би+Пл (36— —42) ±Кв±Мт±Тур	Гр+Ди+Взв±Кв±Ка
100—250	Пл (20) +Би+Мус± ±Кв±Мт±Тур	Акт+Пл (22—24) +Би+ +Эп±Кв±Мт±Тур	Гр+Эп+Хл±Кв±Ка
Более 250	Аб+Эп+Хл±Кв±Мт±Тур±Ка		

Примечание. КПШ — калиевый полевой шпат, Анд — андалузит, Пл — плагио-
оклаз, Би — биотит, Мт — магнетит, Мус — мусковит, Кв — кварц, Тур — турма-
лин, Пи — пироксен, Рог.обм. — роговая обманка, Акт — актинолит, Гр — гранат,
Ди — диопсид, Взв — везувиан, Ка — карбонат, Хл — хлорит, Эп — эпидот.

расстоянии более 250 м). В целом минеральный состав роговиков зависит от состава исходных пород и степени удаленности от гранитного массива, т.е. от температуры, и соответствует обычным парагенезисам, связанным с гипабиссальными известково-щелочными гранитоидами (табл.6).

Биотитизация или амфиболизация пород, как и ороговикование, наблюдаются около всех разновидностей охарактеризованных плутонов. Но наиболее широко эти процессы проявились около апикальных частей плутонов и особенно в связи с лейкократовыми гранитами. Биотитизации подвергаются кислые и средние магматические породы, а также различные песчаники, алевролиты и аргиллиты. В породах, обогащенных магнием, развивается флогопит. Процесс сопровождался выносом из пород SiO_2 и привнесом Al, Ti, Fe, Ca, Mn, Mg, P, K, Na, Cr, V. Основные породы в этих условиях подвергаются амфиболизации. Мощность зоны биотитизированных или амфиболизированных пород может достигать 1000 м.

Наиболее высокая степень биотитизации пород обычно наблюдается непосредственно у самого контакта с гранитами, а с удалением от него она постепенно убывает. В биотитизированных породах часто наблюдаются прожилки биотита и зоны, обогащенные им. Содержание биотита (так же, как и амфибола при амфиболизации) может достигать 80 %.

Фельдшпатизация выразилась в образовании многочисленных полевошпатовых прожилков, число которых по мере удаления от гранитов постепенно сокращается, и на расстоянии более 300—500 м

их апикальными частями, залегающими на глубине 400—500 м, или сбоку от едва вскрытых эрозией гранитных куполов, обнаженных на площади до нескольких квадратных километров;

2) месторождения средних размеров с запасами молибдена от 500 до 100 тыс. т ассоциируют с плутонами, эродированными неглубоко, характеризующимися развитием эндоконтактных фаций не только в краевых, но и в центральных частях обнаженных массивов гранитоидов; площади выходов таких плутонов на поверхность не превышают 50—100 км²;

3) плутоны, эродированные значительно, с площадью выхода на дневную поверхность 200—300 км² и более обычно сопровождаются незначительными рудопроявлениями и редко небольшими (обычно жильными) месторождениями с запасами молибдена до 20 тыс. т, которые располагаются как внутри гранитоидов, так и в их экзоконтактных зонах;

4) плутоны резко удлиненной формы также сопровождаются незначительными рудопроявлениями, в которых запасы молибдена обычно не превышают 10 тыс. т.

Медно-молибденовые месторождения чаще залегают в апикальных частях материнских плутонов, в их эндоконтактных зонах мощностью до 1200 м. Вместе с тем они нередко находятся и в экзоконтактных зонах и даже без видимой связи с материнскими плутонами, что позволяет определять мощность таких зон до 1500 м.

Для прогнозирования оруденения на глубину весьма важно рассмотреть, каков же характер пород, вмещающих оруденение, в экзоконтактных и эндоконтактных зонах.

Экзоконтактные зоны. Опыт разведки сотен молибденовых месторождений показал, что большая часть наиболее крупных из них расположена над апикальными частями гранитных плутонов, не вскрытых эрозией. При этом мощность оруденелой экзоконтактной зоны может достигать 1200 м. Общие размеры оруденения определяются размерами и морфологией рудопроизводящих плутонов, а также степенью сохранности оруденения, т.е. глубиной его эрозионного среза. Наиболее крупное и концентрированное оруденение находится в ассоциации с апикальными частями плутонов, характеризующихся простой куполообразной верхней поверхностью. В плане такие плутоны имеют изометричные, чаще овальные очертания с площадью горизонтального сечения по нижней кромке 100—300 км². Их мощность в центральных частях по данным гравиметрии, достигает 10 км. Породы экзоконтактных зон интенсивно изменены процессами, связанными со становлением рудопроизводящих плутонов, — ороговикованием, биотитизацией и амфиболизацией, фельдшпатизацией, скарнированием.

Ороговикование наблюдается в зоне мощностью до 300 м. Минеральные парагенезисы роговиков отвечают следующим фациям контактового метаморфизма (от гранитов в сторону вмещающих пород): пироксен-роговиковой (0—15 м), амфиболитовой (15—100 м), эпидот-амфиболитовой (100—250 м) и зеленосланцевой (на

они встречаются редко. Мощность прожилков обычно не превышает 1—1,5 см, на 95—96 % они сложены калиевым полевым шпатом, в небольших количествах присутствуют альбит-олигоклаз, биотит, кварц. Калиевый полевой шпат корродируется плагиоклазом с выделением мирмекитов.

Скарнирование пород происходило в условиях карбонатной среды, реже — средних или средне-основных эффузивов. Обычно скарны наблюдаются в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород, при этом скарнированию подвергались как те, так и другие породы. Обычными минеральными парагенезисами скарнов являются: гранат — пироксен; гранат-пироксен-везувиан; гранат-эпидот-везувиан; гранат-пироксен-плагиоклаз; гранат-пироксен-волластонит; гранат-пироксен-плагиоклаз-волластонит.

Минеральный состав скарнов в значительной мере предопределяется составом исходных пород. При развитии скарнов по известнякам образуются геденбергит и частично салит (с преобладанием железистой молекулы). В зоне автоскарнов, т.е. при скарнировании гранитоидов, развивается диопсид. Видимо, химический состав вмещающих скарны пород в значительной мере предопределяет химические потенциалы железа и магния в процессе скарнообразования.

Эндоконтактовые зоны. Мощность оруденелых эндоконтактовых зон в плутонах разного состава различная. В плутонах лейкократовых гранитов, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, обычно не превышает 200—400 м, в плутонах пестрого состава и умеренно кислых гранитоидов она может достигать 1000 м, хотя в большинстве случаев, по-видимому, не превышает 600—800 м. В связи с этим в пределах месторождений и рудных полей, расположенных в материнских плутонах, обычно наблюдается довольно сложная петрография вмещающих пород, обусловленная, с одной стороны, присутствием пород эндоконтактовых и переходных магматических фаций, с другой — дополнительными фазами внедрения магматического расплава и, кроме того, инъекциями жильных пород. Неоднородность проявляется как в частной смене структур и текстур гранитоидов, так и их состава. Нередко картина осложняется еще присутствием ксенолитов пород, вмещающих интрузивы, — обычно это интенсивно биотитизированные или амфиболизированные алюмосиликатные породы, реже скарноиды.

На рудопроявлениях, не перспективных на глубину, наблюдается более однородный состав вмещающих пород — средне- или крупнозернистые гранитоиды, довольно выдержанные по составу и структуре. Здесь отсутствуют породы эндоконтактовых фаций, меньше проявлены дополнительные интрузии и дайки. Мощность зон эндоконтактовых фаций с отчетливо проявленной пофировидной структурой гранитоидов в среднем изменяется от 200 до 300 м.

Структурно-тектонические критерии. Пространственное положение рудных полей и месторождений молибдена в пределах рудных провинций и рудных узлов определяется сочетанием структурно-тек-

тонических, магматических и литологических факторов, роль и значение которых изменяются в зависимости от конкретной геологической обстановки. Формирование месторождений происходило со значительным отрывом от времени проявления главной складчатости, когда рудоносные области уже представляли собой достаточно жесткие участки земной коры, реагировавшие на тектонические напряжения главным образом блоковыми перемещениями. Это предопределяет ведущую роль в контроле пространственного положения рудных полей и месторождений разрывных тектонических нарушений, среди которых выделяются региональные разломы, швы, зоны смятия и зоны повышенной трещиноватости пород, различающиеся по характеру проявления, строению и длительности формирования. По отношению к складчатым структурам они являются продольными, поперечными и диагональными. Рудные поля и месторождения обычно приурочены к тем участкам региональных нарушений, в которых создавались благоприятные условия для широкого развития разрывов более высоких порядков и мелкой трещиноватости. Такие условия создавались, с одной стороны, в местах изгиба разрывных нарушений, их разветвлений и сочленений, ответвления от них оперяющих разрывов, а также пересечения нарушений двух и более направлений. С другой стороны, интенсивное развитие трещиноватости происходило в пределах блоков пород, испытывавших длительное время преобладающие восходящие движения, что в условиях кристаллического субстрата соответствовало относительно приподнятым блокам, а в слоистых толщах отвечало антиклинальным структурам. При этом важное контролирующее значение имели ядра антиклинальных складок, участки ундуляции их осей и резких перегибов складчатых толщ. В местах сочетания тектонических разрывов и складчатых структур создавалась общая обстановка, благоприятствовавшая широкому развитию трещиноватости, возрастанию пустотности пород и проникновению рудоносных магматических расплавов в верхние горизонты земной коры, с последующей их кристаллизацией в виде интрузивных, эффузивных и субвулканических образований.

Обоснованность оценки оруденения во многом определяется тем, насколько правильно установлены размеры рудного тела, его морфология и внутреннее строение. Степень приближения будет различной на разных стадиях геологоразведочного процесса, но все увеличивающейся по мере увеличения детальности работ. Однако, как показало изучение характера распределения оруденения на обрабатываемых месторождениях, даже детальная разведка не может дать полного представления о строении рудного тела. При этом погрешности в оценке запасов допустимы и даже неизбежны в размере до 25 %. Только при отработке рудных тел в деталях выявляются их морфология и внутреннее строение. Но оценивать оруденение приходится уже на поисковой стадии геологоразведочных работ, когда геолог располагает лишь данными геологической, геофизической и геохимической съемки масштабов 1:50 000 и 1:10 000 результатами опро-

бования и документацией сравнительно редкой сети канав и шурфов. Понятно, что чем более качественной будет геологическая съемка, тем более надежной будет и прогнозная оценка оруденения. Однако последняя во многом зависит и от опыта геолога. Вот почему знание факторов, определяющих морфологию рудного тела и его внутреннее строение, и их выявление на ранних стадиях геологоразведочных работ (общие и детальные поиски, поисково-оценочные работы) позволяют более надежно давать оценку оруденению.

Несмотря на примерно одинаковые позиции оруденения относительно материнских плутонов, морфология рудных тел весьма разнообразна, а их внутреннее строение достаточно сложное. Месторождения можно объединять в те или иные морфологические типы, но в деталях и по внутреннему строению они никогда не повторяют друг друга. Рассмотрим факторы, влияющие на их общую морфологию и внутреннее строение. Как уже отмечалось, большая часть месторождений расположена в зонах крупных разломов, многие из которых глубинные и характеризуются продолжительным унаследованным развитием. Это крупные продольные разломы в складчатых областях, частично, вероятно, заложенные на ранних этапах развития геосинклиналей, но в основной массе проявившиеся в связи с орогеническими процессами (меридиональные разрывные нарушения внутренних Анд, сбросы и надвиги Кордильер, Дебаклинский и Мисханский разломы Малого Кавказа, Центральнo-Камчатский глубинный разлом и др.), зоны разрывных нарушений в бортовых частях впадин внегеосинклинального происхождения, разломы областей тектоно-магматической активизации, которые, наследуя в определенной мере план складчатых деформаций, нередко косо или поперечно пересекают складчатые структуры и складчатые области разного возраста (Центральнo-Казахстанский разлом, разломы Успенской зоны смятия, Караоба-Шалгинская зона разломов Центрального Казахстана, разломы северо-западной ориентировки в Западном Забайкалье, развивавшиеся в течение всего фанерозоя, и др.). Крупные разломы и оперяющие их структуры определяли план разрывных деформаций на площадях, в пределах которых располагаются месторождения. Поэтому формирование основных структур месторождений и рудных полей обусловлено развитием таких разломов и их оперения.

Обычно наиболее интересные месторождения располагаются в местах пересечения разрывных нарушений разных направлений (Тырныаузское, Коктенкольское, Жирекенское, Юрэд-Гендерсон и др.), сопряжения зоны главного рудоконтролирующего разлома с зонами оперяющих нарушений, косо или поперечно к нему ориентированными (Клаймакс, Каджаран), а также с разрывами, возникшими в связи с разного рода пликативными нарушениями (Тырныаузское, Киялых-Узенское), структурами, обусловленными вулканической деятельностью (аппаратами центрального, например Юрэд-Гендерсон, и трещинного типов) и др. Материнские плутоны и их апикальные (т.е. рудоносные) части находятся в наиболее ослабленной, легко-

проницаемой среде, тектоническая структура которой была уже подготовлена к моменту внедрения магмы и сыграла решающую роль в том, что именно сюда внедрялась магма.

Характер тектонической обстановки во вмещающих породах во многом определяет строение апикальных частей рудопроизводящих плутонов. В зоне одного нарушения образуется хребтообразный выступ, в узле пересечения тектонических зон — гранитный купол; когда зона одного нарушения пересекается с рядом поперечных зон, хребтообразный выступ сочетается с несколькими куполообразными, как это отмечается на Коктенкольском месторождении; если зоны повышенной трещиноватости образуются условия для формирования сложной многокупольной поверхности рудопроизводящего плутона.

Анализ материалов многих достаточно детально изученных месторождений и рудопроявлений показал, что именно куполо- или конусообразная апикальная часть плутона обеспечивает при прочих равных условиях крупные размеры месторождения, а уплощенная верхняя поверхность плутона, осложненная многочисленными небольшими куполами (с каждым из которых обычно связана рудная минерализация) не способствовала концентрации рудоносного потока. В последнем случае рудные компоненты рассеивались, возникали многочисленные, но небольшие по размерам и вертикальной протяженности рудопроявления.

Условия локализации оруденения в экзо- и эндоконтактных зонах материнских плутонов не одинаковы, и это отражается на его морфологических и структурных особенностях. Структурная обстановка в экзоконтакте безусловно более сложная, поскольку, как это было сказано выше, здесь проявилась и разрывная, и пликативная тектоника, предшествовавшая продуктивному магматизму. История тектонических процессов в эндоконтакте значительно более короткая и связана лишь с периодом становления плутона. Кроме того, породы экзоконтакта, как правило, существенно отличаются от гранитов эндоконтакта происхождением, химическим и минеральным составом, физико-механическими свойствами и нередко значительной литологической неоднородностью.

Наличие в экзоконтактных зонах пород с разными физико-механическими свойствами (плотностью, пористостью, прочностью на скалывание и др.) создает неодинаковые условия для движения рудоносных растворов и отложения рудных минералов. Одни породы были доступны для проникновения гидротерм и отложения рудных компонентов, другие — экранировали их; в связи с этим определенные разности пород более минерализованы, а другие — менее.

Несомненно, что и позиции месторождений относительно материнских интрузивов также в значительной мере определялись соотношением степени трещиноватости и пористости рудоносных гранитов и пород их кровли в период рудообразования. В том случае, когда породы кровли в значительной мере экранировали рудоносные растворы, т.е. были менее трещиноватыми и пористыми, чем граниты,

большая часть рудной минерализации концентрировалась в эндо-контактных зонах, под породами кровли. Это справедливо в отношении месторождений Акчатауского, Сорского, Центрального участка Караобинского, оруденения в Восточно-Коунрадском плутоне. К этому же типу, по-видимому, следует относить месторождение Эндако и ряд других в Канаде.

При условии достаточно хорошей проницаемости пород кровли оруденение в основной массе локализуется в экзоконтактных зонах рудопроизводящих плутонов. Примерами служат месторождения Коктенкольское, Джанетское, Батыстауское, Верхне-Кайрактинское (Казахстан), Бугдаинское (Восточное Забайкалье), Юрэл-Гендерсон, Клаймакс (США) и др. Естественно, существует много месторождений, где оруденение развито примерно в равной мере в экзо- и эндоконтактах материнского плутона. Так, на Джидинском месторождении Первомайский молибденовый штокверк находится в материнских гранитах, а более поздний Инкурский вольфрамовый штокверк и Холтосонские вольфрамоносные жилы целиком залегают в породах экзоконтакта.

Присутствие пород с разными теплофизическими свойствами отражается на морфологии теплового поля, что сказывается и строении рудного тела. Сочетание тепловых проводников и тепловых аккумуляторов создает различные типы природных теплофизических систем термостатов, тепловых экранов, тепловых изоляторов. Геометрия таких термостатированных структур различна и в значительной мере обусловлена геологическими факторами. Вместе с трещиноватостью, пористостью они нередко во многом определяют морфологию и протяженность (по падению и простиранию) рудных тел.

Подчеркивая сложность структурной обстановки экзоконтактных зон, нельзя не отметить также и возможное сходство условий локализации оруденения в экзо- и эндоконтакте материнского плутона. В период внедрения магмы и последующего становления плутона разлом, в зону которого интродуцировала магма, как правило, не ведет себя пассивно, а продолжает развиваться, т.е. по нему продолжают происходить тектонические движения. Это безусловно отражается на тектонической структуре формирующегося плутона. Поэтому нередко основные рудоконтролирующие структуры в экзоконтакте и эндоконтакте сходны по происхождению и ориентировке. Однако в эндоконтакте они сочетаются с разрывными контракционным происхождением, а в экзоконтакте — с более сложной системой разрывных нарушений, обусловленной более длительной и более сложной историей их развития. Поэтому в экзоконтакте рудоконтролирующими часто являются разрывные нарушения двух и более систем, что и обуславливает образование штокверкового оруденения достаточно крупных размеров, а с переходом в эндоконтактную зону штокверк нередко уменьшается в размерах и трансформируется в систему минерализованных зон или жил одного направления. Однако это не исключает возможности образования настоящего штокверкового оруденения и в эндоконтактных зонах.

Характеризуя главные факторы локализации штокверкового оруденения, следует отметить, что в штокверковых месторождениях часто встречаются взрывчатые брекчии, залегающие в форме трубок, зон, линз, которые являются хорошими рудовмещающими структурами. Брекчиевые руды резко выделяются среди жильково-вкрапленного оруденения своей контрастностью, хотя в общих запасах обычно составляют не более 10—15 %. Брекчиевые руды занимают разное положение в штокверке, встречаются в его центральных и периферических частях и даже за его пределами, в некотором отрыве от основного рудного тела.

Ко времени образования оруденения тектоническая структура будущего месторождения в основных чертах уже была сформирована. Поэтому строение рудного тела нередко определяется закономерной последовательностью проявления стадии минерализации. При этом минерализация ранних стадий нередко занимает центральные, стержневые части месторождений, окруженные минерализацией более поздних стадий.

Большую роль в формировании общей морфологии рудного штокверка, который приходится оценивать, играет пострудная тектоника. Установлено, что пострудные смещения могут достигать нескольких сотен метров и разбивать месторождения на достаточно крупные блоки с оруденением, характеризующимся разной степенью эродированности, а следовательно, разными перспективами на глубину. На Коктенкольском месторождении в центральной его части пострудный грабен с амплитудой перемещения до 250 м характеризуется сохранившейся в нем мощной корой выветривания и преимущественным развитием вольфрамовой минерализации, в то время как на Северном и Южном участках, значительно эродированных, полностью отсутствует кора выветривания и в соответствии с рудной зональностью вольфрам-молибденовых месторождений преобладает молибденовая минерализация. На Мало-Ойногорском месторождении его южная часть опущена относительно северной не менее чем на 250 м. На Северном участке глубина распространения оруденения не превышает 250—280 м, а на Южном — промышленное оруденение начинается с глубины 80—100 м и без признаков затухания прослежено до глубины 600 м.

Как было отмечено ранее, плутогенные месторождения тесно связаны с ашикальными частями материнских интрузивов. Однако месторождения Оркитканское, Агаскыр, Батыстау, Шалгиинское расположены в боковых экзоконтактах существенно эродированных рудоносных плутонов. Такое положение оруденения можно было бы объяснить залеганием крупных гранитных сателлитов под вышеперечисленными месторождениями, но изучение характера тектонических нарушений в пределах рудных полей показывает, что нельзя исключить также возможность перемещения с опусканием оруденения относительно материнских плутонов.

Внутреннее строение рудного штокверка очень тесно связано с характером трещиноватости горных пород, поэтому знание локальных

факторов, определяющих относительную степень ее густоты, безусловно способствует обоснованной оценке оруденения. Прежде всего это зоны повышенной трещиноватости пород, формирующиеся под влиянием напряжений, обусловивших развитие главных структур района и рудного поля, в связи с особенностями физико-механических свойств горных пород (прочность на скалывание, пористость и др.).

Образование разрывных нарушений происходит на участках концентрации напряжений, возникающих в результате неравномерного распределения нагрузок по объему горной породы. Дифференциация напряжений вызывается, с одной стороны, исходной дефектностью горных пород, с другой — физико-механической неоднородностью среды трещинообразования. Роль этих факторов проявляется при формировании микротрещин в кристаллах и макротрещин в горных породах. В результате экспериментов по разрушению однородных и комбинированных образцов горных пород, проведенных Л.И. Звягинцевым в 1978 г. М.П. Волоровичем и др. в 1979 г., выяснено, что при ориентированном давлении в зоне контакта двух сред с различными деформационными свойствами степень трещиноватости повышается.

Общие закономерности распределения оруденения в штокверках обычно устанавливаются с помощью статистической обработки замеров элементов залегания рудных прожилков и построения планов и вертикальных разрезов изоконцентрат на фоне геологической ситуации. Анализ таких построений позволяет наметить общие закономерности в распределении оруденения. При этом пространственное положение обогащенных зон контролируется разрывными нарушениями, согласными с главными нарушениями рудного поля и особенно местами их пересечения (Коктенкольское, Бугдаинское, Каджаранское, Шалгиинское, Батыстауское, Сорское, Ореkitканское, Жирекенское, Первомайское, Мало-Ойногорское месторождения), местами развития взрывных брекчий, зонами контактов интрузивных пород (Ореkitканское, Каджаранское, Мало-Ойногорское, Жирекенское, Шалгиинское, Сорское месторождения), участками или зонами гидротермально измененных (особенно калишпатизированных с повышенной пористостью) пород.

По неравномерности распределения и степени изменчивости оруденения можно выделить две группы штокверков, различающихся по положению их относительно материнских гранитоидов и внутреннему строению [28]. Первую группу составляют месторождения, характеризующиеся коэффициентами вариации содержания (вычисленными по скважинам при бортовых содержаниях от 0,02 до 0,06 %), не превышающими 50 %. К этой группе относятся преимущественно экзоконтактовые рудные тела. Во вторую группу входят эндоконтактовые рудные тела с коэффициентами вариации содержания 50–100 %. Не все, конечно, месторождения, как, например, Каджаранское, подчиняются этой группировке. Однако общая тенден-

ция в ней отражена и обусловлена она прежде всего разным характером трещиноватости пород в эндо- и экзоконтактовых зонах.

В самом начале изучения месторождения первые представления о форме рудного тела получают при исследовании его среза на дневной поверхности, и только позже оруденение прослеживается на глубину. По форме штокверковые рудные тела можно разделить на изометричные, столбо-, трубо-, грибо-, куполо-, кольцеобразованные, линейные, имеющие форму перевернутого конуса и опрокинутой чаши, а также сложные комбинированные.

Как правило, у штокверковых рудных тел отсутствуют естественные границы. Поэтому их контуры определяются условно, по данным опробования на основании кондиционных рудных тел — понятие экономическое. Например, в результате понижения бортового содержания кольцеобразное или куполообразное рудное тело может быть преобразовано в сплошное.

Оконтуривание промышленных руд — одна из важнейших задач разведки штокверковых месторождений. При этом следует различать детальность и правильность оконтуривания. Детальность оконтуривания зависит главным образом от густоты сети опробования, и погрешности оконтуривания в этом случае носят случайный характер. Неправильное оконтуривание отмечается на морфологически сложных штокверках и является следствием методических и геологических ошибок, допущенных при проведении границ оруденения, — неправильное представление о морфоструктуре, необоснованная корреляция маломощных рудных пересечений между далеко отстоящими друг от друга скважинами, пропуск обособленных от основного рудного тела залежей и др. Вероятность неправильного оконтуривания может быть резко сокращена при учете установленных закономерностей локализации оруденения и данных о геологическом строении месторождения, получаемых при детальной геологической съемке, геофизических исследованиях и бурении. Принципиально верное представление о форме рудного тела должно быть получено уже на ранних стадиях оценочных работ, а по окончании детальной разведки промышленные руды должны быть полностью оконтурены.

Важный фактор контроля пространственного положения рудных полей и месторождений молибдена — гранитоидный магматизм. Структурно-тектонические факторы обуславливают общую тектоническую подготовку соответствующих участков земной коры, создавая благоприятные условия для внедрения магматических тел и поступления рудоносных растворов. Магматизм влияет на размещение месторождений и рудных тел в рудных полях и нередко участвует в формировании структуры месторождения.

Форма рудоносных интрузивных массивов тесно связана с характером трещинных и складчатых структур. Она может быть разнообразной — изометричной, удлиненной, крестообразной, неправильной. Верхние части массивов имеют однокупольное строение или осложнены сериями куполов.

Характер тектонической обстановки во вмещающих породах во многом определяет строение апикальных частей рудопродуцирующих плутонов и морфологию их верхних поверхностей, что, в свою очередь, обуславливает морфологию конформного штокверкового оруденения и его концентрацию в экзоконтактовых зонах.

Участие магматизма в формировании структур рудных полей проявляется наиболее активно в процессе внедрения и становления магматических тел. При этом в одних рудных полях это влияние устанавливается достаточно четко, в других — его признаки оказываются затухающими. Это связано с различной геологической обстановкой, глубиной образования месторождений, открытостью или замкнутостью системы и т.д. Так, для грейзеновых месторождений, тесно связанных с эндоконтактовыми зонами куполов интрузивных массивов, нередко характерна приуроченность грейзеновых залежей к прикровельной части интрузивных массивов. Форма рудоносных грейзеновых залежей повторяет форму поверхности кровли массивов и объясняется исследователями приуроченностью к системам контракционных трещин, параллельных кровле и возникавших в процессе остывания интрузивных массивов. Грейзеновый процесс протекал в условиях слабой проницаемости кровли, когда контролируемые такие купола системы тектонических нарушений значительное время оставались закрытыми. Примером такого контроля может служить грейзеновое вольфрам-молибденовое месторождение Югодырь (МНР).

К другому магматическому фактору, активно действующему на положение рудных полей и формирование структуры месторождения, может быть отнесена динамическая активность магмы. Она проявляется при формировании интрузий центрального типа в образовании радиально-кольцевых систем трещин, эруптивных и минерализованных брекчий и широко описана в литературе.

И.П. Кушнарев образование различно ориентированных молибденит-кварцевых прожилков Первомайского штокверка Джидинского месторождения (Западное Забайкалье) объяснил развитием концентрически расположенных трещин под действием радиальных усилий со стороны корневых частей интрузива лейкократовых гранитов. К такому же выводу пришли Е.П. Малиновский и В.И. Игнатович, изучая Инкурский вольфрамовый штокверк, расположенный западнее Первомайского. Развитие радиальных и концентрических трещин они рассматривают как результат давления со стороны глубоких частей магматического очага. Наиболее яркое проявление радиальных усилий в рудных полях — месторождения минерализованных брекчиевых трубок.

На месторождении Эль-Теньенте, по данным Ф.Х. Хоуэлла и Дж.С. Моллоя, среди толщ андезитовых лав и лавобрекчий залегает тело трубчатой формы, округлое в плане, имеющее в диаметре у поверхности 1200 м и сужающееся к низу, окруженное кольцеобразным телом медных руд и выполненное формацией Браден. Мелкие

дайки дацитовых порфиров окружают трубку Браден по кольцу и падают к центру трубки.

Прожилки главной халькопиритовой стадии ориентированы в различных направлениях, но преобладают прожилки, расположенные по касательной к окружности трубки. Основное брекчирование проходило после образования основного медного оруденения. Исследователи полагают, что трубка и формация Браден, а также в целом структура месторождения сформировались под воздействием толчков снизу, обусловленных притоками и оттоками латитовой магмы, пульсировавшей в магматическом канале под месторождением.

Приведенные и известные в литературе примеры показывают, что эруптивные брекчии и радиально-кольцевые системы трещин чаще проявляются в малоглубинных условиях в связи с субвулканическими и экструзивными телами или вулканическими аппаратами. Пример Джидинского рудного поля и ряда других месторождений свидетельствует о том, что радиальное давление играет существенную роль и в более глубинных условиях.

Таким образом, динамическая активность магмы наряду с разрывными тектоническими нарушениями — один из факторов образования рудоконтролирующих и рудовмещающих трещин. Породы, вмещающие месторождения молибдена, по составу весьма разнообразны. Это гранитоиды, эффузивы кислого и среднего состава, песчано-сланцевые толщи, карбонатные отложения и т.д. В пределах отдельных месторождений они образуют различные сочетания, создающие сложную неоднородную обстановку для образования трещин и отложения руд. Роль вмещающих пород как благоприятной физико-химической среды для рудообразования наиболее отчетливо проявляется при образовании скарных и грейзеновых месторождений. Для жильных и штокверковых месторождений, тесно связанных с зонами повышенной трещиноватости, влияние физико-химических свойств вмещающих пород менее существенно. Однако и в этом случае на характере распределения оруденения сказываются физико-механические свойства вмещающих пород. Оно заключается в экранировании рудоносных растворов, приуроченности месторождений к литологически благоприятным породам, локализации рудных тел около своеобразных „жестких упоров”.

В роли экранов на описываемых месторождениях выступают осадочно-вулканогенные толщи, песчано-сланцевые породы, полого залегающие дайки и разрывные тектонические нарушения, которые ограничивали продвижение рудоносных растворов в верхние горизонты земной коры. В таких условиях создавалась относительная замкнутость рудообразующей системы, что способствовало рудоконцентрации. При прогнозировании оруденения всегда следует иметь в виду возможность обнаружения рудных тел под подобного рода экранами.

Так, на Умальтинском месторождении (Дальний Восток) молибденит-кварцевые жилы мезозойского возраста залегают в палеозой-

ских гранитах под перекрывающими нижнеюрскими базальными конгломератами, погружающимися на северо-запад, на Сорском молибденовом месторождении диориты, являющиеся кровлей лейкократовых гранитов, экранировали штокверковое оруденение. Г.И. Бедров полагал, что штокверковые руды Верхне-Кайрактинского молибден-вольфрамового месторождения формировались под кислыми девонскими лавами, в свое время перекрывавшими рудовмещающую песчано-сланцевую толщу силура. Можно также предположить, что распространенные в Бугдаинском рудном поле кислые эффузивы в период рудообразования перекрывали рудовмещающие палеозойские граниты и ограничивали проникновение рудоносных растворов к поверхности. На многих месторождениях некогда существовавшие покровы уничтожены эрозией, однако их широкое распространение в период рудообразования весьма вероятно по многим признакам.

Экранирующая роль тех или иных образований устанавливается в тех случаях, когда на месторождениях проявляется четкая зависимость в распределении оруденения по отношению к определенной поверхности. Так, по данным В.И. Игнатовича, при формировании прожилково-вкрапленных руд Первомайского штокверка экраном служили сланцы кровли лейкократовых гранитов, остатки которых сохранились на неглубоко размытой поверхности. Под экранирующей поверхностью было установлено наиболее высокое содержание молибдена, которое с глубиной закономерно снижалось.

На месторождении Югодзырь в МНР залежи молибденовых грейзенов имеют уплощенную форму и залегают среди материнских гранитов под экранирующей поверхностью пород кровли. Они имеют пологое залегание, в целом параллельное контакту интрузивного массива. Такое залегание грейзеновых тел предполагает, что в период рудообразования породы кровли препятствовали выходу рудоносных растворов за пределы рудоносного интрузива, а расположенные в породах кровли разрывные тектонические нарушения были закрыты.

По данным В.Ф. Викторова, на месторождении Сары-Чеку в Средней Азии медно-молибденовое оруденение экранируется полого залегающими дайками. Также под пологими дайками плагиогранит-порфиров залегают уплощенные тела штокверковых молибденовых руд Шалгиинского месторождения в Центральном Казахстане. На молибден-вольфрамовом месторождении Эвертон (Австралия) руды кольцеобразного штокверка (по Фишеру) залегают под экранирующей поверхностью полого залегающего сброса. Для всех месторождений, приведенных выше в качестве примеров, характерна наиболее высокая концентрация полезных компонентов непосредственно под экранирующими поверхностями.

Избирательная приуроченность оруденения к определенным типам пород, которые по физико-механическим свойствам существенно отличаются от вмещающих толщ, описано в литературе. Известны месторождения, где оруденение контролируется дайками, горизон-

тами и зонами более хрупких и более пористых (например, калишпатизированных) пород и т.д. Примерами приуроченности оруденения к дайкам может служить Шалгиинское месторождение в Центральном Казахстане. Оруденение приурочено главным образом к штоку и дайкам микрогранитов и гранит-порфиров, залегающим среди более древних серпентинитов и амфиболитов. Тектонические напряжения, обусловившие интенсивное трещинообразование в породах штока и даек, вызвали рассланцевание и частичное дробление серпентинитов и амфиболитов. Но когда руды отлагались в микрогранитах и гранит-порфирах, трещины в окружающих рассланцованных породах оказались притертыми и малоблагоприятными для проникновения рудоносных растворов.

В.Т. Покалов начиная с 1964 г. неоднократно подчеркивал, что калишпатизированные породы весьма благоприятны для отложения и концентрации молибденита.

В 1949 г. Ф.И. Вольфсон и В.А. Невский обратили внимание, что в некоторых случаях развитие трещин происходит около древних жестких массивов, которые они называли „жесткими упорами“. В штокверковых месторождениях кольцеобразной формы в качестве жестких упоров выступали штоки интрузивных пород или блоки пород, подвергшиеся раннему окварцеванию, так называемые кварцевые ядра. Примерами таких месторождений являются Ипчульское в Хакасии, Бугдаинское в Восточном Забайкалье, Кальмакское в Средней Азии, Клаймакс в США, Эвертон в Австралии и др.

В роли жестких упоров нередко выступают и дайки. На месторождениях, где они имеют существенное развитие, отмечается концентрация оруденения в прилегающих к ним зонах вмещающих пород с одного или с обоих боков. Это можно объяснить, с одной стороны, тем, что сами дайки внедрились в зоны повышенной трещиноватости, вернее в открывшуюся центральную или одну из центральных трещин, а прилегающие к ним зоны вмещающих пород характеризуются повышенной трещиноватостью и поэтому концентрируют оруденение. С другой стороны, малотрещиноватые молодые образования, какими являются дайки, экранировали рудоносные растворы и концентрировали оруденение в прилегающих к ним зонах вмещающих пород. Это явление отчетливо наблюдается на Каджаранском и Жирекенском месторождениях в связи с дайками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, что отмечалось автором в публикациях 1964, 1972 гг.

Таким образом, положение рудных полей и месторождений молибдена контролируется сочетанием структурно-тектонических, магматических и литологических факторов, которые нередко выступают также в роли рудолокализирующих.

Минералогические критерии. Постмагматические процессы начались дорудными калишпатизацией и сменявшей ее более поздней альбитизацией продуктивных гранитоидов, а также скарнированием карбонатных пород экзоконтакта. Эти метасоматические изменения протекали при температуре свыше 450°С. Калиевые полевые шпаты месторождений разных рудных формаций различаются содержанием

Rb, а следовательно, и K/Rb. Для вольфрам-молибденовых месторождений значение последнего обычно не превышает 150, для молибденовых изменяется от 150 до 500, для медно-молибденовых превышает 500. По-видимому, это результат постепенного накопления Rb в магматическом и постмагматическом процессах от плутонов пестрого состава и связанных с ними медно-молибденовых месторождений к плутонам лейкократовых гранитов и связанным с ними вольфрам-молибденовым месторождениям, что отражает степень дифференциации материнской магмы и соотношение в ней корового и подкорового вещества. Последнее уменьшается в направлении вольфрам-молибденовой формации, исчезая в ней почти полностью.

В рудной минерализации наиболее ранние — кварцевые жилы и прожилки с магнетитом, на контакте с которыми во вмещающих породах лишь биотит и роговая обманка частично замещены хлоритом и карбонатом. Затем формировалось основное молибденовое оруденение — сначала молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, и кварцевые жилы и прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, позднее — кварцевые жилы и прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом. Температура образования раннего молибденита 370—450°C, позднего 300—370°C. В парагенетической ассоциации с молибденитом встречаются кубанит, рутил, молибдошеелит, пирит, халькопирит, борнит. На молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождениях молибденит по существу является единственным промышленно ценным рудным минералом данной стадии рудного процесса, а на медно-молибденовых месторождениях с ним ассоциируют сульфиды меди, содержащие основную или существенную часть промышленной меди этих месторождений. При этом соотношение молибдена и меди в рудных прожилках и жилах от ранних к поздним изменяется от преимущественно молибденового до преимущественно медного. Околожилные изменения обычно выражены слабой мусковитизацией вмещающих пород, и лишь на некоторых месторождениях (Восточный Коунрад, Умальтинское) развиты слюдисто-кварцевые грейзены.

На вольфрам-молибденовых месторождениях вслед за молибденовой минерализацией развивалась вольфрамовая при температуре 280—350°C. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивной грейзенизацией вмещающих пород с образованием фторсодержащих минералов. Ранняя ассоциация вольфрамита или шеелита с пиритом, висмутом, флюоритом, топазом, мусковитом, небольшими количествами молибденита и акцессорными берtrandитом, гельвином, браннеритом и ильменорутилом сменяется более поздней ассоциацией гюбнерита с пиритом, флюоритом и мусковитом.

После основной рудной минерализации на месторождениях всех трех формаций развивались кварцевые прожилки с пиритом. В небольшом количестве в них присутствует халькопирит, на некоторых месторождениях магнетит, иногда встречается самородное

золото. Вмещающие породы около них интенсивно серицитизированы. Температура формирования этой минерализации 250—300°C.

Заканчивался рудный процесс образованием кварцевых или кварц-карбонатных прожилков и жил со свинцово-цинковой минерализацией. В них главные рудные минералы — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит; второстепенные и редкие — теннантит, тетраэдрит, висмутин, самородный висмут, галеновисмутин, буланжерит, арсенопирит, пираргирит, гессит, джемсонит, аргентит, самородное серебро и золото. Прожилки и жилы с этой минеральной ассоциацией рассекают как пирит-кварцевые, так и все более ранние минеральные образования.

На верхних горизонтах месторождений прожилки и жилы с полиметаллической минерализацией в основном сложены сульфидами. С глубиной содержание сульфидов уменьшается, но зато возрастает роль жильных минералов. Среди сульфидов на верхних горизонтах преобладает галенит, на нижних — сфалерит. В составе жильных минералов с глубиной увеличивается роль карбонатов. На одних месторождениях (Жирекенское, Давендинское, Бугдэинское и др.) свинцово-цинковая минерализация распространена в периферических частях рудного поля, на других (Шахмаминское, Умальтинское) она развита по контактам молибденит-кварцевых жил с вмещающими породами и главным образом на средних и нижних горизонтах месторождений. В первом случае эта минерализация связана с кварцевыми или слюдисто-кварцевыми жилами и прожилками, во втором — слабо изменены. Температура процесса 150—250°C.

После рудообразования на многих месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций вмещающие породы подвергались аргиллизации и в значительно меньшей мере пропилитизации, а завершался гидротермальный процесс на месторождениях всех трех рудных формаций отложением карбонатов и цеолитов из низкотемпературных (50—150°C) растворов.

Таким образом, развитие постмагматических процессов при формировании месторождений молибдена носило прерывистый стадийный характер. Описанные стадии и последовательность их проявления присущи всем промышленным месторождениям, хотя объемы минеральных образований разных стадий не везде были одинаковыми. Весьма надежным признаком промышленного оруденения является полнота проявления всех охарактеризованных выше стадий постмагматического процесса, начиная с дорудной калишпатизации вмещающих пород и кончая их послерудной аргиллизацией и развитием карбонатных прожилков. Совершенно очевидно, что это признак благоприятных условий отделения и формирования гидротермальных растворов, а затем концентрированного отложения из них полезных компонентов.

Другой надежный признак промышленного оруденения — растянутость во времени молибденовой минерализации, ее развитие в несколько импульсов.

В сравнении с промышленными месторождениями на небольших

рудопроявлениях не наблюдается полного развития послемагматического процесса. Здесь обычно слабо, не большой площади проявлены такие процессы, как калишпатизация и аргиллизация, при этом для них характерна одноактность развития молибденового оруденения. Это или вкрапленность молибденита во вмещающих породах или сравнительно редкие жилы и прожилки кварца с молибденитом без признаков наложения на них более поздней молибденовой минерализации.

На промышленных месторождениях, где кварцевые образования характеризуются высокими содержаниями молибденита, ассоциирующийся с ним пирит присутствует, как правило, в очень небольших количествах. На бедных, часто непромышленных месторождениях в кварцевых жилах и прожилках молибденита мало, но в них резко возрастает содержание пирита (не наложенного, а в парагенезисе с молибденитом!). В таких прожилках вместе с пиритом нередко присутствует и магнетит. Примерами таких молибденовых проявлений могут служить Агаскырское, Адырлыкское, Камыштинское (Батеневско-Беллыкское поднятие), Ширгинское, Ляндорское, Кудиканское, Джегдачинское (Восточное Забайкалье), Загиндзорское, Мроцкое, Твакарское, Команлуйское (Мисхано-Зангезурская зона) и др.

Наблюдающаяся последовательность выделения минералов — молибденит-пирит-магнетит — позволяет сделать предположение, что при высоких концентрациях молибдена в гидротермальном растворе практически вся реакционноспособная сера расходовалась на построение молибденита — наиболее высокотемпературного сульфида. При низкой концентрации молибдена в растворе после кристаллизации молибденита оставалось значительное количество серы, которая соединялась с железом, всегда присутствовавшим в достаточно большом количестве и в самых растворах, и во вмещающих породах. После связывания всей серы с железом вследствие повышения рН растворов в условиях высоких температур выделяется магнетит.

Рудная зональность. Постоянные спутники молибдена в эндогенном процессе — медь, свинец и цинк, вольфрам; кроме того, в месторождениях вольфрам-молибденовой формации — висмут, фтор, аксессуарный бериллий. В расположении этих элементов и молибдена по отношению к материнским плутонам наблюдается довольно устойчивая зональность, которая позволяет по их соотношению и расположению относительно материнского интрузива и главным образом его апикальной части судить о глубине эродированности оруденения и давать ему оценку.

На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Хотя имеются исключения — на месторождениях, где резко преобладает медь, а молибден находится в невысоких концентрациях, не наблюдается определенной выраженной зональности, как, например, на месторождении Коунрад.

Свинцово-цинковая минерализация, как правило, находится в

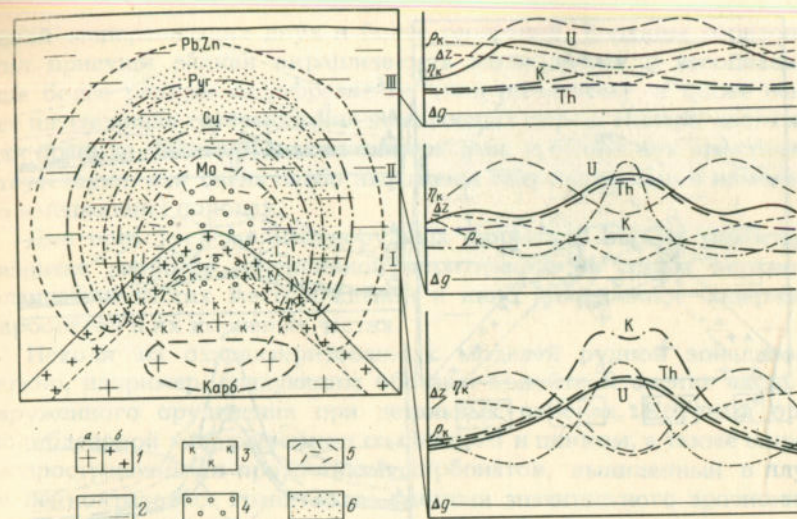


Рис. 8. Вертикальный разрез модели штокверковых месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций и характер геофизических полей на разных уровнях эрозионного среза месторождения:

1 — биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты монометаллических молибденовых месторождений, монзониты, гранодиориты, граниты медно-молибденовых месторождений; а — крупно- и среднезернистые слабопорфировидные разности; б — мелко- и среднезернистые порфировидные и резко порфировидные разности эндоконтактных фаций; 2 — вмещающие породы экзоконтакта (гранитоиды, метаморфические, вулканогенные и другие породы); 3 — калишпатизация; 4 — окварцевание; 5 — серицитизация; 6 — аргиллизация, местами пропилитизация во внешних зонах.

периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. Примером месторождений с такой зональностью могут служить Алмалыкское, Агарацкое, Каджаранское, Каратасское и др.

Аналогичную зональность можно наблюдать и на собственно молибденовых месторождениях с той только разницей, что медь на этих месторождениях проявлена значительно слабее (Жирекенское, Бугдаинское и др.), а свинец и цинк, если они связаны с карбонатными жилами и прожилками, могут быть развиты на средних и нижних горизонтах (рис. 8).

Вольфрам для медно-молибденовых руд малохарактерен, но его некоторая концентрация отмечается в самых верхних частях месторождений. В монометаллических молибденовых рудах минералы вольфрама не являются редкостью, однако их концентрации обычно незначительны и проявляются главным образом на верхних и отчасти средних горизонтах месторождений.

На вольфрам-молибденовых месторождениях на верхних горизонтах и флангах сосредоточены максимальные концентрации воль-

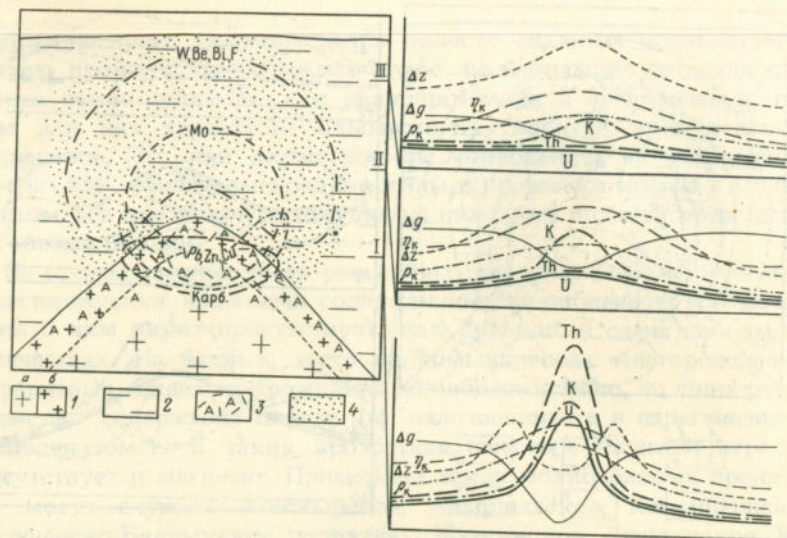


Рис. 9. Вертикальный разрез модели штокерковых месторождений вольфрам-молибденовой формации и характер геофизических полей на разных уровнях (I–III) эрозионного среза месторождения:

1 — граниты лейкократовые: а — крупнозернистые порфировидные, б — мелкозернистые резко порфировидные эндоконтактовой фации; 2 — вмещающие породы экзоконтакта (вулканогенные, терригенные и др.); 3 — альбитизация и грейзенизация; 4 — биотитизация и амфиболизация, фельдшпатизация, окварцевание, серицитизация и мусковитизация

фрама, висмута и фтора, в то время как максимальные концентрации молибдена находятся в центральных частях месторождений и на более низких горизонтах, т.е. вольфрам, висмут и фтор располагаются дальше от источника оруденения, чем молибден (рис.9). При этом молибден пространственно обычно теснее связан с апикальными частями гранитных plutонов, а вольфрам, висмут и фтор распространяются дальше в экзоконтактовые зоны (месторождения Джидинское, Коктенкольское, Джанетское и др.).

В скарновых и грейзеновых рудных телах вольфрам и молибден обычно пространственно совмещены. Вместе с тем от верхних горизонтов к нижним в шеелите нарастает содержание примеси молибдена, а в корневых частях рудных тел преобладают шеелиты, богатые повеллитовой составляющей.

Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях менее распространена, чем на молибденовых и особенно медно-молибденовых. Часто она связана с карбонатными и кварц-карбонатными прожилками и жилами и в этих случаях находится на нижних горизонтах месторождений. Характерно, что на жильных месторождениях промышленное значение имеют обычно средние горизонты жил с полосчатыми брекчиевыми текстурами, образовавшимися в результате телескопирования молибденит-квар-

цевой минерализации двух и более генераций. Верхним горизонтам жил присущи редкая вкрапленность молибденита в ассоциации с еще более редким вольфрамитом (или шеелитом), а также наиболее интенсивная грейзенизация вмещающих пород. Нижние части жил, как правило, бедны рудными минералами, и около них практически отсутствуют или очень слабо выражены гидротермальные изменения во вмещающих породах.

Для всех трех молибденорудных формаций весьма характерны развитие наиболее интенсивной пиритизации на самых верхних и фланговых частях месторождений и явно повышенное содержание карбонатов в их корневых частях.

Исходя из охарактеризованных моделей рудной зональности, можно, например, следующим образом подойти к оценке вновь обнаруженного оруденения при детальном поиске. Крупный ореол молибденовой минерализации со свинцом и цинком, а также широко распространенными прожилками карбонатов, выявленный в плутоне лейкократовых гранитов со следами значительного эрозионного среза, явно неперспективен из-за глубокой эродированности, а совмещенные ореолы молибдена, вольфрама и висмута, обнаруженные над апикальной частью не вскрытого эрозией гранитного plutона, позволяют положительно оценить это рудопроявление с хорошей перспективой обнаружения промышленного вольфрам-молибденового месторождения на глубине.

Гидротермально измененные породы. Калишпатизация, альбитизация, скарнирование, грейзенизация, серицитизация, окварцевание, аргиллизация и пропицитизация, проявляясь в больших объемах на молибденовых месторождениях, представляют собой надежный поисковый признак.

Калишпатизированные породы широко распространены на месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций и очень ограничено на месторождениях вольфрам-молибденовой формации. Альбитизации, как правило, подвергались эндоконтактовые зоны plutонов, сложенных лейкократовыми гранитами, особенно интенсивно в их апикальных частях (месторождения вольфрам-молибденовой формации), где сравнительно редко можно наблюдать зоны калишпатизированных пород.

Скарнирование карбонатных пород и зон на контактах карбонатных и алюмосиликатных пород в основном происходило в экзоконтакте апикальных частей рудопроизводящих гранитоидных plutонов. Морфология и размеры скарновых образований определялись главным образом масштабами гидротермального процесса и морфологией пластов карбонатных пород в сочетании с разрывной тектоникой.

Грейзенизация проявлена на месторождениях вольфрам-молибденовой формации в основном в апикальных частях рудоносных plutонов и меньше в экзоконтактах. Грейзены образуют полого залегающие линзы небольших размеров, реже крупные пластообразные тела, но чаще встречаются в виде крутопадающих самостоятель-

ных зон и зон околорудных кварцевых жил в их верхних и средних частях.

Слабой серицитизацией или мусковитизацией затронуты практически все алюмосиликатные породы месторождений всех трех молибденорудных формаций. Зоны интенсивной мусковитизации и березитизации небольшой мощности (от долей до десятков сантиметров) постоянно сопровождают пирит-кварцевые жилы и прожилки и свинцово-цинковую минерализацию.

Окварцевание проявляется в виде мономинеральных или существенно кварцевых образований, достигающих в поперечнике сотен метров и, по-видимому, в большинстве случаев метасоматического происхождения, и значительно шире в виде прожилкового окварцевания, развитого во всем объеме месторождения и постепенно затухающего по направлению от их центральных частей к краевым. Кварцевые ядра, располагающиеся обычно в центральных частях месторождений, как правило, не содержат или содержат бедную рудную минерализацию. С прожилковым окварцеванием связана вся рудная минерализация.

Пропилитизированные породы распространены нешироко и главным образом в периферических частях месторождений, однако нередко наблюдаются и в их центральных частях.

Весьма широко как в краевых, так и в центральных частях месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций развиты аргиллизированные породы.

В геологической литературе, посвященной медно-порфировым месторождениям, отражено представление Р. Силлитоу, Д. Ловелла и Дж. Джилберта о зональном строении гидротермально-метасоматических изменений, согласно которому в центральных и наиболее глубоких частях этих месторождений развиты калишпатизация и биотитизация, ее чащеобразно покрывает кварц-серицитозная зона, в свою очередь таким же образом перекрытая аргиллизированными породами, за которыми развита пропилитизация (рис.10, 11). Надо отметить, что в таком идеализированном виде метасоматическая зональность в СССР не наблюдалась ни на молибденовых, ни на медно-молибденовых месторождениях. Процессы, вызывавшие гидротермально-метасоматические изменения, развивались стадийно и так же, как стадии в рудном процессе, во времени оторваны друг от друга и разделены тектоническими подвижками. На всех без исключения месторождениях гидротермально-метасоматические изменения контролируются зонами относительно повышенной трещиноватости или узлами их пересечения. Поэтому следует подчеркнуть только некоторую тенденцию к зональному расположению метасоматических изменений на отдельных месторождениях, однако в большинстве случаев отмечается телескопирование гидротермально-метасоматических изменений в объеме пород месторождения. При этом можно наблюдать, как рядом соседствуют чередующиеся зоны калишпатизации, серицитизации, аргиллизации даже в глубоких центральных частях месторождений (Жирекенское). Необходимо

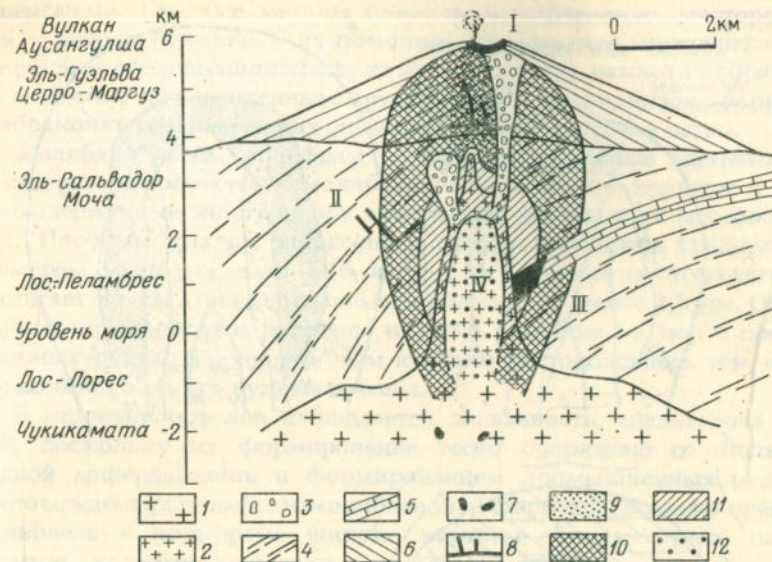


Рис. 10. Идеализированный разрез типичного медно-порфирового месторождения (по Р. Силлитоу):

1 — шток гранодиорит-порфиров с медно-порфировыми рудами; 2 — полнокристаллические гранодиориты; 3 — взрывчатые брекчи; 4 — довулканическое основание; 5 — горизонт известняков; 6 — слой лав и пирокластов (стратовулкан); 7 — пегматитовые тела; 8 — дайки, 9 — окремнение, аргиллизация; 10 — пропилитизация; 11 — серицитизация, 12 — калишпатизация.

I — месторождения самородной серы с пиритом и марказитом, II — жилы со свинцово-цинковым и золото-серебряным оруденением, III — контактово-метасоматические медные месторождения в измененных известняках (скарнах), IV — молибден-медные порфировые месторождения; по вертикальной оси — современные уровни среза различных вулканоструктур

также отметить, что аргиллизация на некоторых месторождениях развита интенсивнее и шире других метасоматических изменений.

В связи с этим гидротермально-метасоматические изменения на молибденовых и медно-молибденовых месторождениях заставляют с большой осторожностью пользоваться схемой, предложенной Д. Ловеллом и Дж. Джилбертом. В то же время следует учитывать, что ореолы аргиллизации часто бывают развиты значительно шире, чем ореолы серицитизации и окварцевания и тем более калишпатизации. Необходимо также помнить, что рудная минерализация наиболее тесно во времени и генетически связана с процессом окварцевания и серицитизации, в то время как аргиллизация и, по-видимому, нередко пропилитизация развивались после того, как рудные тела были сформированы и многое в расположении этих метасоматических изменений определялось состоянием разрывной тектоники в пострудное время.

Ореолы молибденовых месторождений и их оценка по зоне

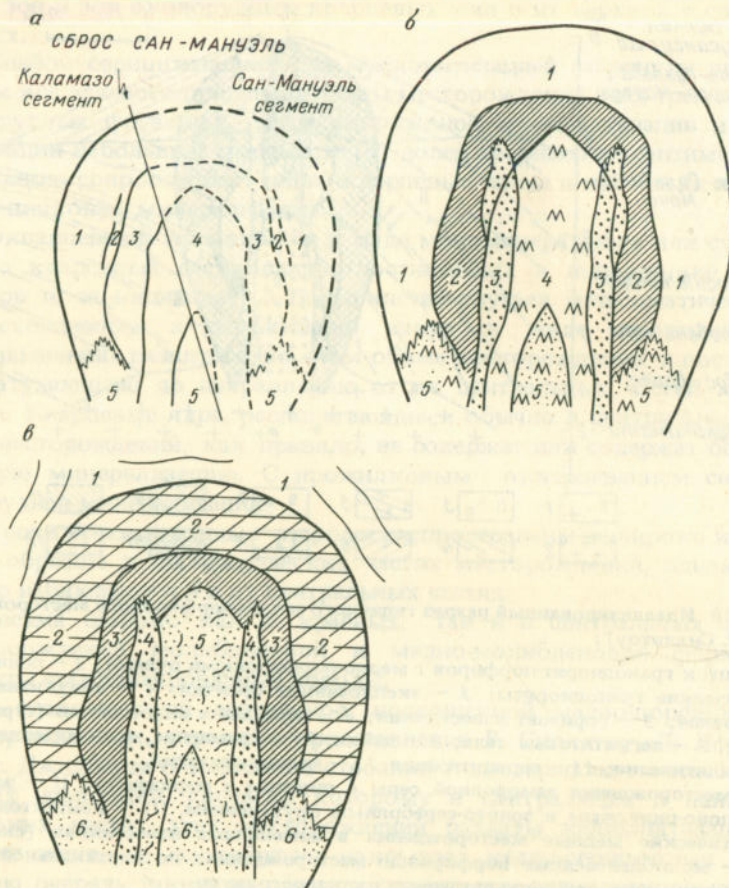


Рис. 11. Концентрическая зональность гидротермального изменения и минерализации в районе Сан-Мануэль, Каламазо (по Дж. Ловеллу и Дж. Гилберту).

а — схема распределения зон гидротермального изменения; сплошная линия — предполагаемое расположение зон на участке Каламазо, пунктирная — на участке Сан-Мануэль; экспрессполяция зон составлена по Каламазо:

1 — пропилиты, 2 — аргиллиты, 3 — филлиты, 4 — калиевые метасоматиты; 5 — метасоматиты с вкрапленностью магнетита;

б — схема зональности минерализации:

1 — периферийная зона (халькопирит — сфалерит — галенит — золото — серебро) (пирита 2 %), 2 — пиритовая зона (пирита 10 %, халькопирита 0,3—3 %, молибденита — следы), 3 — рудная зона (пирита 1 %, халькопирита 0,3—3 %, молибденита 0,03 %), 4 — зона бедной руды (халькопирит, пирит, молибденит); 5 — метасоматиты с вкрапленностью магнетита, редко пирита, халькопирита и молибденита;

в — схема расположения морфологических видов оруденения:

1 — зона рудных жил, 2 — зона рудных прожилков, 3 — штокверковая зона (прожилков больше вкрапленников); 4 — штокверковая зона (вкрапленников больше прожилков); 5 — штокверковая зона (вкрапленники и микропрожилки); 6 — зона вкрапленников

гипергенеза. Главные методы поисков молибденовых месторождений — литохимические. С их помощью открываются многочисленные вторичные ореолы молибдена, из которых лишь немногие образованы в связи с промышленным оруденением; следовательно, вопрос о разбраковке геохимических аномалий стоит достаточно остро.

Молибден, медь, вольфрам — наиболее надежные элементы-индикаторы месторождений молибдена. Они образуют крупные и весьма выдержанные эндогенные и экзогенные ореолы этих месторождений. Площадь выхода эндогенного ореола молибдена среднего по размерам месторождения 5—6 км², а на крупных месторождениях достигает 25 км² при вертикальном размахе не менее 1,5 км. Общее количество молибдена в ореоле в 2—2,5 раза больше, чем в промышленных рудах. В принципе чем крупнее месторождение, тем крупнее должны быть его рудные ореолы.

В строении ореолов наблюдается зональность, аналогичная рудной, поскольку их формирование тесно сопряжено со стадиями рудной минерализации и формированием промышленных руд. На месторождениях вольфрам-молибденовой формации помимо ореолов молибдена и вольфрама широко развиты ореолы фтора, олова, висмута, которые совпадают с ореолами вольфрама. Ореолы меди, а также свинца и цинка менее выразительны, хотя ореолы меди могут быть достаточно крупными и иногда не уступают по размерам ореолам молибдена и вольфрама. Ореолы свинца и цинка незначительны по размерам и обычно развиты на флангах и в нижних частях месторождений.

На месторождениях молибденовой формации ореолы меди заметно крупнее ореолов молибдена, при этом наиболее высокие концентрации меди в них наблюдаются на флангах месторождений. Также на флангах развиты ореолы свинца и цинка. Такие элементы, как бор, фтор, вольфрам, висмут, сурьма, входящие в состав мало распространенных на месторождениях минералов — турмалина, флюорита, шеелита, вольфрамита, висмутита, самородного висмута, блеклой руды, — не образуют значительных по размерам и выдержанных по простиранию и падению первичных ореолов. Их несколько повышенные по сравнению с фоном концентрации встречаются в породах месторождений, но не могут служить надежным ориентиром при поисках и оценке месторождений молибденовой формации. Вместе с тем заметные концентрации вольфрама на уровне эрозионного среза свидетельствуют о неглубокой эродированности оруденения, поскольку вольфрам характерен для верхних горизонтов месторождений.

На медно-молибденовых месторождениях ореолы молибдена и меди пространственно совмещены, однако ореолы меди значительно крупнее ореолов молибдена. При этом отношение содержания молибдена к содержаниям меди в ореолах, как и в рудных телах, уменьшается по направлению к их флангам и возрастает с глубиной. Ореолы свинца и цинка пространственно в значительной мере разоб-

щены с ореолами меди и молибдена, располагаясь кольцеобразно вокруг них.

Отмеченные особенности строения первичных ореолов безусловно позволяют по характеру первичных и вторичных ореолов на дневной поверхности судить об уровне эрозионного среза месторождения.

Решению проблемы оценки оруденения по вторичным ореолам посвящены труды А.П. Соловова, Н.И. Сафронова и многих других, основанные на подсчете количества вторично рассеянного металла в геохимических ореолах с введением поправок на частичное обеднение или обогащение ореола. Поправка устанавливается эмпирически по отношению количества металла во вторичном ореоле к его количеству в приповерхностном срезе рудного тела, т.е. через коэффициент пропорциональности (K). Считается, что удельные запасы (запасы металла в метровом слое), подсчитанные по вторичному ореолу и исправленные в соответствии с коэффициентом K , отвечают удельным запасам металла в рудном теле.

Однако для ряда металлов (в том числе и для молибдена) характерно гипергенное выщелачивание, приводящее к обеднению зоны окисления в целом и особенно верхней ее части, а также элювиально-делювиальных образований. Автором совместно с В.Г. Орловым установлено, что степень выноса молибдена зависит, с одной стороны, от окисленности молибдена, с другой — от климатических условий развития зон окисления и вещественного состава руд (количества сульфидов железа). Степень выноса молибдена из зоны окисления связана прямой функциональной зависимостью со степенью окисленности молибденита и описывается формулой: $x = kc$, где x — доля молибдена, вынесенного из зоны окисления; c — степень окисленности молибденита в %; k — коэффициент выноса молибдена. Установлены следующие значения коэффициента выноса молибдена из зон окисления: в аридном климате для вольфрам-молибденовых месторождений 0,015; для медно-молибденовых 0,01; в холодном гумидном климате для молибденовых месторождений 0,0047, для медно-молибденовых 0,003.

Среднее содержание молибдена в неокисленных рудах, залегающих ниже зоны окисления, определяется по формуле: $X = \frac{a}{1 - kc}$, где x — среднее содержание молибдена в неокисленных сульфидных рудах, %, a — среднее содержание молибдена по поверхностным горным выработкам, %, kc — доля молибдена, вынесенного из приповерхностной части зоны окисления. При этом степень окисления молибденовых руд должна определяться по пробам, равномерно характеризующим поверхность месторождения.

Установлена зависимость между коэффициентом пропорциональности и мощностью рыхлых образований, согласно которой в Центральном Казахстане на вольфрам-молибденовых месторождениях при мощности элювиально-делювиальных отложений 0,5 м содержание молибдена во вторичном ореоле в два раза меньше, чем в приповерхностном коренном оруденении, при мощности рыхлых отложений 1,5 м — в 4 раза меньше и при мощности 2 м — в 6 раз меньше.

В рыхлых образованиях на медно-молибденовых месторождениях присутствие большого количества гидроокислов железа приостанавливает вынос молибдена примерно в два раза по сравнению с мало-железистым чехлом рыхлых образований вольфрам-молибденового оруденения.

В Восточном Забайкалье в рыхлых образованиях происходит главным образом механическое рассеяние молибдена, а доля солевой составляющей вторичного рассеяния молибдена в 3 раза меньше, чем в Центральном Казахстане (при мощности рыхлых образований 1,5 м коэффициент пропорциональности равен 0,8, при мощности 2 м — 0,5).

В образовании вторичных ореолов участвует минерализация не только промышленного, но и непромышленного характера (независимо от типа оруденения — штокверкового, жильного или скарнового); при этом по объему вторая нередко в 2—3 раза превышает первую. Поэтому для правильной оценки оруденения весьма важно выделить ту часть ореола, которая отвечает его промышленному контуру. В общем случае определение „рудной“ изолинии во вторичном ореоле может производиться по формуле $C_{вт} = C_{кор} \cdot K$, где $C_{вт}$ — значение „рудной“ изолинии во вторичном ореоле; $C_{кор}$ — значение рудной изолинии в остаточном оруденении в верхах коренных пород; K — коэффициент пропорциональности для конкретной мощности плаща рыхлых отложений.

Таким образом, установление величины выноса молибдена из зон окисления и зависимости между мощностью рыхлых образований и величиной коэффициента пропорциональности, а также выделение „рудной“ изолинии в рыхлых образованиях и в верхах коренного оруденения — необходимое условие оценки оруденения по вторичным ореолам и данным поверхностных выработок. Такую оценку можно сделать на основе поисков масштаба не мельче 1:10 000 [27].

Геофизические критерии. Геофизические работы при поисках месторождений молибдена направлены главным образом на решение геологосейсмических задач, выявление сульфидной минерализации рудоконтролирующих структур и по отношению к объекту поисков носят косвенный характер.

Гравиметрические съемки средних и крупных масштабов способствуют выделению региональных факторов, контролирующих позиции рудных районов, расчленению земной коры на блоки разного строения с их классификацией по степени перспективности, плутонов разного состава и в их числе рудоносных разрывных нарушений, скарновых образований и др.

Магнитометрические съемки позволяют наметить экзоконтактовые зоны, сопровождающиеся биотитизацией и скарнированием пород с образованием положительных магнитных аномалий, и зоны гидротермально измененных пород — калишпатизированных, окварцованных, грейзенизированных, серицитизированных и аргиллизированных с отрицательными магнитными аномалиями.

Метод вызванной поляризации помогает выделять участки пород, содержащие сульфидную минерализацию. Многоразностное комбинированное профилирование по методу ВП, вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ ВП) и работы варианта среднего градиента (СГ ВП) позволяют определять глубину распространения сульфидсодержащих зон.

Гамма-спектрометрический метод в аэро- и наземном вариантах позволяет решать задачу выделения участков гидротермально измененных пород. Проблема выявления месторождений вольфрам-молибденовой формации во многом сводится к обнаружению на вскрытых эрозией апикальных частей массивов лейкократовых гранитов и определению морфологии их верхней поверхности. Плотность этих гранитов обычно меньше плотности вмещающих пород на 0,05–0,12 г/см², что обуславливает четкие минимумы в гравитационном поле и по данным их количественной интерпретации позволяет определять морфологию верхней поверхности не вскрытых эрозией plutонов, глубину ее залегания в пределах до 1500–2000 м ниже дневной поверхности, а также глубину нахождения нижней кромки plutона (6–10 км). При этом минимальное значение гравитационного поля отвечает месту максимального приближения гранитов к дневной поверхности.

В экзоконтакте апикальных частей вольфрам-молибденоносных plutонов над ороговикованными и биотитизированными породами обычно устанавливаются резко изменяющиеся по амплитуде повышенные магнитные поля, обусловленные развитием магнетита. По совпадению минимумов гравитационного поля с максимумами магнитного поля довольно надежно определяется эпицентр не выходящего на дневную поверхность гранитного купола, к которому может быть приурочено оруденение. Следует также иметь в виду, что на фоне крупных положительных магнитных аномалий, обычно фиксируются локальные отрицательные магнитные аномалии, обусловленные развитием гидротермально-метасоматических изменений.

Применение геофизических методов при поисках и оценке месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций в сочетании с другими методами позволяет также успешно решать довольно сложные задачи. Поэтому всегда необходимо учитывать следующее:

- гидротермально измененные породы, с которыми ассоциирует молибденовое оруденение, при геофизических съемках масштаба 1:50 000 и крупнее картируются локальными отрицательными магнитными аномалиями;

- калишпатизированные породы фиксируются при крупномасштабной (1:10 000 и крупнее) съемке четкими локальными минимумами в гравитационном поле;

- метод вызванной поляризации определяет участки, обогащенные сульфидной минерализацией, при этом ореолам максимальной пиритизации отвечают максимальные значения аномалий, тогда как участки рядовых прожилково-вкрапленных медных, молибден-

медных и медно-молибденовых руд отмечаются аномалиями умеренных и малых значений;

- калишпатизированные породы, к которым часто приурочено молибденовое оруденение, хорошо фиксируется при гамма-спектрометрической съемке, а для калишпатизированных гранитов характерна низкая функциональная зависимость между К и Th.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Основанием для прогнозирования месторождений и определения прогнозных ресурсов служат геологические карты, результаты поисковых работ и металлогенический анализ, основанный на формационном анализе геологических и рудных образований. При этом необходимо знать все главные факторы, определяющие образование месторождений: пространственную и временную связь оруденения с геологическими формациями и фациальной обстановкой, положение геологических и связанных с ними рудных формаций в основных структурных элементах земной коры и их место в истории ее развития, связь оруденения с региональными и локальными рудоконтролирующими и рудолокализирующими тектоническими структурами.

При мелкомасштабном прогнозировании оценка прогнозных ресурсов территорий по категории P_3 , т.е. без их привязки к конкретным объектам, производится по аналогии с уже относительно хорошо изученными и сходными по геологической ситуации регионами с поправкой на возраст оруденения и степень эродированности рудоносной формации. При этом следует иметь в виду, что даже в наименее продуктивных областях с оруденением раннепалеозойского возраста имеются одно-два крупных месторождения молибдена и что чем моложе складчатость и рудопроизводящий магматизм, тем наблюдается большая насыщенность территории промышленными месторождениями. Вот почему в регионах, мало изученных и не освоенных промышленностью, но по геологическому строению перспективных на молибден, можно рассчитывать на выявление одного-двух крупных месторождений, т.е. оценка такого региона в 200–300 тыс. т прогнозных ресурсов категории P_3 является вполне реальной и не представляется завышенной. Это тот минимум, который позволяет планировать проведение общих или специализированных поисков масштаба 1:50 000.

В общем случае определяется удельная продуктивность территории или отдельных крупных тектонических структур региона по аналогии с другими хорошо изученными территориями или структурами и подсчитываются прогнозные ресурсы категории P_3 с теми или иными поправками.

Поскольку содержание молибдена в рудах месторождений медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций обычно не превышает 0,06–0,1% (имеется в виду штокверковый тип оруденения, на котором в основном базируется современная промышленность),

а в месторождениях молибденовой формации может достигать 0,25 %, то районирование территорий по формационным типам молибденовых месторождений имеет большое практическое значение. Так, сходство геологического развития в мезозое территорий Восточного Забайкалья и хребтов Станового и Джугджурского позволяет положительно оценивать последние в отношении выявления месторождений молибденовой формации [26]. Другой пример. Исходя из формационного анализа, можно сделать вывод о преобладающей роли вольфрама над молибденом в месторождениях Горного Алтая. Поэтому поисково-оценочные работы следует планировать и проводить на вольфрам, учитывая молибден лишь как попутный компонент, не имеющий самостоятельного значения [26].

Таким образом, общерегиональные геологические предпосылки и поисковые критерии позволяют методом аналогии и сравнительного анализа оценивать новые регионы в отношении их молибденоносности.

При локальном прогнозировании и определении прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1 особенно необходимо знание геологического строения месторождений, их структурно-морфологических особенностей, рудной зональности, геохимических и геофизических полей и причин, их вызывающих, в их взаимосвязи и взаимообусловленности, что позволяет ответственно прогнозировать и оценивать месторождения полезных ископаемых.

Эти факторы должны быть положены в основу оценки масштабов оруденения, степени его концентрации, сохранности в современном эрозионном срезе и перспектив распространения на глубину.

На геологической основе крупномасштабных прогнозных карт в первую очередь должны найти отражение главные факторы, определяющие образование и концентрацию оруденения. Это прежде всего рудоносная геологическая формация и ареалы ее распространения, основные тектонические структуры оцениваемой территории элементы глубинного строения земной коры, породы, благоприятные для локализации оруденения и экранирующие его, и ряд других факторов в зависимости от геологической ситуации. Наиболее важное значение имеют прямые признаки оруденения и прежде всего первичные и вторичные ореолы главных рудных и сопутствующих элементов.

Немаловажное значение имеют также особенности геофизических полей, которые в комплексе с другими признаками и оценочными критериями помогают определить местонахождение оруденения, площадь и глубину его распространения.

На структурно-геологическую основу наносятся данные литохимических и геофизических съемок. Среди последних для прогнозирования молибденового оруденения большое значение имеют результаты гравиметрии, магнитометрии, гамма-спектрометрии, электропрофилирования и вызванной поляризации.

Поскольку нагрузка большая, составляется серии карт, к которым прилагается объяснительная записка, в которой анализируются

все выявленные геологические предпосылки, прямые и косвенные признаки оруденения, его характер, условия нахождения и сохранность.

При количественной прогнозной оценке оруденения нередко используется балльная система, когда каждому рудоконтролирующему признаку дается условное цифровое значение. Однако набор рудоконтролирующих факторов и их значимость могут быть различными для разных месторождений и даже для отдельных участков одного и того же месторождения. Поэтому из всей совокупности рудоконтролирующих и рудолокализирующих факторов необходимо выделить самые главные, т.е. те, которые определяют в каждом конкретном случае количественную и качественную сторону оруденения. Формальный способ балльных оценок нивелирует индивидуальные особенности оруденений. По мере увеличения детальности прогноза возрастает роль прямых данных об оруденении, достоверность прогноза увеличивается.

Рассмотрим примеры оценки вновь выявленных проявлений молибдена. Выше было показано, что по характеру эндогенных ореолов на уровне эрозионного среза, а также вторичных ореолов можно судить о степени эродированности оруденения и его перспективах на глубину. Конечно, при этом должна приниматься во внимание и общая геологическая обстановка, в которой находятся эти ореолы. Например, крупный по площади ореол молибденовой минерализации, выявленный в плутоне лейкократовых гранитов со следами значительного эрозионного среза, явно неперспективен. В то же время совмещенные ореолы молибдена, вольфрама и висмута, обнаруженные над апикальной частью не вскрытого эрозией гранитного плутона, позволяют положительно оценить это рудопоявление в отношении выявления на глубине промышленного оруденения. Так, например, геологической съемкой масштаба 1:50 000 выявлен небольшой (около 0,3 км²) выход лейкократовых гранитов среди эффузивно-осадочных пород, в которых обнаружены кварцевые прожилки с вольфрамитом и бериллом, свидетельствующие о штокверковом характере оруденения (рис.12).

Интерпретация результатов площадных гравиметрических работ показала, что обнаруженный на поверхности выход гранитов является верхушкой скрытого в недрах крупного плутона с куполообразной верхней поверхностью. Магнитной съемкой установлено повышенное магнитное поле около выхода гранитов и к югу от него. Магнитная аномалия совпадает с участком распространения темных биотитизированных пород с повышенным содержанием магнетита. Литохимической съемкой масштаба 1:50 000 выявлены два вторичных ореола молибдена, максимумы которых отстоят один от другого на расстоянии 3 км. Помимо молибдена в геохимических ореолах обнаружены вольфрам, бериллий, висмут, медь. При этом наиболее ярко проявлен вольфрам. Ореолы молибдена, оконтуренные по изолинии 0,0005 %, имеют значительную площадь, а наиболее высокие содержания молибдена оконтуриваются изолинией 0,005 %. Вторич-

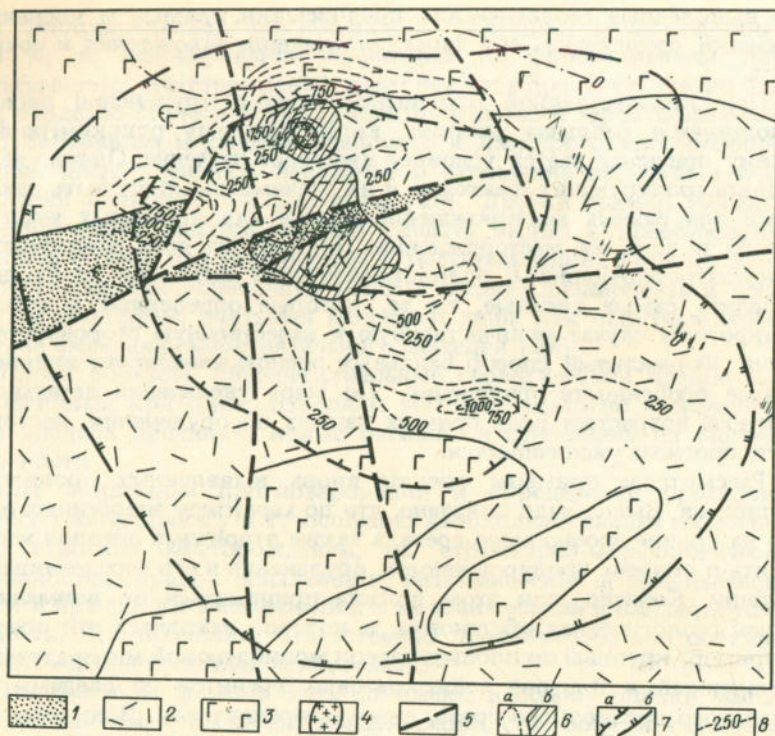


Рис. 12. Геологическая ситуация (модель) в районе молибденового проявления, открытого при общих поисках масштаба 1:50 000:

1 — карбонатно-терригенные отложения среднедевонского возраста; 2 — эффузивы кислого состава раннедевонского возраста; 3 — эффузивы среднего-основного состава раннедевонского возраста; 4 — лейкократовые граниты позднепермского возраста; 5 — разломы; 6 — вторичные ореолы: а — вольфрама, б — молибдена; 7 — контуры гранита по данным гравиметрической съемки: а — на глубине 5000 м, б — на глубине 10 000 м; 8 — изодинамы магнитного поля

ные геохимические ореолы совпадают с областью повышенных значений магнитного поля и пониженных значений гравитационного поля и находятся главным образом в экзоконтактной зоне апикальной части едва вскрытого эрозией plutона лейкократовых гранитов. Поэтому участок выявленных вторичных геохимических аномалий заслуживает проведения детальных поисков.

Детальными поисками масштаба 1:10 000 подтвержден устойчивый характер вторичных ореолов, уточнены их границы и внутреннее строение. По данным гравиметрической съемки отстроен рельеф гранитов, находящихся непосредственно под вторичными ореолами. Они залегают в виде хребта, ориентированного в северо-северо-западном направлении и осложненного тремя куполами, из которых северный вскрыт эрозийным срезом, а глубины залегания двух других находятся на уровне 250–300 м (рис. 13).

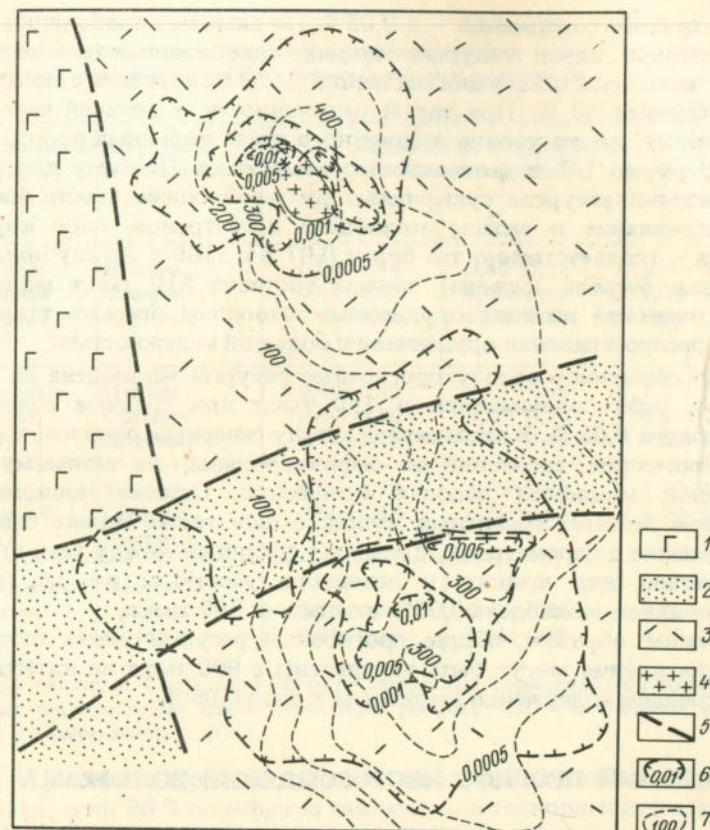


Рис. 13. Модель вторичных ореолов молибдена в рыхлых отложениях мощностью до 1 м в зоне теплого аридного климата (по данным детальных поисков масштаба 1:10 000):

1 — андезиты; 2 — туфопесчаники; 3 — туфолипариты; 4 — граниты; 5 — разрывные тектонические нарушения; 6 — изолинии содержания молибдена во вторичных ореолах; 7 — изолинии глубин залегания поверхности гранитного plutона (по данным гравиметрической съемки)

Для южного геохимического ореола, выявленного в рыхлых элювиальных образованиях мощностью 1,5 м, изолиния в 0,001 % молибдена может рассматриваться в условиях теплого аридного климата в качестве изолинии, ограничивающей площадь распространения промышленного штокверкового оруденения. Среднее содержание молибдена в рыхлых отложениях внутри этой изолинии составляет 0,005 %, запасы в метровом слое покрова 120 т.

В рыхлых элювиальных отложениях при их средней мощности 1,5 м содержится молибдена в 4 раза меньше, чем в непосредственно залегающих под ними коренных породах. Поэтому в метровом слое коренных пород запасы молибдена могут быть оценены в 480 т,

Минимальные содержания триоксида вольфрама в рудах промышленных месторождений различных типов и масштабов

Промышленные типы месторождений	Масштабы месторождений	Содержание WO_3 (в %) по группам районов		
		I	II	III
Скарновые (подземная и открытая добыча)	Мелкие	0,70—0,50	0,85—0,75	1,40—1,20
	Средние	0,50—0,35	0,60—0,45	1,00—0,75
	Крупные	0,40—0,25	0,50—0,35	0,90—0,65
Грейзеновые (открытая добыча)	Мелкие	0,60—0,40	0,70—0,60	1,20—1,00
	Средние	0,40—0,30	0,50—0,35	0,80—0,50
	Крупные	0,30—0,20	0,40—0,30	0,60—0,40
Жильные (подземная добыча)	Мелкие	0,85—0,70	1,05—0,90	1,75—1,50
	Средние	0,60—0,40	0,75—0,55	1,20—0,95
	Крупные	—	—	—
Штокверковые (открытая добыча)	Мелкие	—	—	—
	Средние	0,35—0,20	0,45—0,25	0,75—0,50
	Крупные	0,20—0,15	0,25—0,20	0,50—0,25

Примечания: I — в экономически освоенных горнорудных районах; II — в новых промышленно слабо освоенных районах; III — в сложных районах Сибири и Северо-Востока СССР.

руды и средних содержаний триоксида вольфрама являются промышленными, если 90 % вольфрама заключены в технологически извлекаемых формах минералов группы вольфрамитов или шеелитов. Современные методы обогащения таких руд обеспечивают извлечение в концентраты разного качества 70—80 % триоксида вольфрама из вольфрамитовых руд и до 90 % из шеелитовых руд.

Различные типы вольфрамовых месторождений представлены собственно вольфрамовыми или комплексными рудами с оловом, молибденом, сульфидами и сульфосолями висмута и других цветных металлов, иногда сурьмой, ртутью, редко серебром и золотом. Присутствие в рудах перечисленных попутных компонентов в извлекаемой форме соответственно понижает требования к минимальному содержанию триоксида вольфрама.

Рудоконтролирующая роль практически для всех промышленных типов месторождений вольфрама принадлежит наложенным структурным элементам эпох активизации складчатых образований в позднеорогенный период их развития, в том числе в примыкающих к ним структурах древней консолидации земной коры. Такие структуры могут быть подразделены на три класса, каждому из которых свойственны определенные типы вольфрамовых месторождений, что положено в основу выделения трех главных формаций промышленного вольфрамового оруденения [8].

а его среднее содержание — в 0,02 %. По данным опробования многочисленных канав и шурфов среднее содержание молибдена в верхней части зоны окисления составило 0,023 %, а степень окисленности молибденита 50 %. При такой окисленности в верхней части зоны окисления, т.е. на уровне эрозионного среза коренных пород, остается примерно 1/3 первоначального молибдена. Поэтому для расчета прогнозных ресурсов сульфидных руд необходимо ввести поправку на содержание и запасы молибдена в метровом слое коренных пород — соответственно это будут 0,07 % и 1700 т. До глубины 300 м (первая очередь карьера) запасы составят 510 тыс.т молибдена. Геологические позиции оруденения позволяют принять такую глубину распространения оруденения с большой надежностью.

По северному ореолу прогнозные ресурсы молибдена на данной стадии работ оцениваются в 180 тыс.т при среднем содержании молибдена 0,05 %. В промежутке между северным ореолом и южным геохимические аномалии не зафиксированы, по-видимому, из-за большой мощности рыхлых отложений. Однако поскольку на глубине залегает гранитный купол, с ним также можно связывать оруденение с параметрами, примерно средними между тем, что было рассчитано для южного и северного участков, т.е. со средним содержанием молибдена 0,06 % и запасами 300 тыс.т.

Таким образом, общие прогнозные ресурсы вновь открытого месторождения могут быть определены в 990 тыс.т по категории P_2 при среднем содержании молибдена в руде 0,06 %.

ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

При сравнительно равномерном распределении вольфрама в различных типах осадочных, метаморфических и изверженных пород (в пределах 1—2 г/т) примеры накопления вольфрама известны в условиях осадочного, метаморфического и магматического процессов. Однако большинство промышленных месторождений вольфрама относится к гипогенным образованиям и пространственно тяготеют к ореолам плутонических, реже вулканоплутонических ассоциаций гранитоидных пород, формирующихся в консолидированных структурах земной коры.

Среди промышленных месторождений в настоящее время выделяются (по генетическим особенностям, с учетом морфологии рудоносных образований): скарново-шеелитовые, грейзеновые вольфрамитовые, жильные вольфрамитовые и штокверковые — обычно шеелитовые, реже вольфрамитовые, масштабы которых относятся к мелким (до 10 тыс. т триоксида вольфрама), средним (10—100 тыс. т), крупным (100—250 тыс. т) и уникальным (более 250 тыс. т).

Требования к качеству руд прямо связаны с масштабами месторождений и географо-экономическими условиями их нахождения (I—III, табл.7)

Приводимая в табл.8 формационная систематика важнейших промышленных типов вольфрамовых месторождений отражает следующие региональные обстановки локализации оруденения:

1. Структуры устойчивого геосинклинального режима развития (антиклинории, срединные массивы, примыкающие картонные области), обычно усложненные наложенными орогенными прогибами, с многократным проявлением плутонического гранитоидного магматизма умеренных глубин. Продуктивны на вольфрамовое оруденение преимущественно небольшие тела лейкогранитов одной из наиболее поздних интрузивных фаз, контролируемые дизъюнктивными структурами распада сводовых поднятий. Возникающие в такой обстановке собственно вольфрамовые, оловянные и комплексные месторождения различного морфогенетического типа составляют оловянно-вольфрамовую рудную формацию.

2. Линейные структуры активизации консолидированных складчатых поясов и древних кратонов, наследующие древние линейные границы структурно-фациальных зон, выраженные в образовании рифтогенных впадин и поднятий мозаично-блокового (с элементами кольцевого) строения. Рудогенерирующими выступают поздние вулканоплутонические ассоциации глубинно-коровых гранитоидных пород латитового семейства повышенной калиевой щелочности, формирующиеся в условиях малых глубин и подчиненные структурам линейных и кольцевых разломов. Сопутствующие им собственно вольфрамовые, молибденовые или комплексные месторождения различного морфологического типа объединяются в молибден-вольфрамовую рудную формацию.

3. Структуры некомпенсированных приразломных прогибов с редуцированной континентальной корой (во внутриконтинентальных и периокеанических вулканогенах и островных дугах), выполненные континентальными молассами и среднекислыми вулканитами: ареалы последних по системам сопряженных разломов выходят за пределы прогибов в смежные приподнятые блоки континентальной коры. Сопутствующие вулканитам и их гипабиссальным аналогам вольфрамоносные образования (сложного комплексного состава с обильными сульфидами цветных металлов) объединяются в полиметаллически-вольфрамовую формацию.

Каждая из трех формаций включает объекты вольфрамового оруденения сравнительно близких морфогенетических типов (скарнового, грейзенового, жильного и штокверкового), формационные отличия которых более всего подчеркнуты минералого-геохимическими особенностями господствующих в их составе минеральных парагенезисов предрудной, продуктивной и послерудной стадий, структурными условиями локализации, составом и режимом формирования рудопродуктивных магматических образований.

Формационная систематика важнейших промышленных
типов вольфрамовых месторождений

Группы (ряды) формаций	Геотектоническая позиция	Морфогенетические (формационные) типы вольфрамовых месторождений и околорудные породы	Руды	Масштабы рудных объектов, тыс. т, усл. WO ₃	Среднее содержание в руде WO ₃ , %
Оловянно-вольфрамовая	Области устойчивого геосинклинального развития с наложенными прогибами и орогенными сводовыми поднятиями, в ареалах плутонических гранитоидов, обогащенных литием и фтором	Оловянно-вольфрамоскарновый; скарны, грейзены, пропилиты	Касситерит-шеелитовые	10—50	0,3—0,5
		Оловянно-вольфрамо-грейзеновый; грейзены, березиты	Флюорит-слюдисто-вольфрамитовые, слюдисто-сульфидно-шеелитовые	30—100	0,2—0,3
		Оловянно-вольфрамовый (жильный); грейзены, пропилиты, березиты	Касситерит-вольфрамитовые, сульфидно-касситерит-шеелитовые	10—50	0,5—1,5
Молибден-вольфрамовая	Линейные и кольцевые структуры активизации областей древней консолидации с вулканоплутоническими комплексами гранитоидов повышенной (калиевой) щелочности	Оловянно-вольфрамовый — силикатный (жильно-метасоматический); березиты, аргиллизиты	Флюорит-вольфрамитовые, сульфидно-турмалин-касситерит-вольфрамитовые	5—15	0,5—1
		Молибден-вольфрамоскарновый; скарны, грейзены, пропилиты	Молибденит-молибдошеелитовые	30—300	0,2—0,4
		Молибден-вольфрамо-грейзеновые; грейзены, березиты	Флюорит-молибденит-вольфрамитовые, слюдисто-сульфидно-шеелитовые	5—20	0,4—0,6

ТИПИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК
НАХОЖДЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

В геолого-историческом аспекте отмечается эволюция условий локализации и особенностей строения объектов вольфрамового оруденения. Для раннего периода развития земной коры, от позднего архея до раннего протерозоя (реже раннего фанерозоя), характерна преимущественная локализация вольфрамовых рудопроявлений в границах, определенных по составу и стратиграфическому положению горизонтов, изначально обогащенных вольфрамом на один-два порядка выше кларка. Такие горизонты сложены терригенно-вулканогенно-карбонатными или кремнисто-черносланцево-карбонатными (с линзами кварцитов) формациями или их метаморфизованными аналогами с типичными графитистыми гнейсами и скарноидами, в которых локализованы послойные и секущие кварцевые жилы и штокверки, залежи прожилково-вкрапленных шеелитоносных гнейсов и скарноидов, иногда кварцитов, минерализованных вольфраматами (обычно шеелитом, молибдошеелитом, ферберитом, водными вольфраматами), различными сульфидами, окислами железа и марганца, минералами сурьмы, ртути, висмута, иногда серебром и золотом. В некоторых минерализованных горизонтах содержание трехокиси вольфрама достигает десятых долей и целых процентов. Продуктивные образования представляют собой линзообразные тела в горизонтах-локализаторах, которые играют роль геохимических барьеров.

Накопление вольфрама в таких горизонтах многие исследователи склонны связывать с эксгальационной деятельностью областей инициального магматизма дифференцированных толеитовых серий, находя их вероятные аналоги в современных морских илах и глинах островодужных вулканических областей, в которых вольфрам накапливается в количестве от 5 до 150 г/т в тонкодисперсных фракциях, обогащенных органикой, окислами железа и марганца, способными сорбировать отрицательно заряженный ион типа $WO_3 \cdot nH_2O$.

В отложениях фанерозоя, особенно в мезо-кайнозойе, примеров стратиформной концентрации вольфрама с промышленной минерализацией практически неизвестно. Вольфрамовые месторождения палеозойского и мезозойского возраста, как правило, плутоногенные, тесно ассоциируют с гранитоидами орогенных формаций, и принадлежат к объектам скарнового, грейзенового и жильно-штокверкового типов. Среди месторождений мезо-кайнозойского существенно возрастает роль вольфрамового оруденения, более сложного по составу и режиму формирования, ассоциирующего с малоглубинными гранитоидами порфировой фации и их вулканическими аналогами.

В последние годы возросло число находок стратиформных вольфрамоносных объектов в составе древних отложений, верхние структурные этажи над которыми локализуют плутоногенные промышленные вольфрамовые месторождения различных генетических классов.

Такие ранние „промежуточные” вольфрамоносные формации не

Группы (ряды) формаций	Геотектоническая позиция	Морфогенетические (формационные) типы вольфрамовых месторождений и околорудные породы	Руды	Масштабы рудных объектов, тыс. т, усл. WO_3	Среднее содержание в руде WO_3 , %
		Сульфосолю-но-сульфидно-вольфрамовый (жильный); грейзены, пропилиты, березиты. Кварц-силикатно-вольфрамовый (штокверковый); березиты, аргиллизиты	Сульфидно-сульфосолю-но-гюбнеритовые, сульфидно-молибденит-вольфрамитовые. Кварц-молибденит-шеелитовые, кварц-сульфидно-шеелитовые	30—150 100—500	0,5—1 0,15—0,3
Полиметаллически-вольфрамовая	Позднеорогенные рифтовые структуры с молассами, среднекислыми вулканитами и их интрузивными аналогами, в том числе в примыкающих консолидированных структурах	Сульфидно-вольфрамовый скарновый; скарны, грейзены, пропилиты. Сульфидно-вольфрамовый (грейзеново-жильный); грейзены, березиты. Колчеданно-вольфрамовый (жильно-эксгальационный); грейзены, пропилиты, березиты. Халцедон-сурьмяно-вольфрамовый (жильно-штокверковый); березиты, аргиллизиты	Колчеданно-шеелитовые, халькопирит-шеелитовые. Сульфидно-сульфосолю-но-вольфрамитовые, флюорит-сульфидно-шеелитовые. Полиметаллически-каситерит-ферберитовые, колчеданно-шеелитовые. Киноварь-антимонит-ферберитовые, антимонит-шеелитовые	50—200 5—15 10—30 5—20	1—2 0,5—1 0,5—2 1—2

только выступают в качестве фактора потенциальных перспектив выявления плутогенных вольфрамовых месторождений в соответствующих рудных районах, но и сами по себе представляются перспективными в отношении промышленного стратиформного вольфрамового оруденения (месторождения австрийской части Восточных Альп и других районов).

Обратимся к некоторым примерам. Многочисленные месторождения стратиформного типа (шеелитовые, ферберитовые) на юге Африканского континента известны в пределах Руанда-Угандийской и Родезийско-Южно-Африканской провинций в отложениях архея (низы формации Булаваан — 2900 млн.лет), в близких по возрасту (2600 млн.лет) отложениях Капской провинции, испытавших значительно более поздний метаморфизм (1200 млн.лет), в составе которых вольфрамоносный горизонт располагается ниже знаменитых стратиформных залежей медно-полиметаллических руд. В еще более молодых кремнисто-терригенно-черносланцевых формациях (1200—1300 млн.лет) на севере Руанды, юго-западе Уганды и Зимбабве отчетливо выделяется регионально выдержанный горизонт, обогащенный органическим углеродом и марганцем, содержание вольфрама в котором на порядок и более выше кларка. В этом горизонте располагаются межслойные и секущие кварцевые обособления и кварцитовые залежи с шеелитом, замещаемым ферберитом, в ассоциации с ферритунгститом, антуанитом, различными сульфидами, окислами железа и марганца (месторождения Бугорами, Ньямулило и др.).

Формирование вольфрамовой минерализации в отмеченных стратиформных месторождениях охватывает длительный период: от первоначального накопления вольфрама в обогащенных органикой, железом и марганцем морских осадках, последующего перераспределения вольфрама в эпохи метаморфизма с образованием рассеянных микровключений шеелита (в ильмените, лейкоксене, некоторых обогащенных магнем и марганцем силикатах); до формирования более крупных выделений вольфрамов в составе согласных и секущих кварцевых обособлений (прожилков, нодулей) и в виде вкрапленности за пределами жил.

Многие сотни залежей шеелитоносных скарноидов (тактитов) северо-восточного штата Бразилии (Риу-Гранди-ду-Норти), в том числе наиболее крупные с содержанием трехоксида вольфрама в несколько процентов (Брежу, Куихаба и др.), приурочены к единому горизонту мраморов и известково-магнезиальных (богатых графитом) гнейсов нижнепротерозойской толщи Киксабо, испытавшей метаморфизм и неравномерную гранитизацию на границе с палеозоем (450—550 млн.лет).

В докембрийской толще плато Колорадо выделяются три горизонта шеелитоносных гнейсов (биотитовых, существенно амфиболовых, амфибол-диопсидовых) и известково-силикатных пород, преобразованных в скарноиды, в целом обогащенных графитом, а отдельные минералы скарноидов (пироксены, везувиян, гранат) —

марганцем. Общее фоновое содержание вольфрама в гнейсах 100—200 г/т, а отдельные линзы среди гнейсов и скарноидов содержат промышленные концентрации шеелита (месторождения Тариолл-Спрингс, Салида и др.), которому сопутствуют молибденит, повеллит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, родонит, бустамит и др. Рудоносные скарноиды стратиформной позиции отстоят от ближайшего массива гранитоидов (Пайкс-Пик, 1000—1100 млн.лет) на несколько километров. Как считает О.Твето, сформировавшиеся в третичный период над субстратом тех же гнейсов многофазные интрузивные тела порфировых пород и сопровождающие их крупные молибденовые и вольфрамовые месторождения (Клаймакс, Юрэд-Гендерсон, Сан-Жуан, Боудлер и др.) заимствовали рудное вещество из докембрийских стратиформных скоплений тех же металлов в процессе регенерации.

Аналогичные образования известны в Кордильерах Северной и Южной Америки, Канаде (Северо-Западная территория, Новая Шотландия), Аргентине, Перу, а также в Гренландии.

Особую известность в последние годы приобрели стратиформные шеелитовые рудопроявления Восточных Альп, часть из которых отвечает объектам промышленного значения (Фальберталь, Тукс, Клайнерталь и др.). Из руд месторождения Фальберталь (рудник Миттерзилль) в последние годы получают примерно 1000 т кондиционных шеелитовых концентратов: по бортовому содержанию WO_3 0,3 % оконтурены преимущественно согласные зоны линзовидных тел кварцитовидных шеелитовых руд (1 млн.т с содержанием WO_3 1 % и 1,4 млн. т с содержанием WO_3 0,7 %). В некоторых других стратиформных рудопроявлениях шеелит концентрируется в горизонтах скарноидов, заместивших известковистые и аповулканические сланцы, метаморфизованные до альмандин-амфибол-зеленосланцевой ступени.

Вольфрамоносные части разрезов мощностью несколько сот метров (особенно их аповулканические горизонты) регионально обогащены вольфрамом и другими рудными элементами на один-два порядка выше кларков.

П.Хелль и др. связывают накопление рудных элементов с гелевидными кремнистыми морскими отложениями — экзгальтами подводных центров существенно базитового вулканизма. На этапе метаморфизма рудные элементы сконцентрировались в горизонтах скарноидов. Кварцитовидные и скарноидные рудолокализирующие породы содержат тонкозернистый шеелит, повеллит, иногда вольфрамит, молибденит, пирротин, пирит, марказит, пентландит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, борнит, кобальтин (иногда берилл и колумбит), ильменит, гематит, магнетит, хромит, апатит, флюорит, барит, редко минералы ртути, сурьмы, серебра и самородное золото.

Значительное число примеров стратиформных синседиментационных концентраций вольфрама с различным характером их эпигенетического преобразования установлено в разных районах СССР.

Некоторые из таких районов являются вольфрамоносными также на уровне верхних перекрывающих структурных этажей, где развиты плутогенные вольфрамовые месторождения различных формационных типов. Отметим среди них рудопроявления Западного Прибайкалья, Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау, юго-восточной части Горного Алтая, Северо-Нуратинского и Кызылкумского районов Западного Узбекистана, Северного Казахстана, Бурятии, Восточного Забайкалья и др.

В некоторых деталях рассмотрим Кокчетавскую глыбу Северного Казахстана и Икатский район севера Бурятии.

В составе зыриндинской серии нижнего протерозоя Кокчетавской глыбы выделена протяженная (более 20 км) Баян-Имантауская зона, представляющая собой горизонт в несколько сот метров, принадлежащий к вулканогенно-черносланцевой формации, регионально обогащенный вольфрамом (на порядок и более выше кларка). Отложения метаморфизованы в амфиболит-зеленосланцевой фации и неравномерно гранитизированы, преимущественно в среднепалеозойскую эпоху активизации. Наиболее обогащены вольфрамом и минерализованы шеелитом нескольких генераций, местами обильны сульфидными пласто- и линзовидные тела скарноидов, развитые по аповулканическому гнейсам и находящиеся непосредственно на границе фации порфиروبластической гранитизации подстилающей части разреза вольфрамоносного горизонта.

В Икатской зоне на севере Бурятии (рудопроявления Оланское, Веерное, Снежное) в отложениях талоканской свиты (рубеж протерозоя — венда), тяготеющей к границам приподнятых блоков докембрия и прогибам раннего палеозоя, выделяется регионально обогащенный вольфрамом горизонт переслаивающихся биотит-хлоритовых сланцев, плагиоклаз-амфибол-эпидот-кварцевых гнейсов, известняков и доломитов.

Шеелитовая минерализация в линзовидно-межслойных телах разных участков этого горизонта связана с тремя последовательными этапами преобразования указанных отложений:

1) формированием скарноидов существенно плагиоклаз-диопсид-тремолитового состава с признаками магнезиального метасоматоза, синхронных этапу нижнепалеозойской автохтонной гранитизации. Локальные концентрации вольфрама (с образованием шеелита) тяготеют к согласностойким кварцевым стяжениям, обогащенным (наряду с вольфрамом) цинком, медью, свинцом, висмутом, оловом, сурьмой, титаном, марганцем, никелем, кобальтом, ванадием, хромом и углеродистым веществом;

2) на более позднем этапе среднепалеозойской аллохтонной гранитизации в пределах тех же вольфрамоносных зон отчетливо проявляется наложенный известково-скарновый процесс с параллельным образованием линзовидных согласных тел вторичных кварцитов с контрастным накоплением вольфрама и сопутствующих элементов на границах определенных фаций метасоматитов;

3) еще более поздние апоскарновые гидротермальные преобразо-

вания в пределах вольфрамоносного горизонта отчетливо проявились в виде наложенных прожилков кварц-полевошпат-карбонатного состава с флюоритом, тремолитом, эпидотом, сфеном и разнообразными сульфидами, в пределах которых шеелит, реже вольфрамит, тунгстенит, молибденит являются ведущими рудными компонентами, а содержание трехокси вольфрама достигает десятых долей, реже целых процентов.

Рассмотренные выше примеры стратиформной концентрации вольфрама (в качестве промежуточных вольфрамоносных формаций) и ее эпигенетическое преобразование в объекты промышленного оруденения следует рассматривать в качестве благоприятной региональной предпосылки вольфрамового оруденения плутогенных типов. Важным при этом представляется сочетание следующих факторов:

1) накопление органического углерода, водных окислов железа и марганца в определенных горизонтах древних отложений нижних структурных этажей (коры континентального типа), которые отличаются высоким коэффициентом накопления вольфрама и ряда других элементов;

2) последующий метаморфизм (иногда гранитизация) таких толщ обеспечивает сегрегацию рудных компонентов в различных фациях метасоматитов (скарнах и скарноидах, вторичных кварцитах и пр.), обогащенных графитом и марганцем (преимущественно в составе железо-магнезиальных силикатов);

3) наиболее продуктивные плутогенные объекты вольфрамового оруденения образуются в ореолах аллохтонных гранитоидов на уровне верхнего структурного этажа, над зонами развития древних отложений с промежуточными вольфрамоносными формациями.

Возвращаясь к основным промышленным объектам вольфрамового оруденения верхних структурных этажей вольфрамоносных провинций, охарактеризуем определяющие их позицию геологические формации, которые в большинстве случаев представлены различного типа гранитоидами плутонической фации или их порфировыми аналогами с теми или иными типичными признаками предрудного преобразования. Становление таких плутонических тел или пространственно связанных с ними дайковых образований (более глубинных условий генерации) фиксирует один из поздних этапов орогенной или автономной активизации структур земной коры: это либо зоны сквозного геоантиклинального режима развития с высокой степенью гранитизации, в которых размещаются различные генетические типы месторождений оловянно-вольфрамовой формации; либо зоны (обычно тектонические границы зон) эвгеосинклинального развития, активизированные позднее времени их консолидации, с месторождениями молибден-вольфрамовой формации; либо, наконец, структуры глубинных разломов, трассирующие положение континентальных поясов вулканитов, или их интрузивных аналогов в поперечных ответвлениях тех же поясов, где им сопутствуют месторождения полиметаллически-вольфрамовой формации.

Продуктивны на вольфрамовое оруденение наиболее поздние кислые члены плутонических (реже субвулканических) гранитоидных серий, преобладающие на участках с устойчивым воздыманием в пределах перечисленных выше трех типов вольфрамоносных структур. В тех же структурах на участках с тенденцией к прогибанию появляются более основные типы плутонических гранитоидных пород с повышенной калиевой щелочностью.

В пределах ореала, продуктивного на вольфрам магматизма, всем изверженным породам свойственны определенные черты аномальности состава: повышенные железистость, глиноземистость и титанистость (для более щелочных членов), преобладающая активность калия и существенная роль летучих.

В составе рудопродуктивных плутонических пород (особенно поздних фаз) и в ближайшем ореоле вмещающих пород постоянно фиксируется повышенная концентрация некоторых элементов-примесей: Sn, B, F, Li, As, Pb — в полях месторождений олово-вольфрамовой формации; Mo, Be, Zn, Cu, Ba и F — в полях месторождений молибден-вольфрамовой формации; Fe, Mg, Cu, Zn, Bi, F и S — в ореолах месторождений полиметаллически-вольфрамовой формации. Для магматических образований последних двух формаций особенно высоки уровни накопления перечисленных элементов-примесей в составе послегранитных предрудных даек — как кислых гранитоидных, так и повышенной основности.

Глубина мирования очагов последовательно возрастает от месторождений олово-вольфрамовой формации к месторождениям молибден-вольфрамовой и полиметаллически-вольфрамовой формаций; на что косвенно указывают возрастание коэффициента парной корреляции вольфрама и меди в составе элементов-примесей в гранитоидах соответствующих рудных полей, а также понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В таком же порядке повышается роль парагенных с гранитоидами даек большей основности и щелочности с возрастанием содержания W, K, F, P, Cr, Ni и Co.

В гранитоидах вольфрамоносных полей, особенно в ореолах лейкогранитов поздних фаз, обогащенных летучими, отчетливо проявлены признаки апогранитных преобразований: ранняя щелочная стадия полевошпатового метасоматоза (альбитизация и более поздняя калишпатизация), появление гранофировых структур метасоматической природы, упорядочение структур калиевых полевых шпатов и др. Наиболее ярко апогранитные преобразования проявляются в ореолах поздних фаз лейкогранитного состава, при этом ранние, более основные фазы гранитоидов обнаруживают тенденцию сиенитизации.

В богатых кислотными летучими соединениями лейкогранитах полей месторождений олово-вольфрамовой формации это ведет к гематитизации окисных соединений железа и титана, а в более щелочных лейкогранитах полей месторождений молибден-вольфрамовой формации — к накоплению позднего магнетита, очищенного от

примесей титана и других элементов, но обогащенного вольфрамом и включениями сульфидов.

Поля месторождений олово-вольфрамовой формации примыкают к крупным батолитовым плутонам пестрых по составу гранитоидов, обычно переходящим в корневых зонах в гнейсо-гранитные купола. Ранние краевые фации рудопродуктивных гранитов повышенной основности (с признаками гибридизма) непосредственно в контактовых зонах сопровождаются шеелитоносными известковыми скарнами, иногда предшествующими им магнезиальными скарнами. Поздние фазы лейкогранитов обогащенные F, B, Li, в апикальных зонах сопровождаются грейзеновыми, а в надинтрузивных горизонтах жильными олово-вольфрамовыми рудопоявлениями. Те же поздние тела гранитоидов определяют интенсивность развития шеелитоносных апоскарновых метасоматитов контактовых зон плутонов.

Магматизм охарактеризованного типа и сопутствующее ему олово-вольфрамовое оруденение свойственны наиболее поздним (линейным и кольцевым) структурам активизации древних щитов (малоглубинные редкометальные граниты Северной Нигерии, Рондолии на западной окраине Бразильского щита), гранитоидным плутонам в структурах типа Дива, чехлах молодых платформ (Южно-Китайская, западная часть Северо-Американской). существенной мере сходный магматизм проявляется в срединных массивах герцинид Центральной Европы и Пиренейского полуострова, а также в устойчивого геоантиклинального развития и срединных массивах полициклических складчатых поясов Средиземноморья, Урало-Монгольского и Центрально-Азиатского складчатых поясов (Южный Тянь-Шань, Южный Казахстан, МНР), герцинидах Австралии, приподнятых блоках нижних структурных ярусов среди киммерид и альпид Тихоокеанского пояса (Северо-Американские Кордильеры, Анды Южной Америки, Верхояно-Колымский, Чукотский, Монголо-Охотский, Приморский, Биомо-Малайзийский и другие складчатые пояса мезозойского периода); альпидах Японии и Индонезии, а также в примыкающих к ним активизированных структурах древней складчатой консолидации (например, байкалидах и герцинидах Забайкалья).

Различного генетического типа месторождения молибден-вольфрамовой формации располагаются в ореолах многофазных интрузивных тел трещинного и центрального типов, корневых зонах, обычно сочлененных с плутонами межформационной позиции, а в апикальных частях, иногда унаследующих элементы вулканотектонических структур близких им по времени и составу вулканитов. В преобладающем объеме среди близких по составу многократных интрузивных фаз преобладают калиевые лейкограниты, иногда сопровождаемые гибридными образованиями габбро-сиенитового ряда на контактах с карбонатными и другими, богатыми основаниями, породами. Различные типы вольфрамовой минерализации, включая скарново-шеелитовые рудопоявления, тяготеют к куполам (обычно скрытым) лейкогранитов поздних фаз, но удалены от них на рассто-

ание сотни метров — первые километры, а также отделены предшествующими оруденению сериями даек повышенной основности и щелочности.

Для рудопродуктивных лейкогранитов поздних фаз характерна кристаллизация из переохлажденных расплавов, проявленная, по данным М.М. Повилайтис, в развитии ритмично-полосчатых структур с чередованием разностей переменной зернистости, пегматоидными и миароловыми обособлениями, в занорышах которых отлагаются кристаллы калиевого полевого шпата, карбонатов, иногда вольфрамов и различных сульфидов.

Рудные районы с охарактеризованными особенностями магматизма свойственны: линейным структурам активизации каледонид и герцинид Центрального Казахстана; Пшекиш-Тырныаузской зоне Северного Кавказа; крупным линеаментам Монголо-Охотского пояса, в частности Джиды-Хилокской зоне мезозойской активизации каледонид Западного Забайкалья; наиболее поздним зонам мезокайнозойской активизации Южно-Китайской платформы и Корейского щита; плато Колорадо на западной окраине Северо-Американской платформы и восточной окраине Кордильер на севере Канады; активизированным в раннем и позднем мезозое блокам докембрия на юге Австралии и в поясе мезозойд Юго-Восточной Азии.

Магматические образования в полях месторождений полиметаллически-вольфрамовой формации обычно принадлежат к разным по глубинности, синхронно активизированным магматическим очагам. В них сочетаются близкие к порфировым гранитоиды латитового типа, предшествующие им тела габбродиабазов, последующие малые интрузивные тела порфировых пород состава гранодиорит-плагиогранитов-граносиенитов и завершающая серия даек состава диоритовых порфиритов-трахибазальтов. В сходной последовательности перечисленные типы пород находят аналогов среди вулканитов прилегающих вулканических поясов. Их малоглубинные плутонические фации свойственны приподнятым блокам основания вулканических поясов или поперечным ответвлениям последних с выходом аналогичных довулканических формаций. В пределах рудных полей (особенно скарново-шеелитового типа) породы в обширных ореолах испытывают отчетливый железо-магнезиальный метасоматоз (биотитизацию, хлоритизацию), последующие серицитизацию и сульфидизацию.

Многочисленные повторяющиеся магматические образования рудных полей занимают разные позиции (до-, меж- и послерудные) относительно разного типа метасоматитов и минеральных ассоциаций рудноносных образований.

Рудоконтролирующими структурами ареалов магматизма охарактеризованного типа и ассоциирующих с ним месторождений полиметаллически-вольфрамовой формации являются региональные линеаменты, контролируемые положением позднеорогенных вулканических поясов и их ответвлений. К таким линеаментам приурочены известные сегменты восточноазиатских периокеанических поясов

вулканитов мезо-кайнозой, третичные вулканические пояса восточных зон Северо- и Южно-Американских Кордильер и островных дуг Японии и Индонезии, а также близкие по времени вулканы (и их плутонические аналоги) в альпидях Средиземноморья, Кавказа и Памира. Сопреженные с ними поперечные структуры выступают в виде позднемезозойских шовных прогибов Юго-Восточного Забайкалья, Верхне-Иманской и Бикинской поперечных структур Приморья, сходных структур Охотско-Чукотского пояса (Тас-Кыстабытская, Хунхадинская и др.), поперечных разломов Южно-Американских Кордильер — типа Талара-Мориньен, Эрику-Элобулайн, описанных в 1973 г. В.И. Казанским и М.В. Чеботаревым в пределах оловянно-вольфрамовых поясов Боливии и Перу.

Магматическим образованиям зон формирования вольфрамового оруденения разного формационного типа свойственны определенные петрографические и геохимические отличия.

В полях оруденения оловянно-вольфрамовой формации развиты позднеорогенные среднелитовые гранитоиды с породами повышенной основности в краевых фациях (особенно в вулканогенно-карбонатных разрезах с контактово-реакционными скарново-шеелитовыми рудопроявлениями) и поздними фазами нормальных — и лейкогранитов, обогащенных галогенидами (бором, фтором), особенно характерными для литий-фтористых гранитов дополнительных интрузивных фаз. В районах Западного Узбекистана — это нуратинская (по Э.П. Изоху) габбро-гранодиорит-гранитная калинагратовая серия верхнего палеозоя и непосредственно сменяющая ее кульдзуктауская контрастная габброгранитная существенно калиевая серия. В обоих случаях преобладают двуслюдяные гранитоиды повышенной глиноземистости с аксессуарами граната, андалузита, кордиерита, циркона, монацита и ильменита, характерного для расплавов повышенной глиноземистости. В поздних фазах лейкогранитов повышается роль воды и летучих, что снижает количество кремнезема в эвтектике, в том числе в кварц-полевошпатовых сростаниях (в пределах 22–26 %) типа мирмекитов и микропегматитов, что свидетельствует также о пониженной температуре солидуса их кристаллизации.

В разрезах с преобладанием песчано-глинистых отложений (например, в мезозойских сводовых поднятиях древних толщ Забайкалья) в объеме интрузивов резко преобладают лейкограниты асаканшумилова комплекса, существенно обогащенные фтором и литием, особенно в наиболее поздних интрузивных фазах.

Плагиоклазы всех типов гранитоидов отличаются низкой примесью ортоклазового минала: калиевые полевые шпаты представляют собой преимущественно высокоупорядоченные микроклины; в гранитах поздних фаз они существенно обогащены рубидием и свинцом. Поздние в порядке кристаллизации полевые шпаты и кварц обогащены включениями летучих и солевых растворов и отличаются помутнением. Все типы гранитоидов не содержат секущих даек основного состава дорудной возрастной позиции.

Для лейкогранитов, наиболее близких к оловянно-вольфрамовым

рудопроявлениям рассматриваемой формации в районах Забайкалья, Л.В. Таусоном рассчитаны следующие усредненные геохимические параметры (в %): Na 2,9, K 4, F 0,3 (в г/т): Li 97, Rb 400, Be 6,8, Sn 6,8, W 4,1, Mo 1,4 Zn 37, Pb 30, Ba 27, Sr 6, K/Rb 100, K/Na 1,38, Rb/Sr 8. Во внешних ореолах гранитоидов характерны существенно вышекларковые концентрации Li, Be, Sn, W, Nb, Ta, Pb и As.

В районах развития рудопроявлений молибден-вольфрамовой формации наряду с подчиненными ранними членами габбро-монацит-диоритового состава резко преобладают многофазные, сходные по составу лейкограниты, существенно обогащенные калием, которые завершаются антидромной серией дайковых пород средней или повышенной основности и калиевой щелочности.

Всем породам, в том числе поздним лейкогранитам и их порфировым аналогам, свойствен режим повышенных температур кристаллизации при низком давлении водяного пара. Гранитная эвтектика отличается повышенной долей кремнезема, при этом кварц кристаллизуется выше температуры инверсии $\alpha-\beta$ = модификаций. Наиболее поздние выделения кварца выходят в состав гранофировых сростаний метасоматической природы с отношением кварца к полевому шпату 3:1.

Последовательные фазы лейкогранитов фиксируют возрастающий ряд отношения K/Na (от 0,4 до 2); лишь наиболее близкие к оруденению гранитоиды обнаруживают несколько возрастающую активность натрия. Биотитам таких гранитов присущи повышенная глиноземистость и магнезиальность, а также явления гистерогенного распада с выделением свободных окислов железа (обычно магнетита). Плагиоклазы гранитов выделяются существенной примесью ортоклазового минерала. Калиевые полевые шпаты отличаются криптопертитовым строением при высоком содержании альбита, особенно в моношпатовых гранитах ранних фаз, где они характеризуются низкой степенью упорядоченности. В гранитах поздних фаз, наиболее близких к оруденению, повышается роль летучих (прежде всего воды, преимущественно заимствованной на уровне кристаллизации расплава). Такие граниты обладают высокой степенью упорядоченности калишпатов, отчетливо обособленными пертитами, богаты включениями минералообразующих растворов, существенную часть которых составляет воздушный аргон.

Породы всех фаз гранитоидов в полях молибден-вольфрамовых месторождений пересекаются серией даек с антидромной эволюцией состава, в большинстве предрудных.

Гранитоиды охарактеризованного типа в районах Западного Забайкалья (гуджирский комплекс), по данным Л.В. Таусона, имеют следующие статистические параметры содержания щелочей (в %): Na 4,3, K 4,6, F 0,10; и элементов-примесей (в г/т): Li 53, Rb 220, Be 4,0, Sn 5,7, W 2,1, Mo 2,5 Zn 50, Pb 20, Ba 698, Sr 163; K/Rb 210; K/Na 1,07; Rb/Sr 1,8. Для околоинтрузивных ореолов типично накопление Cl, F, Mo, Cu, Zn, Au. В составе предрудных даек особенно заметны концентрации Mo, W, F (до 0,5–0,8 %), Be, Pb и Cu.

В условиях малого эрозионного среза среди аксессуариев гранитов преобладают магнетит, ильменит, ильменорутит, монацит; отношение ниобия к ванадию всегда $> 4,5$. При большем эрозионном срезе возрастает количество сфена, апатита, ортита и циркона, а отношение ниобия к ванадию существенно понижается.

Магматические образования в полях месторождений полиметаллически-вольфрамовой формации наиболее разнообразны по составу и петрогенезису. Для известных полей в районах Дальнего Востока характерно сочетание малоглубинных и маловодных гранитоидов повышенной основности и меланократовости с порфировыми малыми интрузиями состава плагиогранитов и разнообразными дайками нескольких поколений состава грахибазальтов и грахиандезитов. Гранитоиды обычно двуслюдяные, местами грейзенизированные, с некоторым преобладанием натрия над калием при существенной роли магния. Характерна обогащенность пород ранних фаз фосфором и бором, а поздних (пред- и межрудных) дайковых пород — вольфрамом (до 13 г/т) при высоком коэффициенте его вариации (74–233 %). Поздние гранитоиды выделяются повышенным содержанием аксессуариев — апатита, циркона, ортита, шеелита, сфена, магнетита с включениями хромшпинели (по данным М.Г. Руб), ильменита, флюорита, иногда турмалина. Кальцийсодержащие аксессуарии послемагматической стадии (апатит, ортит, сфен) существенно обогащены редкоземельными элементами. Повышенные содержания вольфрама типичны для некоторых аксессуариев — апатита, магнетита (несколько сот г/т), а также наложенного мусковита (50 г/т).

В полях скарново-шеелитовых рудопроявлений полиметаллически-вольфрамового формационного типа (Приморье и другие районы) близкие к оруденению магматические образования отличаются повышенными содержаниями (2–5 кларков) элементов-примесей (Sn, Pb, Bi, W, Mo, Cu, Zn, B, P, F, S), среди которых наиболее высокую и устойчивую корреляционную связь обнаруживает группа W–P(F)–S.

Гранитоиды полей вольфрамовых месторождений разных формационных типов отличают определенные черты типоморфизма порообразующих и аксессуарных минералов.

Биотиты, обогащенные водой и летучими рудоносными гранитоидов, с наиболее низкими температурами солидуса кристаллизации в полях месторождений оловянно-вольфрамовой формации характеризуются повышенной железистостью, постоянной примесью лития (в кристаллохимической позиции магния), количество которого возрастает в слюдах апогранитных метасоматитов. Для более сухих и высокотемпературных гранитов повышенной щелочности в полях молибден-вольфрамовых рудопроявлений характерны более магнезиальные биотиты повышенной глиноземистости.

Биотиты в гранитоидах полей полиметаллически-вольфрамовых рудопроявлений наиболее магнезиальные, еще более глиноземистые и титанистые постоянно обнаруживают изменения в послемагматическую стадию.

Магматические критерии полей вольфрамового оруденения и степень их информативности при прогнозной оценке масштабов рудоносных объектов

Таблица 9

Информативные признаки	Условные баллы по формациям оруденения		
	оловянно-вольфрамовой	молибден-вольфрамовой	полиметаллически-вольфрамовой
Сочетание гранитоидов переменного состава (разновременных фаз) и даек нескольких поколений	1	3	2
Наличие приконтактных пород гибридных фаций с повышенным содержанием вольфрама	3	2	1
Развитие „внутренних” гранитов поздних фаз:			
мусковитизированных	3	1	2
калишпатизированных	1	3	1
альбитизированных	2	1	1
Наличие нескольких полевых шпатов, слюд и аксессуаров	2	3	1
Развитие миарол в поздних лейкогранитах.			
с топазом, слюдой, турмалином	2	—	1
с калишпатом, флюоритом, сульфидами	1	3	1
Наличие послегранитных даек с повышенным содержанием вольфрама:			
предрудных аплит-пегматитовых	3	1	2
предрудных порфировых	—	3	1
меж- и послерудных трихизальных	1	1	3
Развитие позднемагматических и наложенных слюд:			
железо-литиевых биотитов, цинвальдита	3	1	—
магнезиально-глиноземистых	1	2	1
то же, мусковитизированных	—	1	3
биотитов, обогащенных F и B	1	2	3
Обилие обогащенных вольфрамом послемагматических аксессуаров:			
циркона	2	1	2
ильменита	3	2	1
магнетита	—	3	2
сфена	2	3	1
апатита	1	1	3
Повышенные содержания в литохимическом ореоле экзоконтактов интрузивов:			
W, Sn, B, F, Li, Pb, As	2	—	—
W, Mo, Be, Cl, Zn, Cu, Ba	—	2	2
W, Fe, Sn, Cu, Zn, Bi, F, P, S	—	—	2
Высокие коэффициенты парной корреляции:			
F — Li — W — Sn	2	—	—
Mo — W — Zn — Bi	—	2	—
W — P — S — Fe	—	—	2

Все биотиты гранитоидов вольфрамоносных полей, а также замещающие их мусковиты, хлориты, гистерогенные выделения сфена или магнетита заметно обогащены вольфрамом (в пределах от первых десятков до нескольких сотен граммов на 1 т).

Среди аксессуаров гранитов вольфрамоносных полей наибольший интерес представляют минералы группы окислов железа, апатит, сфен, рутил и акцессорные вольфраматы. В полях месторождений вольфрама разных формаций они отличаются набором определенных элементов-примесей, количество которых резко снижается, например в магнетитах апогранитных метасоматитов, при одновременном возрастании в них примеси вольфрама. Обогащены вольфрамом также сфены и рутилы гранитоидов полей молибден-вольфрамовых рудопоявлений и апатиты магматических пород полиметаллически-вольфрамовых рудопоявлений. В наиболее близких к оруденению фазам гранитоидных пород постоянно возрастает количество акцессорных вольфрамов вместе с показателем дисперсии их распределения.

Степень информативности различных магматических критериев и их значение при прогнозе масштабов ожидаемых объектов вольфрамового оруденения характеризуют данные, приведенные в табл. 9.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Ближние морфогенетические типы скарново-шеелитовых, грейзеновых и жильных вольфрамитовых, прожилково-вкрапленных штокверковых и жильно-штокверковых (шеелитовых, реже вольфрамитовых) месторождений характеризуются своими особенностями в рамках рассмотренных выше рудных формаций.

Для скарново-шеелитовых месторождений наиболее информативны следующие отличия:

1) шеелитоносные скарны оловянно-вольфрамовой формации в своем развитии наиболее тесно связаны с эволюцией рудопродуктивных гранитоидных плутонов, тяготея к непосредственным контактам гранитоидов и вмещающих их карбонатных пород. Вмещающие оруденение известковые скарны и развитые по ним апоскарновые метасоматиты локализуются в благоприятных участках контактовых зон гранитоидов преимущественно ранних интрузивных фаз, отличающихся повышенной основностью, однако в ореоле воздействия эманаций наиболее кремнекислых гранитоидов поздних интрузивных фаз. Нередко известковые скарны находятся в ореоле фронтальной дедоломитизации или замещают магнезиальные скарны, формирующиеся по доломитам в магматическую стадию гранитизации вмещающего субстрата. Постоянно повышенные кларки вольфрама и сопутствующих рудных компонентов в магнезиальных скарнах являются благоприятным признаком, свидетельствующим о вероятной мобилизации их из промежуточных источников на пути продвижения магматических колонн. Скарновые залежи этого формационного

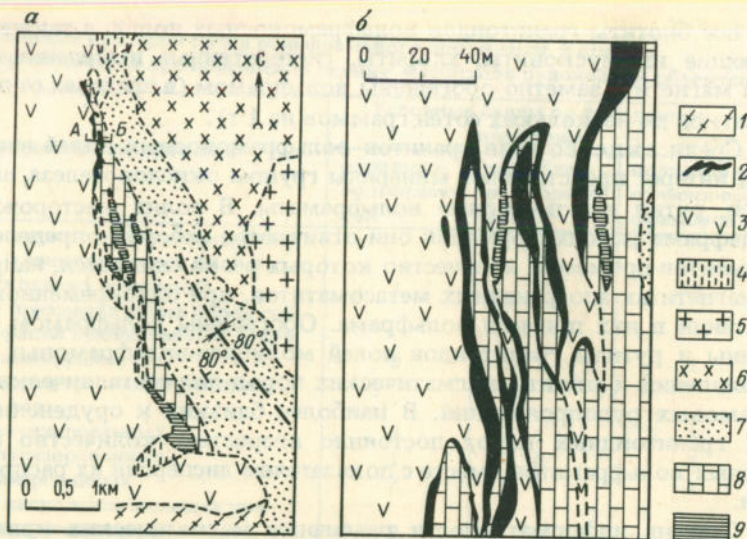


Рис. 14. Схематическая карта геологического строения (а) и разрез по линии А—Б (б) района месторождения Пайн-Крик (Калифорния, США). По данным А.К. Бетмана, Р.Дж. Ньюберри и Б. Нориса:

1 — кварцевые монзониты и аляскиты Моно Рекесс (87—89 млн. лет); 2 — шеелитовые скарны; 3 — кварцевые монзониты Морган Крик (92—93 млн. лет); 4 — кварцевые диориты и диориты (167—169 млн. лет); 5 — монзониты Тунгстен Хиллс (198—202 млн. лет); 6 — кварцевые монзониты Уилер Крест (207—209 млн. лет); 7 — слюдяные кварциты (Р); 8 — кальцитовые и подчиненные доломитовые мраморы и карбонатно-кремнистые роговики (Р); 9 — биотитовые роговики

типа, обычно небольшие и сложные по морфологии, совмещены с благоприятными элементами зоны повышенной тектонической активности контактовой поверхности гранитоидного плутона (рис. 14), в которой выделяются доинтрузивные, до- и послескарновые элементы трещинных структур, вмещающих жильные тела гранитоидов поздних фаз, послескарновые дайки основных пород, апоскарновые метасоматиты полевошпатового, грейзенового, пропилитового и прочих типов. Последние совмещены с фациями наиболее продуктивных скарновых тел в виде системы прожилков в экзоконтактовую зону скарноидов и роговиков на расстояние до 100 м и более:

2) положение скарново-шеелитовых тел в месторождениях молибден-вольфрамовой формации относительно редко связано с элементами контактов гранитоидных плутонов. В фациях малых глубин скарново-рудные тела тяготеют к останцам карбонатных пород среди гибридных образований, приближающихся по составу к монзонитам, а апоскарновые шеелитовые метасоматиты нередко формируются в трещинных зонах, рассекающих монзониты и вмещающие их породы, в том числе подвергнутые скарновому замещению. В более глубинных фациях с преобладанием лейкократовых гранитоидов

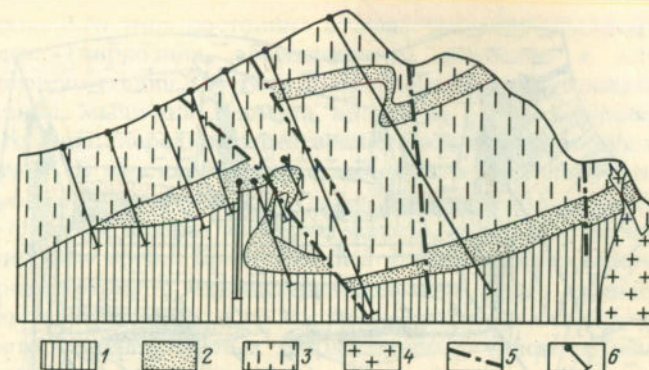


Рис. 15. Геологический разрез через скарново-шеелитовое месторождение Мак Тунг (Северо-Западная территория Канады). По Л.А. Дику:

1 — преимущественно черные графитистые роговики; 2 — скарнированные известняки и шеелитовые скарны; 3 — чередование черных графитистых, коричневых биотитовых и известково-силикатных роговиков; 4 — кварцевый монзонит; 5 — разрывные нарушения; 6 — скважины колонкового бурения

повышенной калиевой щелочности скарновые тела и ассоциирующие с ними грейзены замещают горизонты карбонатных пород над куполами интрузивных тел или занимают еще более удаленную позицию вдоль межпластовых горизонтов карбонатных пород, в пределах которых поздние элементы трещинной тектоники локализуют наиболее продуктивные апоскарновые метасоматиты (рис. 15). К тем же структурным элементам тяготеют дайки пород повышенной основности и щелочности, занимающие доскарновую, частично междурядную возрастную позицию;

3) шеелитовые скарны полиметаллически-вольфрамовой формации и тесно связанные с ними апоскарновые грейзены, пропилиты и березиты в отмеченной выше геотектонической позиции, свойственной формации в целом, контролируются приподнятыми блоками карбонатных, реже магматических пород повышенной основности, вовлеченными в зоны крупных линейных деформаций. В тех же зонах размещаются небольшие интрузивные тела порфировых гранитоидных пород повышенной основности, производные трахиандезитовых вулканических серий, а также многочисленные широко дифференцированные дайки, занимающие доскарновую, а частично меж- или послерудную позиции (рис. 16). Пространственное положение скарнов и апоскарновых метасоматитов прямо не связано с размерами и пространственным положением интрузивных тел.

Шеелитовым скарнам 1-го типа (реже 3-го) обычно сопутствуют оловянная минерализация или близко расположенные существенно оловянные объекты иных генетических типов, как это характерно для вольфрамоносных металлогенических зон Южного Тянь-Шаня. В складчатых зонах ларомид Северо-Американских Кордильер, от Калифорнии до северо-западной территории Канады, скарны этого

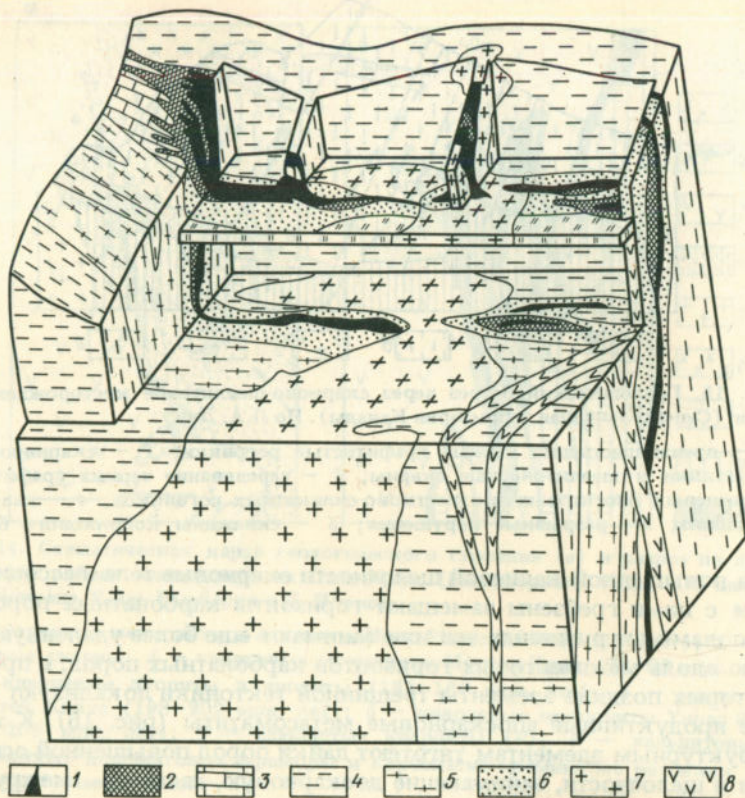


Рис. 16. Пространственная модель скарново-шеелитового месторождения Восток-2 (Приморье, СССР):

1 — существенно пироксеновые скарны; 2 — сопутствующие апоскарновые рудоносные метасоматиты; 3–6 — терригенно-вулканогенно-карбонатно-кремнистая толща перми; 3 — известняки, 4 — терригенно-кремнистые сланцы, 5 — терригенно-вулканогенные сланцы, 6 — ороговикованные кремнистые породы и песчаники; 7 — плагиогранит-порфиры; 8 — диоритовые порфиры и гранодиорит-порфиры

типа отличаются сопутствующей оловянной и в еще большей степени молибденовой минерализацией, что согласуется с более глубокой генерацией расплавов рудопродуктивных батолитов существенно монцитонитовидного состава.

Скарны 2-го типа постоянно содержат молибденит как в составе повеллитового минерала в шеелите, так и в более позднем молибдените, часто отвечающем второму промышленному компоненту руд. Непосредственно в скарнах или в зональной к ним позиции находятся магнетитовые, сульфидные, плагиокловошпатовые, иногда баритовые рудопоявления. Характерны пространственные ассоциации шеелитовых скарнов с собственно молибденовыми, иногда золоторудными месторождениями иных генетических типов.

Скарны 3-го типа постоянно отличаются значительным объемом сульфидов (пирротина, арсенопирита), особенно в ассоциациях пропилитовой стадии, обычно с промышленными концентрациями меди, цинка, мышьяка, висмута, вплоть до возникновения руд колчеданного типа; нередко существенная роль в составе руд принадлежит апатиту. В апоскарновых метасоматитах и околорудно измененных породах на значительном удалении от скарновых парагенезисов широко развиты водные силикаты железа, кальция и магния и в еще более широком ореоле проявлена биотитизация окружающих пород.

В соответствии с охарактеризованными выше отличительными особенностями минерального состава и геохимии скарново-шеелитовых месторождений разных формационных типов изменяются их важнейшие поисковые признаки.

Так, в шлиховых ореолах скарнов оловянно-вольфрамовой формации шеелиту сопутствуют касситерит, иногда оловосодержащие гранаты, везувианы, редко малацит. В литохимических ореолах и потоках рассеяния индикаторными элементами кроме вольфрама являются олово, мышьяк, бор, реже висмут и медь.

В механических ореолах рассеяния скарновых месторождений молибден-вольфрамовой формации шлиховые комплексы включают молибдошеелит, молибденит, магнетит, флюорит, барит, иногда минералы висмута и самородное золото, а в литохимических ореолах и потоках рассеяния вместе с вольфрамом выделяются молибден, фтор, висмут, свинец, цинк, медь, иногда серебро.

Механические ореолы рассеяния в полях развития скарнов полиметаллически-вольфрамовой формации отличаются обильным лимонитом (с существенными примесями вольфрама и висмута), связанным с разрушением зоны окисления обильных сульфидов железа. Шеелит в таких ореолах обычно не содержит ощутимых примесей молибдена и редких земель; ему сопутствуют обогащенный вольфрамом апатит, богатые магнием биотиты и хлориты. В литохимических ореолах и потоках рассеяния наряду с вольфрамом отмечаются железо, фосфор, медь, висмут, цинк, свинец, серебро и золото.

Не менее характерны отличия физических полей тех же трех формационных типов скарново-шеелитовых месторождений:

— скарны оловянно-вольфрамового формационного типа развиты в полях обширных гравитационных минимумов, отражающих позицию выхода на поверхность (или неглубоко перекрытого) гранитоидного батолита с корневой зоной гранито-гнейсового купола; лишь в узких зонах пород повышенной плотности, вдоль определенных по морфологии контактовых поверхностей плутонов и примыкающих карбонатных пород размещаются тела скарнов и сопутствующие им рудоносные метасоматиты повышенной плотности;

— скарны молибден-вольфрамовой формации располагаются в регионально выдержанных линейных зонах с наличием геофизической ступени, вдоль которых выделяются локальные узлы пород пониженной плотности, фиксирующие купола гранитоидных плутонов. Положение скарново-рудных тел в таких зонах совмещено с ло-

кальными участками повышенной плотности и магнитной восприимчивости;

— линейные зоны с отчетливыми геофизическими ступенями, в которых локализуются скарново-шеелитовые месторождения полиметаллической-вольфрамовой формации, как правило, не выражены в гравитационном поле, а сопутствующие им биотитизированные породы выделяются в виде аномалий повышенной магнитности; непосредственно скарны, особенно их фации с обильными сульфидами (моноклинным пирротинном), отчетливо проявляются в магнитных и различных электрических аномалиях в результате поляризующих свойств широко развитых в них сульфидов.

Грейзеновые месторождения оловянно-вольфрамовой формации обычно представлены пологими залежами, плащеобразно окаймляющими преобразованные грейзеновым и последующим гипогенным процессами купольные части лейкогранитов поздних фаз plutонов. Они находятся под экраном вмещающих ороговикованных осадочных пород либо гранитоидов более ранних фаз. Более сложные по морфологии, приближающейся к штокверкообразной, и менее однородны по составу грейзены, формирующиеся над интрузивными телами поздних фаз литий-фтористых гранитов. Для тех и других характерно слоистое чередование различных фаций грейзенов с переменным соотношением кварца, мусковита, литиевых слюд, топаза, иногда флюорита и других минералов при малой роли сульфидов и переменном соотношении вольфрамита и касситерита, с подчиненным развитием тантало-ниобатов, иногда литиевых фосфатов.

Выше экранирующей поверхности грейзенизированных гранитных куполов часто формируются жиллообразные пологие залежи (штокшейдеры) существенно кварцевого состава с подчиненными крупными выделениями полевого шпата и минералов рудного комплекса.

Отличительная особенность грейзеновых месторождений молибден-вольфрамовой формации — это прежде всего морфология рудных тел, обычно отвечающая зонам жиллообразных грейзенов вдоль тектонических нарушений гранитоидов ранних интрузивных фаз, иногда совмещенных с послегранитными дайками. Локализация грейзенов этого формационного типа в узлах пересечения разрывных нарушений, нередко в контактовых частях гранитоидных тел и параллельно возникающих эруптивных брекчий предопределяет концентрически-столбообразную форму грейзеновых залежей. Для тех и других присуща горизонтальная смена от периферии к центру слабо грейзенизированных гранитов различными фациями грейзенов и существенно кварцевыми выполнениями в центре. В вертикальном направлении смена фаций грейзенов намечает один-два этажа их наиболее продуктивных образований, в которых минералы вольфрама (преимущественно близкие к гюбнериту) ассоциируют с молибденитом, сульфосолями висмута и свинца, разнообразными сульфидами; последние часто выполняют стенки пустот совместно с друзами крупных кристаллов пирита и мориона. Грейзеновые тела про-

странственно сближены с штокообразными и жильными телами гранитоидов наиболее поздних интрузивных фаз.

Поля жильных, реже жильно-штокверковых месторождений оловянно-вольфрамовой формации характеризуются системами сближенных, кулисообразных, сравнительно коротких жил одного или нескольких направлений, существенно кварцевого состава, иногда с полевошпатовыми оторочками. Жилы выполняют сколовые трещины (реже пологие трещины отрыва), испытывавшие пред- и межрудное раскрытие под давлением нижележащих гранитоидных plutонов. Вмещающие их гранитоиды ранних интрузивных фаз или контактово-метаморфизованные породы обнаруживают в зальбандах жил отчетливые признаки грейзенизации, иногда также несущие продуктивную (оловянно-вольфрамовую, реже бериллиевую) минерализацию. Корневые зоны жильных тел обычно располагаются вблизи куполов наиболее поздних фаз лейкогранитов, погружаясь в зоны их апогранитного преобразования (отчетливо альбитизированные, часто грейзенизированные) на глубину не более первых десятков метров. Фронтальные части жильных тел проникают в перекрывающие граниты ранних фаз или вмещающие их роговики на расстояние в первые сотни метров. В составе кварцевожильных тел стадийность разновременных минеральных ассоциаций отчетливо не проявлена; более определенно фиксируется зональность отложений с нарастанием объема сульфидов, турмалина, топаза, иногда апатита к фронтальным частям жильных тел и уменьшением отношения касситерита к вольфрамиту в направлении к корневым зонам жил, со сменой околожильных грейзенов полевошпатовыми метасоматитами.

В направлении к нижним горизонтам жил в составе вольфрамита и касситерита увеличивается доля примесей тантала и ниобия и повышается тантало-ниобиевое отношение. Сульфиды преимущественно рассеяны в жильном кварце; среди них количественно преобладает арсенопирит (иногда леллингит), а вольфрамит и особенно касситерит в большей мере тяготеют к зальбандам жил. Для более широких ореолов вмещающих жилы гранитов и роговиков характерны турмалинизация, ослюденение и вкрапленная сульфидизация.

В полях жильных месторождений молибден-вольфрамовой формации кварцеворудные тела более выдержаны и отличаются большими параметрами (до 1 км и более по простиранию и нескольких сотен метров по падению), будучи приуроченными к трещинам скалывания нередко с заметными по амплитуде предрудными сбросо-сдвиговыми и надвиговыми перемещениями. Корневые зоны жильных тел пространственно оторваны от рудопродуктивных трещинных гранитоидных plutонов рудных полей, но часто совмещены с послегранитными порфировыми дайками повышенной основности калиевой щелочности. Для внутреннего строения жил типичны элементы телескопированности и зональности разновременных минеральных парагенезисов и поясовое строение с преобладанием ранних парагенезисов с крупными выделениями гюбнерита в зальбандах жил, а более позд-

Морфология рудных тел промышленных месторождений вольфрама

Группа месторождений	Типы месторождений по форме и условиям залегания рудных тел	Параметры рудных тел	Распределение и изменчивость оруденения; характер границ рудных тел	Среднее содержание WO ₃ , %
Скарново-щелитовые залежи	Пластообразные, залежи крутого и пологого залегания	Компактные, большой протяженности по простиранию и падению	Неравномерное, прерывистое; границы преимущественно геологические	0,6—2
	Неправильной формы залежи, близкие к изометричным, линзообразные	Небольшие до значительных, с преобладающей протяженностью по падению	Неравномерное и крайне неравномерное; границы определяются по данным опробования	0,4—0,8
Жильные (существенно вольфрамитовые с сопутствующей оловянной, молибденовой и иной минерализацией)	Жильные тела преимущественно одного направления	Небольшие до значительных по простиранию и падению; часто кулисообразно, залегающие в протяженных зонах	Сравнительно выдержанные с коэффициентом вариации мощности менее 50 %; распределение оруденения неравномерное — коэффициент вариации 50—100 %	0,5—0,8
			Протяженные, невыдержанные по мощности единичные жилы с неравномерным распределением оруденения — коэффициент вариации более 150 %	1,0—1,5
			Относительно выдержанные по мощности, сравнительно короткие, кулисообразные; распределение оруденения неравномерное — коэффициент вариации содержания 100—150 %	0,6—1,0

них сульфидных и сульфосольных парагенезисов в виде обособленных полос и линз — в центральных зонах жил. Еще более поздние парагенезисы с марганцевыми фосфатами и карбонатами, плавиковым шпатом, цеолитом, адуляром, иногда сульфатами бария неравномерно распределяются в виде наложенных прожилков, в том числе в околорудно измененных породах, по составу наиболее близких к березитам. Для сульфосолей висмута характерна стадийно-вертикальная зональность с возрастанием к корневым частям жильных тел абсолютного количества висмута и повышением величины отношения висмута к свинцу. В том же направлении несколько возрастает роль ферберитового минала в составе гюбнерита.

Жильные тела месторождений полиметаллически-вольфрамовой формации менее выдержаны по простиранию и падению, иногда образуют достаточно протяженные зоны кулисообразно сменяющих друг друга жил и прожилков, будучи наиболее выдержанными в подстилающем вулканиты субстрате древних гранитоидных и метаморфических пород, особенно при совмещении в единых с ними трещинных структурах предрудных даек семейства латитов и базальтоидов повышенной щелочности. Наиболее сложны месторождения этого формационного типа в пределах вулканоструктур, где они представляют собой зоны кварцевого замещения сближенных трещин и брекчий с постепенной сменой существенно сульфидных руд приповерхностных горизонтов кварцевожильными телами с ферберитом, щелитом (иногда минералами олова) в корневых зонах — субстрате древних пород, подстилающих вулканиты. В строении жил отражен режим их многостадийного образования, изменчивости состава сопутствующих метасоматитов (с преобладанием пропилитов), разнообразие сульфидов и сульфосолей висмута и цветных металлов с примесями теллура, мышьяка, сурьмы, ртути, серебра и золота.

Приведенные выше характеристики структурной позиции и вещественных отличий жильных месторождений во многом повторяются в их штокверковых аналогах с прожилково-вкрапленным распределением оруденения. Поля штокверкового оруденения свойственны надиакральным зонам (куполам, гребневидным поднятиям) сравнительно малоглубинных интрузивных тел. Каркас рудовмещающих трещин одного или нескольких направлений формируется в длительный период доинтрузивных деформаций, магматического и послемагматического диапиризма, продолжающегося и в разные стадии гипогенной минерализации.

Морфология штокверков контролируется также механическими свойствами пород рудолокализирующего субстрата и составом последнего, влияющего на существенно вольфрамитовую или щелитовую минерализацию штокверковых руд. Многостадийное развитие гипогенного процесса овегцествлено в разных по составу, пространственно обособленных прожилках, существенно полевошпат-кварцевых и кварцевых с продуктивной минерализацией на ранних стадиях и более сложного состава с водными силикатами, карбонатами, плавиковым шпатом, сульфатами и сульфидами на поздних стадиях. Отчет-

Продолжение табл. 10

Группа месторождений	Типы месторождений по форме и условиям залегания рудных тел	Параметры рудных тел	Распределение и изменчивость оруденения; характер границ рудных тел	Среднее содержание WO_3 , %
Жильные (существенно вольфрамитовые с полупутной оловянной, молибденовой и иной минерализацией)	Жильные тела и свиты жил различной ориентировки	Значительной протяженности по простиранию и падению или короткие в пределах единых зон	Свиты коротких жил невыдержанной мощности (коэффициент вариации более 60 %) при невыдержанности распределения минерализации — коэффициент вариации более 150 %	1,0—1,5
	Изометричные и овальные в плане тела штокверковых (прожилки различной ориентировки) и грейзеновых (пологие залежи, штоки) руд	Значительные в плане (от долей до нескольких километров) и на глубину (до 1 км); глубина грейзеновых тел до 200 м	Штокообразные прерывистые тела с коэффициентом рудоносности более 0,7; коэффициенты вариации содержания по сечениям менее 40 %; границы рудных тел условные	0,12—0,20
Штокверковые и грейзеновые залежи (шеелитовые и вольфрамитовые)			Изометричные, относительно пологие залежи с коэффициентом рудоносности более 0,7; коэффициент вариации по сечениям более 50 %; границы промышленных рудных тел условные	0,3—0,5
	Удлиненные тела штокверковых руд (преобладающие прожилки и жилы одного направления, но разного падения)	Протяженные (до первых километров) и значительной мощности (десятки — первые сотни метров)	Прерывистые с коэффициентом рудоносности в промышленных контурах более 0,7; коэффициент содержания по сечениям менее 40 %; границы промышленных рудных тел условные	0,12—0,25
	Тела столбообразной, трубообразной, кольцообразной и неправильной формы — штокверковых и грейзеновых руд	Варьирующие размеры — в поперечнике сотни метров (до 1 км); на глубину — первые сотни метров	Прерывистые с коэффициентом рудоносности менее 0,7; коэффициент вариации содержания по сечениям более 40 %; границы промышленных рудных тел условные	0,15—0,20

ливо проявляется зональность с центробежным размещением прожилков последовательных генераций и локализацией продуктивных прожилков во внутренних зонах штокверка. В вертикальной зональности та же тенденция определяет большую глубину залегания зон вольфрамитовой минерализации относительно касситеритовой, а на штокверках молибден-вольфрамовой формации, соответственно, молибденитовой относительно шеелитовой. Площади развития продуктивных прожилков отчетливо выражены в первичных и вторичных металлотметрических ореолах вольфрама и парагенных с ним элементов.

При оценке месторождений разных формационных типов следует учитывать среднестатистические параметры промышленных месторождений соответствующих формационных типов, приведенные в табл.10, а также характерные геолого-структурные и минералогическо-геохимические индикаторы объектов разного масштаба, рассмотренные ниже.

Обычно наиболее масштабными объектами вольфрамового и комплексного оруденения с благоприятными горнотехническими условиями и экономически рентабельной отработкой несмотря на сравнительно бедные руды представляются месторождения штокверкового типа. Крупными нередко являются скарновые месторождения, особенно молибден- и полиметаллически-вольфрамового формационных типов; последние также отличаются богатыми по содержанию триоксида вольфрама рудами.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По масштабам сырьевых ресурсов или качеству руд среди рассмотренных выше морфогенетических типов вольфрамовых месторождений с охарактеризованными условиями локализации и особенностями минерального состава встречаются как промышленные, так и непромышленные объекты.

Важнейшими для промышленной систематики вольфрамовых месторождений, как и иных сырьевых объектов, остаются особенности их морфологии, масштабы оруденения и качественные особенности руд, определяющие технологию их разработки и обогащения. Ниже по этим критериям отметим отличительные черты трех главных групп промышленных вольфрамовых месторождений: 1) скарновых и некоторых близких к ним метасоматических залежей, в основном шеелитовых руд, 2) жильных вольфрамитовых руд, 3) штокверковых, а также морфологически близких к ним грейзеновых месторождений шеелитовых и вольфрамитовых руд (см. табл. 10).

Месторождения скарнового типа

Скарново-шеелитовые залежи всех рассмотренных формационных типов характеризуют следующие особенности.

Размеры скарново-рудных тел на объектах оловянно-вольфрамовой формации имеют средние параметры: по простиранию — десятки — первые сотни метров, по падению контактовых поверхностей плутонов до 150 м при мощности — доли и первые метры; тела подобных параметров с перерывами повторяются вдоль продуктивных контактов плутонов.

Промышленные скарново-шеелитовые залежи на объектах молибден-вольфрамовой формации протягиваются вдоль контактов межформационных пластов и пачек карбонатных пород, нередко существенно удаленных от плутонов, достигая сотен метров, иногда первых километров по простиранию и сотен метров по падению при мощности до первых десятков метров.

В месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации шеелитоносные скарны и другие типы ассоциирующих с ними рудоносных метасоматитов наиболее компактны, локализуясь в зонах тектонических разломов в виде телескопированных образований суммарной протяженностью до первых километров; по падению — на первые сотни метров, при мощности до первых десятков метров.

При прогнозной оценке объектов скарново-шеелитового оруденения важно учитывать следующие черты рудоносных образований: объемные соотношения между магнизиальными и известковыми скарнами, а также интенсивность развития в последних различных по составу апоскарновых метасоматитов. В слабо преобразованных гистерогенными процессами известковых скарнах существенной шеелитовой минерализации ожидать не приходится. Продуктивность шеелитового оруденения в скарнах прямо пропорциональна полноте и интенсивности проявления последовательных стадий апоскарновых метасоматических преобразований: кварц-плагиоклазовому (до альбит-скаполитового) раннему метасоматозу скарнов, последующим грейзенизации, пропилитизации, березитизации и иным типам апоскарнового замещения (рис. 17).

На масштаб скарнового оруденения существенное влияние оказывают состав и строение субстрата развития скарнов, их положение относительно контактов активного интрузивного тела и характер проявления сопутствующих (до- и послеинтрузивных) разрывных дислокаций. Крупные тела рудоносных скарнов замещают пачки, пласты, линзы существенно карбонатных пород, содержащих в составе алюмосиликатные минералы или часто чередующиеся прослои алюмосиликатных пород. Развитие крупных тел скарнов обычно происходит вдоль межформационных зон пород благоприятного состава в удалении от контактов плутонических тел; меньшие масштабы оруденения свойственны приконтактовым залежам скарнов, в том числе и развитым по останцам карбонатных пород среди гранитоидов.

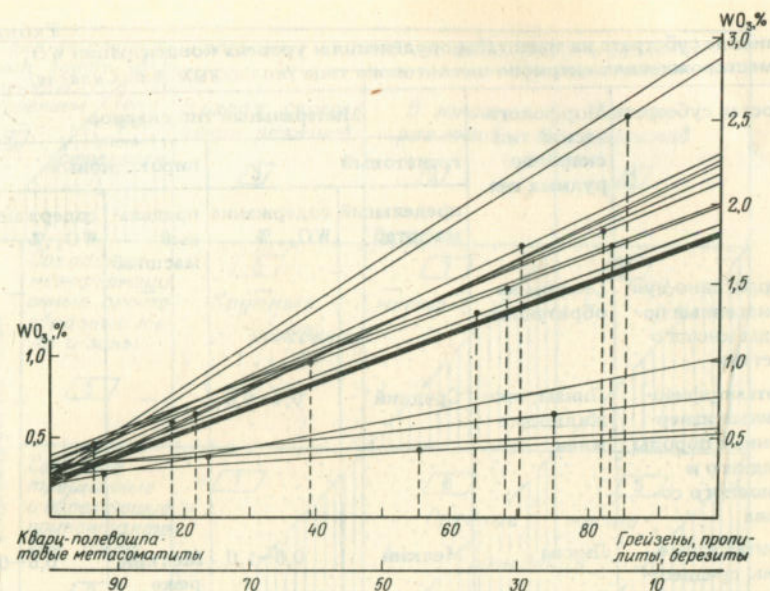


Рис. 17. Средние содержания триоксида вольфрама в рудах (фигуративные точки), количественные соотношения объемов ранних и поздних апоскарновых метасоматитов (пунктирные ординаты) и содержание триоксида вольфрама в метасоматитах соответствующих минеральных типов разных стадий в известных скарновых месторождениях СССР и зарубежных стран. По М.А. Кудриной

Локализация продуктивных фаций скарнов с признаками многостадийного апоскарнового преобразования связана с положением послескарновых (пред- и междрудных) деформаций, преимущественно проявляющихся вдоль контактов литологически разнородных пород. В скарнах оловянно-вольфрамовой формации такие рудолокализирующие структуры преобладают в эндоскарновых зонах существенно гранатового состава на контакте с гранитоидами и формируются в режиме пластических деформаций скарнов на одном из ранних высокотемпературных этапов апоскарнового процесса (табл. 11).

В скарновых месторождениях молибден-вольфрамовой формации отмечается преобладание продуктивных апоскарновых метасоматитов (преимущественно по скарнам существенно пироксенового состава) в широкой экзоконтактовой зоне гранитоидных плутонов, часто в значительном удалении от последних, где они совмещены с нарушенными контактами послегранитных и предскарновых даек. Для рудных полей наиболее типичны системы межпластовых или межформационных скарновых тел на границах горизонтов карбонатного и алюмосиликатного состава, которые по морфологии приближаются к жильным телам или представляют собой сочетание пласто- и линзообразных межформационных залежей, на флангах иногда переходящих в прожилково-штокверковые зоны.

Влияние субстрата на масштабы оруденения и уровень концентрации WO_3 в месторождениях скарново-шеелитового типа (по данным А.Е. Силаева)

Таблица 11

Состав субстрата	Морфологический тип скарново-рудных тел	Минеральный тип скарнов			
		гранатовый		пироксеновый	
		предельный масштаб	содержание WO_3 , %	предельный масштаб	содержание WO_3 , %
Терригенно-вулканогенные породы кислого состава	Скарны не образуются	—	—	—	—
Метаморфизованные изверженные породы среднего и основного состава	Линзы, прожилковые зоны	Средний	0,4—0,6	—	—
Контактные зоны среднеосновных интрузивных и карбонатных пород	Линзы	Мелкий	0,6—1,0	Мелкий, реже средний	0,5—0,6
Контакт ороговикованных терригенно-вулканогенных и карбонатных пород	Жилообразные, пластообразные залежи	Средний	0,5—0,7	Средний	0,4—2,0
Переслаивание терригенно-вулканогенных и карбонатных пород в ореоле интрузива гранитоидов		Крупный	0,5—1,2	Крупный	0,5—2,5
Единичный горизонт карбонатных пород в толще ороговикованных алюмосиликатных пород	—	—	—	Крупный	1,0—1,7
Толщи метаморфизованных мраморов с прослоями сланцев	Линзы, прожилковые зоны	Средний	0,3	Мелкий	0,4
Толщи известняков без алюмосиликатных пород	Скарны не образуются	—	—	—	—

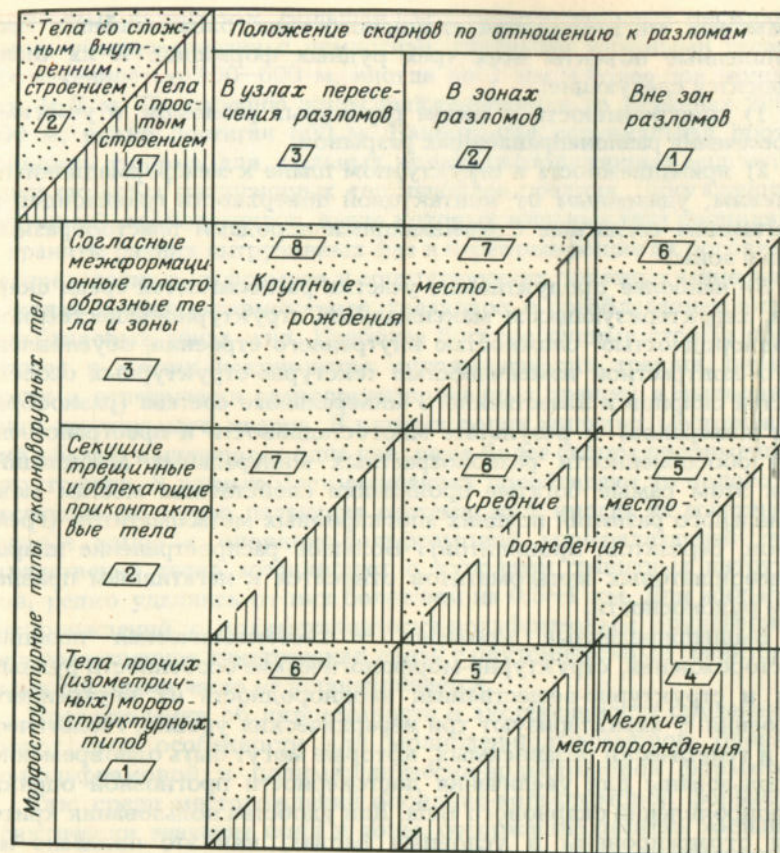


Рис. 18. Структурно-геологические критерии оценки масштабов скарново-шеелитовых рудопоявлений. По В.С. Кудрину.

Цифры в рамках — степень перспективности (в условных баллах)

Скарновые месторождения полиметаллически-вольфрамовой формации близки по морфологии к предыдущему типу, но отличаются более выдержанным контролем многостадийных скарновых и апоскарновых образований едиными долгоживущими тектоническими разломами как межформационной, так и секущей позиции. Оруденение обычно развито в пределах отмеченных зон тектонических нарушений как в скарнах, так и за их пределами, часто будучи совмещено с пред- и межрудными дайками пород повышенной основности (см. табл. 11).

В литохимических ореолах развития скарнов всех типов наиболее характерно достаточно контрастное понижение мультипликативного индикаторного отношения $Be \cdot Sn / W \cdot Bi$ в направлении от надпродуктивных к продуктивным горизонтам скарново-рудных тел.

Важно учитывать поисково-оценочные критерии крупных воль-

фрамовых месторождений скарнового типа, охватывающих промышленные объекты всех трех рудных формаций. К их числу относятся следующие:

1) приуроченность к зонам глубинных разломов и участкам пересечения разнонаправленных разрывов;

2) принадлежность в структурном плане к межформационным залежам, удаленным от контактовой поверхности гранитоидов и слагающим согласные с вмещающими породами пластообразные тела и зоны;

3) наиболее продуктивные участки располагаются среди скарнов, характеризующихся максимальной структурно-вещественной неоднородностью: сложностью внутреннего строения, обусловленного контрастной изменчивостью текстурно-структурных особенностей скарнов и качественного минерального состава (разнообразия минералов) в результате многостадийности и пространственной обособленности разновозрастных минеральных ассоциаций. При этом самые богатые проявления свойственны местам максимального развития поздних апоскарновых метасоматитов (грейзенов, березитов, пропицитов). Большое распространение кварц-полевошпатовых метасоматитов относится к негативным признакам рудоносности.

Вышеприведенные критерии — геотектоническая позиция месторождений, структурно-морфологические особенности рудных тел и структурно-вещественная неоднородность их внутреннего строения — характеризуют три иерархических уровня, геологически и генетически независимых, которые могут быть одновременно использованы для увеличения достоверности прогнозной оценки рудопроявлений скарнового типа. Для удобства пользования критерии отранжированы в условных баллах, как это показано на рис. 18.

Жильные месторождения

Жильные вольфрамовые месторождения — самый распространенный структурно-морфологический тип. Они представляют собой как самостоятельные промышленные объекты, так и сопровождают штокверковые, грейзеновые, реже скарновые месторождения. Однако для крупных жильных месторождений самостоятельного промышленного значения роль сопутствующих грейзенов и штокверков, как правило, второстепенная. Жильные месторождения чаще встречаются в виде объектов небольшого масштаба.

Объекты этого типа значительного масштаба вольфрамового и сопутствующего оруденения характеризуются большими размерами жильных полей (0,5—2 км²) со значительным числом протяженных по простиранию и падению сплошных или кулисообразно расположенных коротких кварцевожильных тел мощностью до 1 м и более. Только таким полям свойственны запасы от нескольких десятков до сотен тысяч тонн условной трехокиси вольфрама, а их отработка облегчается вскрытием рудных тел единой системой

подземных выработок. Большая часть запасов жильных месторождений обычно связана с немногими главными жильными телами протяженностью 300—600 м, иногда до 1 км и более при мощности 1—2 м. По падению жилы выклиниваются на глубинах 200—300 м, редко достигая 800 м. Наибольшая вертикальная протяженность типична для жильных полей, расположенных над куполами скрытых интрузивных тел наиболее поздних (обогащенных летучими) лейкогранитов, выше которых жильные тела проникают в граниты ранних интрузивных фаз и перекрывающие их роговики. Распределение вольфрамита и сопутствующих полезных минералов в жилах крайне неравномерное, гнездовое, с преобладанием в призальбандовых зонах жил. Наиболее богатые рудные столбы образуются в местах искривления рудовмещающих трещин, пересечения и ответвления разноориентированных трещин и выполняющего их жильного кварца. В рудных полях жильных месторождений обычно выделяются одна-две, реже более систем рудовмещающих трещин. В разных месторождениях преобладают то полого залегающие, то круто падающие системы жил, иногда их сочетания. Рудные жилы с оловянно-вольфрамовой минерализацией пространственно тесно ассоциируют с куполами гранитных интрузивов, редко удаляясь от них более чем на 0,5—1 км. Для жильных месторождений с полиметаллически-вольфрамовым оруденением непосредственная генетическая связь с плутоническими гранитоидными породами часто не устанавливается.

Представления об интенсивности и экстенсивности оруденения имеют свои особенности для молибден-вольфрамовой, оловянно-вольфрамовой и полиметаллически-вольфрамовой формаций.

Так, среди месторождений оловянно-вольфрамовой формации практически значимы поля и зоны, содержащие десятки жильных тел протяженностью несколько сот метров и средней мощностью 1 м, залегающие среди роговиков или гранитоидов ранних фаз в удалении на несколько сот метров от скрытых куполов „внутренних” гранитов поздних фаз. Вмещающие породы не обнаруживают заметной площадной грейзенизации, за исключением около-жильной. Мелкие, обычно непромышленные жилы (корневых зон жильных полей), залегающие внутри поздних гранитов, имеют небольшие размеры по простиранию и мощности. Вмещающие их породы интенсивно грейзенизированы. В зальбандах жил отмечают существенные скопления полевых шпатов; заметно проявлена фельдшпатизация гранитов. В жилах нередко богатые скопления вольфрамита, но среднее содержание трехокиси вольфрама обычно не превышает сотых — первых десятых долей процента.

Для жильных месторождений молибден-вольфрамовой рудной формации наиболее значительны объекты сульфидно-сульфосольного типа, залегающие в экзоконтактах гранитных массивов. Протяженные (1—2 км) по простиранию и на глубину жилы в сколовых трещинах мощностью 1—2 м образуют жильные зоны крутого, иногда среднего падения. Околорудные изменения вмещающих пород близки к березитам.

Жильные месторождения подметаллически-вольфрамовой формации, как правило, невелики, хотя нередко богаты вольфраматами, сульфидами и сульфосолями висмута, сурьмы и ртути.

Важное поисковое значение имеет форма связи рудоносных жил с интрузивами гранитоидов. Жильные тела олово-вольфрамовой формации пространственно тяготеют к скрытым куполам грейзенизированных лейкогранитов поздних интрузивных фаз. Корневые части жильных систем обычно неглубоко погружены в апикальные части скрытых куполов поздних гранитов, испытавших апогранитные преобразования с развитием литийсодержащих светлых слюд, топаза, иногда фосфатов лития, турмалина и других минералов, сопутствующих грейzenам.

Корневые зоны жильных тел молибден-вольфрамовой формации удалены от поздних интрузивных тел лейкогранитов до 1 км и более как по латерали, так и вертикали и не обнаруживают связи с фациями грейзенизации или отчетливых апогранитных изменений. Во времени они также оторваны от поздних фаз гранитоидов разделяющей их серией послегранитных даек более глубинных условий генерации.

Жильные месторождения полиметаллически-вольфрамовой формации обычно унаследуют структуры дайковых образований или элементы вулканических построек, будучи значительно удалены от массивов плутонических пород близкого им возраста.

Наиболее крупные жильные тела обычно свойственны месторождениям молибден-вольфрамовой формации. Диапазон продуктивного оруденения в таких жилах достигает 1 км и более по длине и нескольких сотен метров по падению. В жильных телах несмотря на многостадийный процесс формирования намечаются отчетливые элементы зональности отложения с признаками прямой „флюоритовой зональности“, выраженной в возрастании с глубиной примесей во флюорите Mn^{2+} , суммы R_3E , отношения иттербия к лантану и иттербия к европию, а также в пониженном отношении $F^{0+}/O^{2-} - TR^{2+}$. Благоприятные показатели перечисленных отношений в продуктивной части жильных тел совпадают с вертикальным отрезком максимальной величины мультипликативного отношения элементов $(\frac{Li \cdot xBx \cdot F}{Cu \cdot xPb \cdot xAq})$ в первичном литохимическом ореоле рассеяния.

Продуктивные жильные тела отличаются особым составом и характером пространственной изменчивости сопутствующих вольфраму минералов висмута.

Для месторождений молибден-вольфрамовой формации (Джинское) выявляется характерная горизонтальная зональность видовой изменчивости минералов висмута со сменой в удалении от Первомайского штокверка гранит-порфиров минералов айкинитового типа (Инкурской штокверк) промежуточными разновидностями айкинит-хаммарита (восточный фланг Холтосонского жильного поля) и висмутсодержащим галенитом и блеклыми рудами на западном фланге и в корневых зонах продуктивных участков жильных тел.

Месторождения грейзенового типа

Промышленные грейзеновые вольфрамитовые месторождения встречаются сравнительно редко на фоне широко распространенных мелких рудопоявлений. Значительные по рудной массе грейзеновые залежи с вольфраматами и сопутствующими полезными компонентами по морфологии приближаются к штокверкам, будучи менее однородными по уровню минерализации в связи с наличием различных по объему остаточных блоков гранитоидов со слабой степенью апогранитных преобразований.

Грейзеновые месторождения наиболее характерны для оловянно-вольфрамовой и в меньшей мере для молибден-вольфрамовой рудных формаций. Они генетически и тесно пространственно связаны с многофазными интрузивами, среди которых ранние фазы представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а поздние (собственно рудоносные, дифференциаты) — лейкократовыми, нередко литий-фтористыми гранитами. Грейзеновые тела залегают в зоне контакта гранитов с терригенными породами, либо в контакте „внутренних“ и „внешних“ гранитов с метасоматической проработкой тех и других. Морфологические черты грейзеновых залежей определяются формой куполов „внутренних“ гранитов и отходящих от них апофиз. Самыми богатыми являются верхние части грейзеновых залежей ($0,3-0,4\% WO_3$), продуктивность которых постепенно падает и на глубине 100—200 м становится непромышленной. В грейзеновых телах среди гранитных штоков рудногорского типа (ГДР, ЧССР) глубина оруденения достигает 400 м.

Пласто- и штокообразные тела продуктивных грейzenов свойственны объектам оловянно-вольфрамовой формации; грейзены молибден-вольфрамовой формации представляют собой жилообразные зоны крутого падения или крутопадающие трубообразные тела грейзенизированных эруптивных брекчий. Среди промышленных объектов обычны грейзены оловянно-вольфрамовой формации, в которых минералы группы вольфрамита ассоциируют с касситеритом, литиевыми слюдами и тантало-ниобатами. Такие грейзены замещают купола малых интрузивных тел наиболее поздних фаз мусковитовых лейкогранитов, под экранами гранитоидов ранних фаз или вмещающих их роговиков. Более сложные по морфологии, также пологие, грейзеновые залежи формируются над интрузивными телами поздних литий-фтористых гранитов, при этом грейзенизации подвергаются определенные зоны тектонических нарушений во вмещающих гранитоидах ранних фаз.

В надрудных зонах грейзены первого типа сопровождаются широкими ореолами рассредоточенных кварц-мусковитовых прожилков с подчиненными турмалином, топазом, вольфрамитом, касситеритом, флюоритом. Надрудным ореолам грейzenов литий-фтористого типа свойственны широкие зоны мусковитизации и кукеритизации (литийсодержащий хлорит, придающий окружающим

Состав слюд в гранитах и грейзенах	Содержание в вольфрамите, %		Средний градиент изменения содержаний РЗЭ и Мп ²⁺ во флюорите вертикального интервала	
	Ta	Nb		
				РЗЭ, усл.ед.
Литиевый биотит (Li ₂ О 0,5—1,0 %)	0,л	л	1,3—1,7	0,04—0,3
Протолитионит (Li ₂ О 1,5—2,5 %)	0,0л	0,л	20—68	1,2—45
Циннвальдит (Li ₂ О 3—4 %)	0,00л	0,0л	—	—

породам характерную голубоватую окраску). В вертикальном разрезе залежи рудоносных грейзенов обычно неоднородны: объемы рудоносных фаций (коэффициент рудоносности) немногим превышают 50 %. Содержания полезных компонентов постепенно понижаются от верхних горизонтов, примыкающих к экранирующим поверхностям, к корневым зонам перехода грейзенов в слабо грейзенизированные граниты. В нижних горизонтах нередко возрастает количество тантало-ниобатов и повышается тантал-ниобиевое отношение в них. Последние обычно фиксируют переход грейзенов в подстилающие кварц-полевошпатовые метасоматиты, обычно содержащие амазонит и литиевые слюды. Залегающие выше грейзены с продуктивной минерализацией по мощности не превышают 50—100 м, протягиваясь по вертикали на 200 м и более в телах штокообразной, жилообразной или трубообразной формы на грейзеновых месторождениях молибден-вольфрамовой формации.

Среди грейзеновых вольфрамовых месторождений основной промышленный интерес обычно представляют объекты оловянно-вольфрамовой формации, хорошо известные по давно разрабатываемым месторождениям Цинновец, Альтенберг и др. в Рудных Горах (ЧССР, ГДР).

В СССР объекты аналогичного формационного типа известны в Агинском и Чикойском геоантиклинальных блоково-сводных поднятиях эпохи мезозойской активизации Забайкалья, сложенных орогенными терригенно-вулканогенными формациями герцинид, испытавшими многократную гранитизацию.

Продуктивные гранитоиды этих районов, названные Л.В. Таусоном „плюмазитовыми редкометальными гранитами“, В.И. Коваленко и др. „литий-фтористыми гранитами“, С.М. Бескиным и др. „субщелочными гранитами“, во всех случаях представляют собой малые интрузии и дайки слабо обогащенных или „внутренних“ плутонических тел наиболее поздней возрастной позиции.

(по данным Т.И. Гетманской)

Масштаб месторождения	Содержание в рудогенерирующих гранитах		
	Li, г/т	Rb, г/т	F, %
Мелкое (до 20 тыс.т)	100—150	300—350	0,2—0,3
Среднее (20—50 тыс.т)	400—600	700—800	0,6—0,8
Крупное (50—100 тыс.т)	600—800	1000—1100	—

Между петрографо-геохимическими показателями таких интрузивных тел и масштабами оруденения в пространственно связанных с ними минерализованных (грейзенизированных) куполах намечаются определенные корреляционные связи (табл. 12).

Среди важных для прогнозных построений поисковых критериев грейзеновых вольфрамовых месторождений заслуживают внимания следующие:

— выше экранирующей поверхности продуктивной фации грейзенов оловянно-вольфрамовой формации перемещенные в процессе метасоматоза компоненты формируют пологие залежи существенно кварцевого (с полевыми шпатами) состава, получившие название штокшейдеров, обычно содержащие крупные выделения вольфрамита и сульфидов. Их аналоги в фациях жильных и трубообразных залежей грейзенов молибден-вольфрамовой формации представлены небольшими телами камерных пегматитов, стенки пустот которых сложены хорошо сформированными кристаллами кварца, исландского шпата, иногда гюбнерита, молибденита и разных сульфидов;

— в продуктивной зоне грейзенов отмечается чередование разных фаций грейзенов и грейзенизированных гранитов с наложенной системой слюдисто-кварцевых прожилков; во всех фациях грейзенов в переменных количественных соотношениях присутствуют разного типа слюды, топаз, кварц, плавиновый шпат с минералами группы вольфрамита переменного состава, касситерита, сульфидами и сульфосолями (в том числе висмута), реже минералами бериллия, фосфатами лития и марганца, тантало-ниобатами и др.

В жильных грейзенах молибден-вольфрамовой формации выделяются этажи повышенной продуктивности обычно на границах фаций кварц-топазовых и плотных кварцевых грейзенов, среди которых образуются погребя с крупными кристаллами кварца и сульфидов.

Глубину вскрытия грейзеновых тел удастся определить по изменению типов литиевых слюд, все возрастающей железистости к корне-

вым зонам грейзенов, а также убыванию роли лития и фтора в составе слюд надрудной зоны. К нижним горизонтам грейзенов возрастают содержание примесей тантала и ниобия в составе вольфрамитов и касситерита и величина тантало-ниобиевого отношения. На ряде грейзеновых месторождений оловянно-вольфрамовой формации от верхней зоны продуктивных грейзенов к корневым частям залежей фиксируется характерная изменчивость состава примесей во флюоритовых (по данным Н.Н. Васильевой, Т.И. Гетманской): преобладающие примеси Mn^{2+} и TR_y во флюоритах верхних зон сменяются примесями Mn^{3+} и TR_{Ce} во флюоритах корневых зон. Растянутый градиент изменения состава примесей во флюоритах присущ объектам грейзенового оруденения со значительным вертикальным диапазоном распространения продуктивных фаций грейзенов, т.е. наиболее масштабным объектам.

Над минерализованными куполами во вмещающих породах, как правило, отсутствуют промышленные жилы; отмечается лишь рассеянная прожилковая минерализация вольфрамита, берилла, касситерита, сульфидов меди, свинца.

Признаками корневых частей грейзеновых залежей служит преобладание над грейзенами минеральных ассоциаций апогранитных полевошпатных метасоматитов с различным соотношением высокоупорядоченного микроклина и альбита.

Коэффициент зональности, рассчитанный по мультипликативным величинам содержаний надрудных ($Pb \times Zn \times Cu$) и рудных ($W \times Sn \times V$) элементов, составляет для верхних частей рудных тел 10–100, а для нижних корневых частей 1000–2600.

Наиболее масштабные месторождения грейзенового типа, по данным Т.И. Гетманской, характеризуются четко выраженной вертикальной зональностью свойств флюорита: для верхней части месторождения отмечается прямая корреляция в содержании Mn^{2+} и TR_y , а в нижней части — Mn^{3+} и TR_{Ce} . При этом содержание примесей Mn^{2+} и суммарное количество TR возрастают снизу вверх, а состав редкоземельных элементов отчетливо смещается в сторону элементов иттриевой группы (см. табл. 12).

Месторождения штокверкового типа

В штокверковых вольфрамовых месторождениях сосредоточено более половины прогнозных ресурсов главным образом в виде шеелитовых руд; им, несомненно, принадлежит будущее в сырьевой базе вольфрамодобывающей промышленности. Особенно крупные масштабы характерны для штокверковых шеелитовых месторождений молибден-вольфрамовой формации кварц-силикатного (по данным некоторых авторов, гумбеитового) типа. Руды ряда штокверковых месторождений комплексные: кроме вольфрамов (группы шеелита, реже вольфрамита) они содержат в качестве попутных компонентов молибденит или касситерит, минералы висмута, плавиковый шпат и др.

Среди особенностей месторождений этого промышленного типа следует учитывать:

- отсутствие четких границ рудных тел, намечаемых по заданному уровню бортового содержания полезных компонентов;

- размещение вольфрамоносных штокверков в апикальной зоне эндоконтакта и в существенно большей части — в экзоконтакте, над нескрытыми выступами, куполами, гребнями гранитных плутонов существенно лейкогранитного состава повышенной калиевой щелочности;

- постепенные переходы штокверков в трубообразные тела минерализованных брекчий (в центральных и фронтальных зонах) в жильно-штокверковые и существенно жильные системы в корневых зонах. В поперечном сечении штокверки изометричные, овально-удлиненные, кольцо-трубообразные, иногда пластообразные (в рудолокализирующих горизонтах пород особого состава).

Большинство оконтуренных по условному содержанию штокверковых тел включают блоки некондиционных руд или пустых пород с коэффициентом рудоносности, как правило, более 0,5.

Выделяющиеся в контурах штокверков рудные тела (и отдельные прожилки и жилы) унаследуют системы доинтрузивных, частично контракционных систем трещин, обновленных в предрудный и междрудный этапы, между формированием прожилков разных поколений, в большинстве совпадающих с элементами морфологии гранитных куполов и контактовых поверхностей рудоматеринских интрузивных тел. Наиболее крупные и богатые штокверки сопряжены с тектоническими разрывами, иногда с элементами древних вулканоструктур, испытывшими длительную эволюцию, и наследуют одно главное, реже несколько сопряженных элементов этих структур. Заслуживают внимания обычно штокверки с большим объемом рудной массы (10–50 млн. т), которые при низком содержании полезных компонентов (0,1–0,15 % условной трехокси вольфрама) являются рентабельными для крупномасштабной открытой отработки, особенно при возможности предварительной механизированной рудосортировки с селективным извлечением преобладающей массы рудоносных прожилков. Большие и относительно однородные по уровню минерализации массы горных пород в контурах штокверков обеспечивают накопление вольфрамов в остаточных ореолах механического рассеяния с уровнями содержания, близкими и даже превосходящими содержание вольфрама в контурах коренных руд.

На территории СССР штокверковые месторождения вольфрама распространены в Казахстане, Забайкалье, на Северо-Востоке, в Горном Алтае, на Урале и Кавказе.

Особенно характерен этот структурно-морфологический тип для месторождений молибден-вольфрамовой формации.

Содержание полезных компонентов в месторождениях молибден-вольфрамовой формации (приведенное к условной трехокси вольфрама) варьирует незначительно и в штокверках кварц-шеелитового и кварц-молибденит-вольфрамитового типов составляет от 0,05–

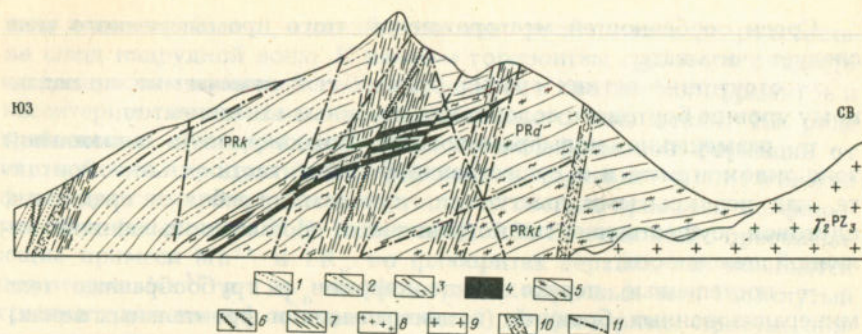


Рис. 19. Кти-Тебердинское месторождение. Вертикальный разрез:

1 — юрские сланцы и песчаники; 2–5 — протерозойские образования; 2 — сланцы кургашичской свиты, 3 — гнейсы, сланцы дупухской свиты, 4 — шеелитоносные амфиболиты дупухской свиты, 5 — сланцы, гнейсы, мигматиты кти-тебердинской свиты; 6 — юрские дайки диоритов и лампрофиров; 7 — жильно-прожилковые зоны; 8 — позднепалеозойские дайки гранит-порфиров; 9 — позднепалеозойские уллукамские граниты; 10 — зоны разломов, ограничивающие рудное поле; 11 — разрывные тектонические нарушения

0,2 до 0,3 % при средних содержаниях порядка 0,15–0,20 %. Пониженным содержанием (0,03–0,06 % трехокси вольфрама) характеризуются штокерки комплексных вольфрамит-касситеритовых руд, в которых вольфрам является попутным компонентом. И, как исключение, содержание трехокси вольфрама достигает 0,5 % в штокерках, формирующихся в литологически благоприятных породах (телах-локализаторах) — амфиболитах, порфиритах, скарнах (рис. 19). Форма штокерков разнообразна: овально-удлиненная, изометричная, неправильная, кольцеобразная в плане со столбообразными очертаниями в вертикальном разрезе; иногда штокерки имеют форму пластообразных залежей в рудолокализирующих горизонтах среднего или пологого падения. Размеры штокерковых рудных полей в плане изменяются от 0,01 до 2 км². При этом промышленные руды слагают до 50 % общего объема субстрата прожилкования и распространяются на глубину до 600 м, иногда более. Мощности рудных прожилков изменяются от долей миллиметров до первых сантиметров и в большинстве месторождений не превышают 1–2 см. Отмечается общая тенденция увеличения мощности прожилков с глубиной при уменьшении их удельной плотности, которая изменяется в целом от 2 до 20, иногда достигая 40–50 прожилков на 1 м. В последнем случае прожилки, как правило, весьма маломощные. Плотность прожилков в штокерках обычно пропорциональна степени трещиноватости пород в предминерализационный этап.

Анализ структурных типов штокерков показывает, что крупные месторождения образуются при наличии в предрудный этап комбинированных систем трещин тектонического и контракционного генезиса, а также трещин, связанных с механизмом формирования интрузивных массивов. При этом главная рудолокализу-

ющая роль принадлежит тектоническим трещинам, заключающим от 70 до 90 % всего оруденения. Широкое развитие тектонических, особенно сколовых трещин — определяющее условие формирования крупных штокерковых месторождений. Решающее значение имеет предрудная структурная подготовка, в ходе которой формируются системы крупных и мелких разрывов, определяющие в сочетаниях возникновение комбинированного жильно-штокеркового типа оруденения. Развитие только контракционных трещин обычно недостаточно для образования месторождений крупного масштаба.

Анализ рудоконтролирующих факторов по исследованным штокерковым вольфрамовым месторождениям позволяет выделить основные геологические закономерности локализации промышленного оруденения:

1) принадлежность наиболее крупных вольфрамовых месторождений преимущественно к молибден-вольфрамовой рудной формации;

2) приуроченность месторождений этой формации к надвнутриинтрузивным зонам скрытых апикальных частей гранитных интрузивов, осложненных куполовидными и гребневидными выступами, а также к внутриинтрузивным зонам ранних гранитов при наличии на глубине тел поздних („внутренних”) гранитов. При этом очертания и общие размеры полей штокерковых месторождений в целом отражают морфологию и размеры куполов или гребневидных выступов, над которыми они располагаются;

3) принадлежность месторождений к штокерковому или жильно-штокерковому структурно-морфологическому типу, в которых локализация жильного и прожилкового оруденения контролировалась зонами повышенной трещиноватости преимущественно сколового типа, определяющих его значительную протяженность по простиранию (1–2 км) и на глубину (более 600–800 м);

4) многостадийность процесса рудообразования, сопровождающегося внутрирудным магматизмом (как правило, дайки аплитов и гранит-порфиров), при неоднократном отложении основного рудного минерала — вольфрамита или шеелита — и появление его в минеральных ассоциациях нескольких стадий рудного процесса;

5) гипабиссальность материнских гранитных интрузивов, многофазность формирования, нередко с кольцевым в плане расположением гранитов разных фаз, даек кислых и основных пород; наличие близко расположенных кислых вулканитов-комагматов рудоносных интрузий при отсутствии крупных пегматитовых тел и зон щелочного метасоматоза с ниобием, танталом, цирконием и редкими землями;

6) значительный вертикальный диапазон оруденения, особенно для надвнутриинтрузивных кварц-шеелитовых месторождений, обусловленный большой температурной ступенью рудообразования, что выражается в слабоконтрастном проявлении вертикальной зональности разнотипного оруденения и незначительных изменениях состава и количества элементов-примесей в ведущих рудных минералах;

7) анизотропия в строении и составе рудовмещающего разреза: а) перемежаемость пород с различными физико-механическими свойствами, б) наличие пород с контрастным химическим составом особенно по содержанию Са (наиболее продуктивные шеелит-содержащие жилы и прожилки залегают в амфиболитах и скарно-идах) (см. рис. 19);

8) возрастание роли рудолокализирующих разрывных нарушений по удалении от контакта с гранитным массивом и уменьшение влияния его морфологических элементов и интрузивной тектоники. В случае существенной роли тектонического контроля ведущее место принадлежит разрывным нарушениям сдвигового и взбросо-сдвигового типов при следующих характерных местах локализации оруденения: а) узлы пересечения и сочленения разнонаправленных разрывных нарушений; б) участки интенсивной трещиноватости в зонах сближенных разрывных нарушений; в) пересечения разрывными нарушениями апикальных частей рудоносных гранитных массивов; г) участки экзоконтакта на пересечении разрывными нарушениями чередующихся пород с различными химическими и физико-механическими свойствами; д) контакты даек и апофиз, совпадающие с направлением основных рудоконтролирующих разрывов;

9) обычно комплексный характер месторождений, выражающийся в том, что шеелиту или вольфрамиту в рудах, как правило, сопутствуют молибденит, минералы бериллия и висмута, реже олова, меди, свинца и цинка, которые, пространственно обособливаясь в ходе многостадийного процесса, образуют единую рудную колонну с прямой или обратной зональностью в зависимости от особенностей структурного контроля. В месторождениях с обратной зональностью существенно возрастает с глубиной роль поздних, в том числе сульфидных, ассоциаций;

10) особенности состава главных рудных минералов. Вольфрамит в целом характеризуется высоким содержанием губеритового минала и тенденцией его возрастания в вольфрамите из поздних, существенно сульфидных ассоциаций. Увеличение железо-марганцевого отношения в вольфрамите с глубиной отражает прямую зональность отложения. Шеелит обычно содержит весьма малые количества молибдена (от следов до 0,05 %) и редких земель (0,03—0,4 %).

Наиболее крупное и концентрированное оруденение отмечается над апикальными частями plutонов, обладающих простой куполообразной формой поверхности.

Оруденение небольших масштабов с вертикальной протяженностью от нескольких десятков до 200 м ассоциирует с plutонами небольших размеров, а также с plutонами крупных размеров с уплощенной верхней поверхностью, осложненной многочисленными мелкими куполами.

Таким образом, размеры рудопроизводящего plutона и морфология его верхней поверхности — важные факторы, определяющие масштабы штокерского plutонического оруденения и его вертикальную протяженность.

ПРЯМЫЕ ПРИЗНАКИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗНОТИПНОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Благоприятный признак вольфрамоносного объекта (перспективного вольфрамоносного поля) — совмещение площади выхода гранитоидных пород, особенно поздних интрузивных фаз, испытавших апогранитные изменения, с достаточно обширным по площади и уровню концентрации механическим ореолом или литохимической аномалией вольфрама и его спутников — олова, молибдена, меди, висмута, лития, фтора, сурьмы, ртути и др.

Распределение перечисленных информативных элементов отчетливо дискретное: в коренных рудоносных и околорудных породах (первичных ореолах рассеяния) они накапливаются как в составе ряда порообразующих (полевых шпатах, слюдах, гранатах, пироксенах, амфиболах) и аксессуарных минералов (магнетите, сфене, пирите, апатите), так и собственно в вольфраматах (шеелите, вольфрамите); последние служат основным источником формирующихся механических ореолов и потоков рассеяния вольфрама, а также сопутствующих ему элементов (олова, молибдена и других цветных металлов, а также сульфат-иона).

Рудные поля масштабных вольфрамовых месторождений выделяются сложной историей геологического развития, тяготея к границам разных структурно-формационных зон, проявляющим повышенную тектоническую активность в период развития складчатых поясов, или крупным разломом рифтогенного типа в консолидированных структурах земной коры.

Характерная черта всех продуктивных рудных полей — признаки активного тектонического развития в до- и послепостинтрузивные этапы становления рудогенерирующих гранитоидных plutонов относительно малоглубинных фаций или их вулканоплутонических аналогов. Не менее характерны пред- и междурудные деформации трещинного типа, нередко выполненные дайками. Структурные элементы, наиболее близкие к эпохе оруденения, контролируют положение и интенсивность проявления различного типа метасоматитов, своеобразных по составу для разных формационных типов вольфрамоносных образований. Во всех случаях благоприятны признаки длительного проявления гипогенного процесса, что выражено в телескопированном положении минеральных парагенезисов разных стадий рудообразования.

Крупные и богатые месторождения вольфрама формируются на относительно малых глубинах от палеоповерхности, обнаруживая при этом значительную вертикальную протяженность (в условиях малого эрозионного среза). Малоглубинные условия формирования руд иногда обусловлены участием в рудном процессе минерализованных вадозных вод, что выражается, по мнению В.Н. Боголепова, в обильном захвате воздушного аргона, а по данным Ю.А. Борщевского и др., в пониженном содержании тяжелого изотопа кислорода в составе вольфрамов.

Физические свойства вольфрамоносных рудных полей и собственно рудоносных геологических тел проявляются на месторождениях разных формационных типов в определенных аномальных показателях плотности, магнитности, электрических и прочих свойствах. Размеры и формы аномалий дефицита плотности определяют пространственную позицию и различные элементы морфологии рудогенерирующих гранитоидных плутонов. Узкие зоны повышенной плотности у контактов плутонов иногда фиксируют положение залежей скарново-шеелитовых руд. Некоторые поверхности отражения сейсмических волн фиксируют положение рудоконтролирующих структур и геологических тел. Зоны повышенной магнитности иногда прямо указывают на рудоносные тела или сопутствующие им околорудные метасоматиты, обогащенные магнетитом или моноклинным пирротинном. Рудоносные тела, содержащие обильные сульфиды, бывают отчетливо выражены в различных электрических аномалиях. Перечисленные свойства рудоносных и рудовмещающих образований используются при определении размеров сечения вероятных рудных тел на поверхности и разной глубине их распространения, что вместе с другими (минералогическими, литохимическими и пр.) данными используется для количественного прогноза вольфрамового оруденения.

К прямым признакам проявления вольфрамового оруденения относятся некоторые литохимические данные. Это прежде всего механические ореолы рассеяния определенных по составу вольфраматов и их спутников, в большинстве случаев достаточно устойчивых в зоне гипергенеза. Между размерами механических, первичных и вторичных ореолов рассеяния, уровнями концентрации в них минералов вольфрама (обычно первые десятки грамм на 1 м³ рыхлых пород) и масштабами оруденения для разных районов и его ландшафтных зон существуют определенные количественные связи, позволяющие по соответствующим формулам рассчитать прогнозные запасы на 1 м вертикального протяжения рудных тел установленного размера [34].

Следует при этом учитывать, что первичные и вторичные ореолы и потоки рассеяния вольфрама и его спутников отличаются составом и особенностями вертикальной и горизонтальной зональности на месторождениях разных формационных типов, а также в условиях проявления прямой или обратной зональности, что необходимо учитывать при определении площади распространения и уровня эрозионного среза, а следовательно, и вертикального диапазона распространения вольфрамового оруденения. Достаточно масштабные объекты такого оруденения на поверхности проявляют себя во вторичном литохимическом ореоле рассеяния в виде концентрации вольфрама на один порядок и более выше его местного кларка (обычно 0,02—0,05 WO₃) при площади ореола, в 2—5 раз превышающей сечение рудного тела на поверхности. Продуктивность вторичных ореолов рассеяния уже на ранней стадии изучения полей вольфрамовых месторождений позволяет оценить продуктивность рудных тел на

уровне их эрозионного среза, геохимические показатели зональности и степень сохранности рудных тел и на основе этих данных — рассчитать глубину распространения продуктивного оруденения и прогнозные ресурсы вольфрама в недрах.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА И КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Опыт локального прогнозирования и количественной оценки вольфрамовых месторождений штокверкового типа

В 1982 г. А.А. Фроловым, С.В. Беловым и В.О. Вальковым выполнено крупномасштабное количественное прогнозирование на двух типовых рудных полях вольфрамовых месторождений штокверкового типа — кварц-вольфрамитового и кварц-шеелитового, расположенных соответственно в Центральном и Южном Казахстане [18].

Центрально-Казахстанское рудное поле принадлежит к жильно-штокверковому кварц-вольфрамитовому типу. Генетически и пространственно оно связано с многоfazным массивом верхнепермских лейкократовых гранитов, прорывающих вулканы девонской липарит-порфировой толщи (рис. 20, 21).

Система протяженных кварц-вольфрамитовых жил образует жильную зону, локализованную в контурах дуговидного апикального выступа (гребня) массива и повторяющую его очертания. В пределах того же выступа проявлены штокверковый межжильный тип оруденения и прикровлевые грейзеновые пологие залежи. Таким образом, кварц-вольфрамитовая минерализация представлена жильным, штокверковым и залежно-грейзеновым структурно-морфологическими типами. Оруденение проникает и в липариты надинтрузивной зоны, но сравнительно быстро затухает в ней. Вмещающие породы подверглись заметным изменениям (рис. 22—24).

На глубине продуктивный контур оруденения как бы охватывает поздние штокообразные и дайковые тела мелкозернистых лейкократовых гранитов, по аналогии с рудогорскими гранитами ГДР и ЧССР рассматриваемые как „внутренние” граниты. В этой связи наибольшие перспективы развития промышленного оруденения на глубине имеют фланги известного месторождения и возможный скрытый выступ гранитов на западе рудного поля.

Южно-Казахстанское рудное поле включает область развития ордовикских песчаников и сланцев, слагающих южное крыло синклинали и прорванных небольшим линейно вытянутым телом позднекаледонских лейкократовых гранитов; оно представляет собой апофизу крупного гранитного массива, расположенного севернее рудного поля.

Шеелитоносные штокверки залегают в зоне его экзоконтакта. Наиболее продуктивные из них локализованы среди амфиболлизированных и скарнированных известковистых песчаников и имеют

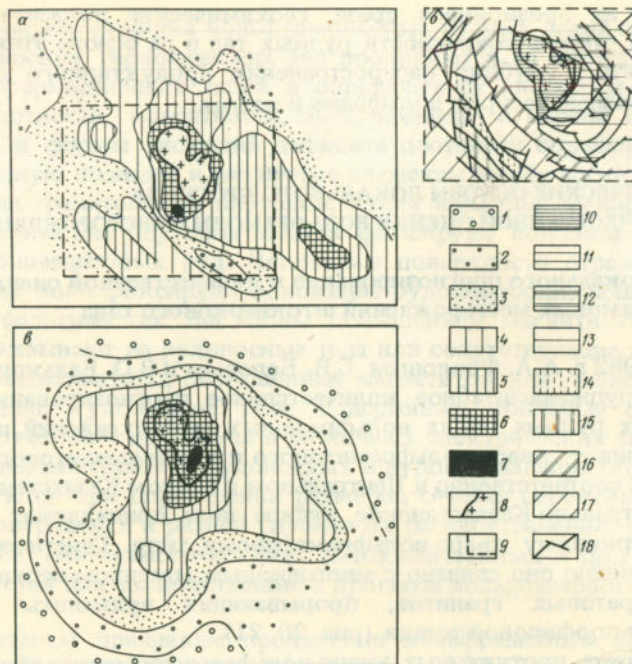


Рис. 20. Строение и эрозионный срез Центрально-Казахстанского рудного поля:

a — план кровлевой апикальной поверхности интрузива, составленный по данным среднемасштабной гравиметрической съемки и бурения; *б* — план блокового строения центральной части интрузива, составленный по результатам детальной высокоточной гравиметрической съемки методом районирования гравиметрических полей (по С.А. Акылбекову); *в* — схема глубины эрозионного среза, составленная по методике И.П. Кушнарева.

1–7 (для рис. 20, *в*) — глубина эрозионного среза, м; 1 — < 1000, 2 — 1000–1200, 3 — 1200–1400, 4 — 1400–1600, 5 — 1600–1800, 6 — 1800–2000, 7 — > 2000, 2–7 (для рис. 20, *а*) — глубина залегания верхней кромки интрузива, м: 2 — > 1000, 3 — 1000–800, 4 — 800–600, 5 — 600–400, 6 — 400–200, 7 — < 200; 8 — контур выхода гранитного интрузива; 9 — контур площади проведения высокоточной детальной гравиметрической съемки; 10–18 (для рис. 20, *б*) — блоки различного гипсометрического уровня (от максимального к минимальному): 10–13 — в районе распространения вулканогенных и магматических пород, 14–15 — в районе распространения карбонатно-терригенных пород мульд, 16–17 — в зонах высоких градиентов и положительных гравиметрических аномалий; 18 — разломы

форму линейно вытянутых субвертикальных тел северо-восточного простирания. Они сложены прожилковыми рудами с подчиненным значением жил мощностью 0,3–0,5 м. Кварц-шеелитовые прожилки с преобладающей мощностью 0,5–2 см наиболее густо насыщают песчаники. Шеелиту в них сопутствуют (в небольших количествах) пирит, молибденит, вольфрамит, арсенопирит, халькопирит, флюорит. Кварцевые прожилки в гранитах лишены шеелита. Основное развитие получила система крутопадающих субмеридиональных

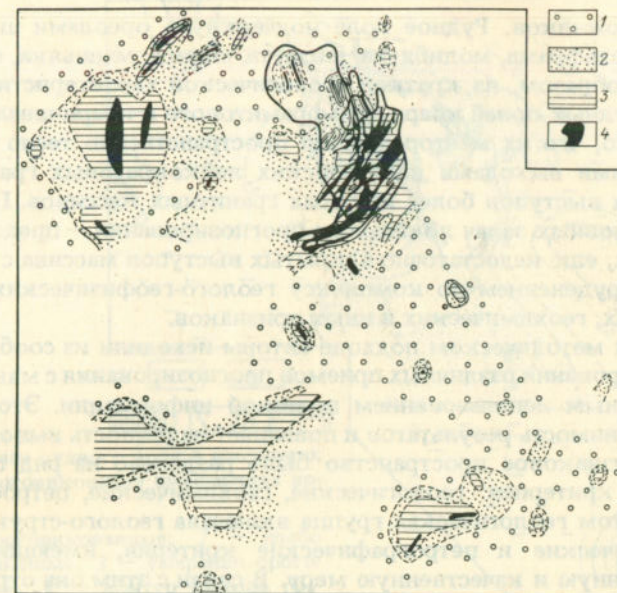


Рис. 21. План строения рудного поля в изолиниях содержания жильно-прожилковой массы:

1–4 — поля возрастающей жильно-прожилковой массы (в %):

1 — < 2, 2 — 2–5, 3 — 5–10, 4 — > 10

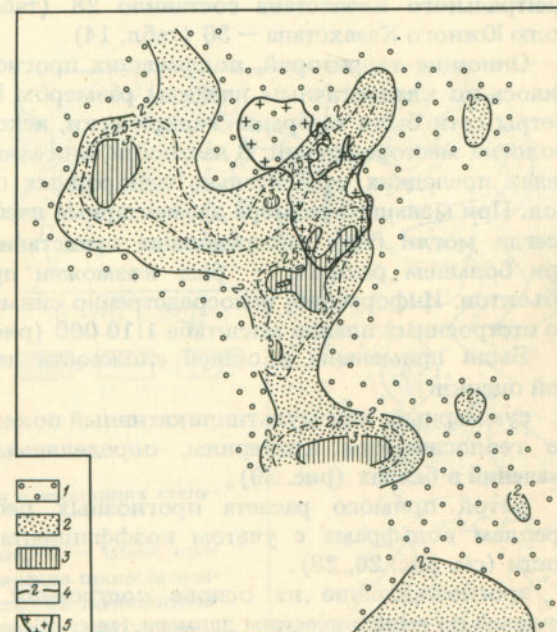


Рис. 22. План рудного поля в изолиниях степени грейзенизации вмещающих пород:

1 — практически не грейзенизированные; 2 — слабо грейзенизированные; 3 — умеренно грейзенизированные; 4 — изолинии степени грейзенизации; 5 — контур выхода гранитного интрузива

рудных прожилков. Рудное поле подчеркнуто ореолами широкого развития вольфрама, молибдена, висмута, свинца, мышьяка, олова.

Таким образом, из краткой геологической характеристики двух типовых рудных полей кварц-вольфрамитового и кварц-шеелитового типов видно, что их месторождения пространственно тесно связаны с небольшими выходами палеозойских лейкократовых гранитов — апикальных выступов более крупных гранитных массивов. При этом одна из основных задач локального прогнозирования — предсказание возможных, еще недостаточно вскрытых выступов массива с продуктивным оруденением по комплексу геолого-геофизических, петрографических, геохимических и иных признаков.

В своем методическом подходе авторы исходили из соображений комплексирования различных приемов прогнозирования с максимально возможным использованием полезной информации. Это обеспечивает сравнимость результатов и повышает надежность выводов.

Все признаковое пространство было разделено на ряд однородных групп критериев: геологические, геохимические, петрофизические. При этом геологическая группа включала геолого-структурные, минералогические и петрографические критерии, имеющие полуколичественную и качественную меру. В связи с этим она отранжирована нами в трех-пятибалльной шкале. Для каждого месторождения перечень и оценки критериев различаются настолько, насколько разнятся их геологически выраженные черты. Все прочие однородные группы критериев выражены количественно и измеряются арифметической шкалой. Общее число критериев по рудному полю Центрального Казахстана составило 28 (табл. 13), а по рудному полю Южного Казахстана — 30 (табл. 14).

Описание территорий, подлежащих прогнозной оценке, производилось по квадратичным ячейкам размером 500х500 м. Такие параметры сети были выбраны эмпирически, исходя из размеров и морфологии месторождений. В частности, они зависели от наличия в пределах последних относительно однородных самостоятельных участков. При меньшем размере элементарные ячейки в рудных полях не всегда могли быть опосредованы представительной информацией, при большем размере — был возможен пропуск перспективных объектов. Информация непосредственно снималась с серии специально отстроенных планов масштаба 1:10 000 (рис. 25—28).

Были применены в общей сложности четыре метода прогнозной оценки:

суммарный, или мультипликативный показатель перспективности по геологическим критериям, определяемый перемножением их значений в баллах (рис. 29);

метод прямого расчета прогнозных ресурсов по первичным ореолам вольфрама с учетом коэффициента вертикальной зональности (см. рис. 26, 28).

прогнозирование на основе построения физико-геологических моделей по геофизическим данным (рис. 30);

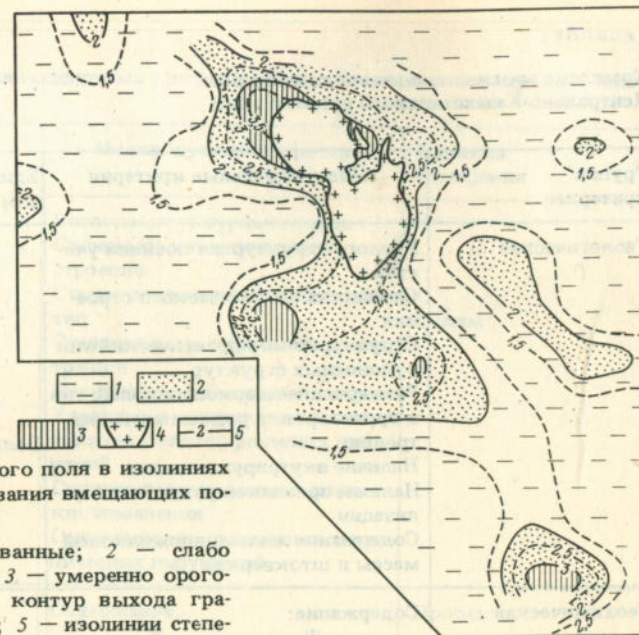


Рис. 23. План рудного поля в изолиниях степени ороговикования вмещающих пород:

1 — неороговикованные; 2 — слабо ороговикованные; 3 — умеренно ороговикованные; 4 — контур выхода гранитного интрузива; 5 — изолинии степени ороговикования

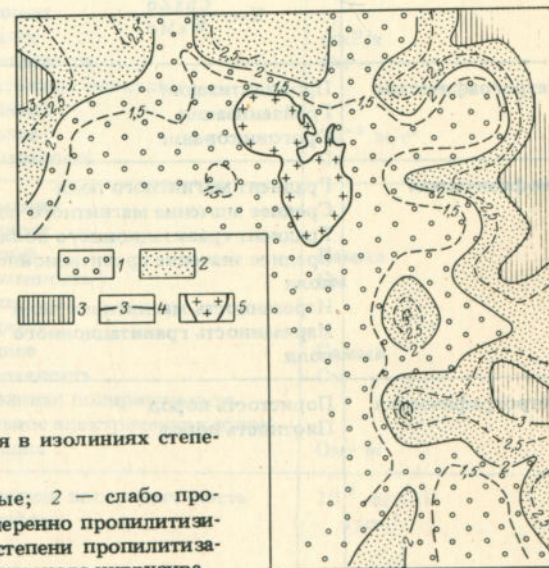


Рис. 24. План рудного поля в изолиниях степени пропилитизации пород:

1 — непропилитизированные; 2 — слабо пропилитизированные; 3 — умеренно пропилитизированные; 4 — изолинии степени пропилитизации; 5 — контур выхода гранитного интрузива

Таблица 13

Комплекс прогнозно-оценочных критериев
Центрально-Казахстанского рудного поля

Группа критериев	Индивидуальные критерии	Единица измерения
Геологическая	Геолого-структурная позиция участка Сложность геологического строения Структурно-морфологический тип рудоносных структур Размеры штокерковых полей, тип и ориентировка рудовмещающих трещин Наличие внутрирудных даек Наличие признаков рудной минерализации Содержание жильно-прожилковой массы в штокерках	Баллы
Геохимическая	Содержание: W Mo Be Cu Zn Pb Коэффициент зональности $K = \frac{Cu \times Zn}{W \times Mo}$	Процент Относительные единицы
Петрографическая	Пропилитизация Грейзенизация Ороговикование	Баллы
Геофизическая	Градиент магнитного поля Среднее значение магнитного поля Градиент гравитационного поля Среднее значение гравитационного поля Изрезанность магнитного поля Изрезанность гравитационного поля	Гамма 10^{-5} м/с^2 См
Петрографическая	Пористость пород Плотность пород	Процент г/см^3

Таблица 14

Комплекс прогнозно-оценочных критериев Южно-Казахстанского рудного поля

Группа критериев	Индивидуальные критерии	Единица измерения
Геологическая	Геолого-структурная позиция Сложность геологического строения Структурно-морфологический тип Ориентировка рудовмещающих трещин Наличие рудной минерализации Характер и интенсивность контактово-метаморфических изменений Гидротермально-метасоматические изменения Ориентировка разрывных тектонических нарушений	Баллы
Геохимическая	Содержание: W Mo Bi Pb As Sn	Процент
Геофизическая	Суммарная гамма-активность Градиент Среднее Изрезанность Остаточные аномалии Градиент Среднее Изрезанность	 мкР/ч См 10^{-5} м/с^2 См
	Аномалии Градиент Среднее Изрезанность Изодинамы Градиент Среднее Изрезанность Вызванная поляризуемость Удельное электрическое сопротивление	 Гамма См Гамма См $\text{Ом} \cdot \text{м}$
Петрофизическая	Магнитная восприимчивость Плотность	10^{-6} ед.СИ г/см^3

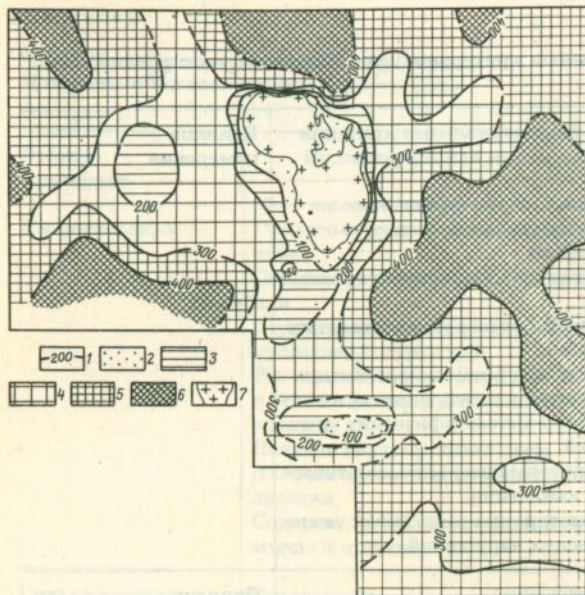


Рис. 25. План рудного поля в изолиниях глубины залегания кровли гранитного интрузива (по петрографическим критериям):

1 — изолинии глубины залегания кровли гранитного интрузива; 2–6 — поля различных глубин залегания кровли, (в м): 2 — 0–100, 3 — 100–200, 4 — 200–300, 5 — 300–400, 6 — > 400; 7 — контур выхода гранитного интрузива

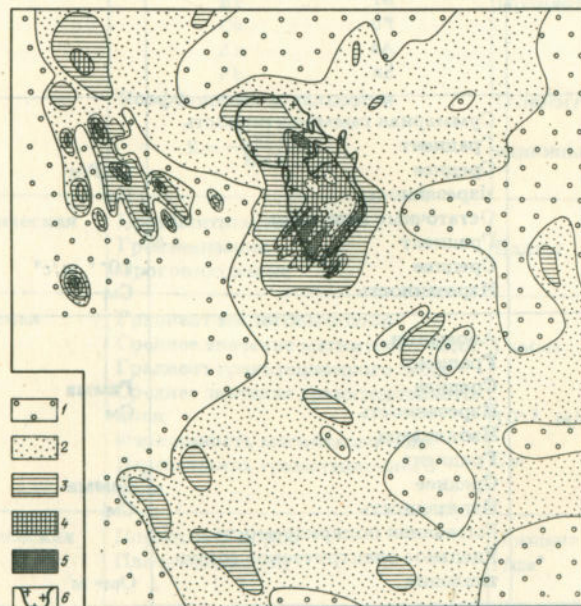


Рис. 26. Первичные ореолы рассеяния вольфрама:

1–4 — поля возрастающей продуктивности ореолов; 5 — изолинии; 6 — контур выхода гранитного интрузива

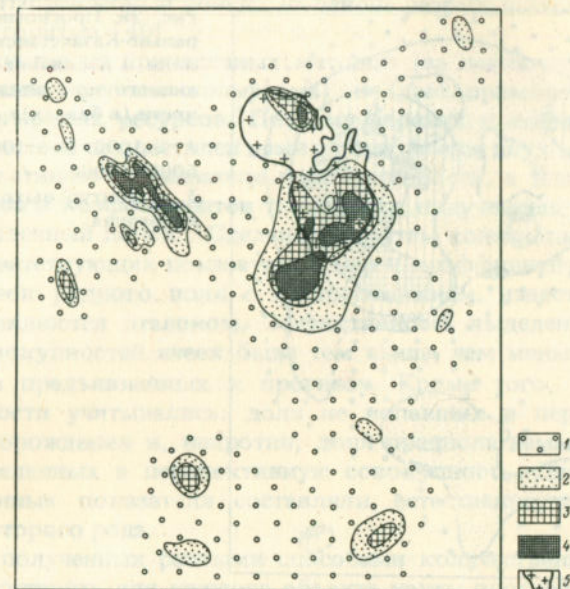


Рис. 27. Первичные ореолы рассеяния молибдена:

1–3 — поля возрастающей продуктивности ореолов; 4 — изолинии; 5 — контур выхода гранитного интрузива

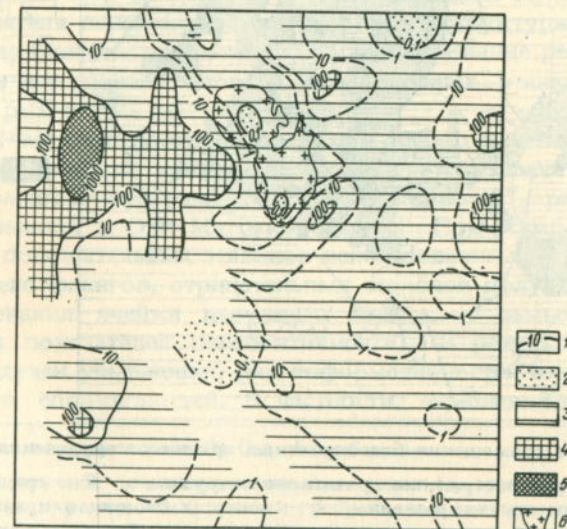


Рис. 28. План рудного поля в изолиниях коэффициента зональности $K_3 = \text{ZnCu/WMo}$:

1 — изолинии коэффициента зональности; 2–5 — поля различных эрозионных срезов эндогенных ореолов: 2 — переходная подрудная зона, 3 — собственно рудная зона, 4 — переходная надрудная зона, 5 — собственно надрудная зона; 6 — контур выхода гранитного интрузива

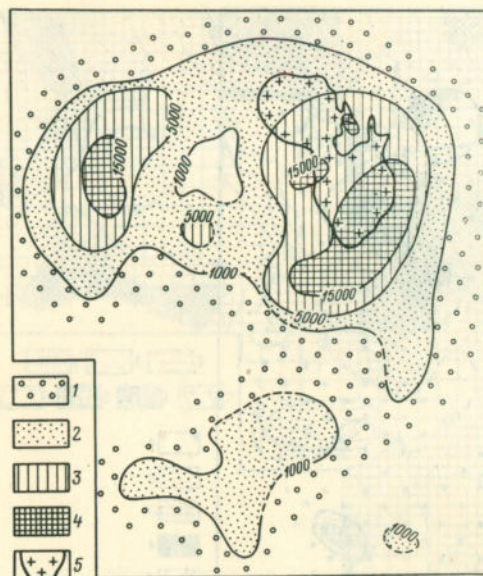


Рис. 29. Прогнозный план Центрально-Казахстанского рудного поля в изолиниях мультипликативного показателя перспективности (в баллах):

1 < 1000, 2 — 1000—5000; 3 — 5000—15000; 4 — > 15000; 5 — контур выхода гранитного интрузива

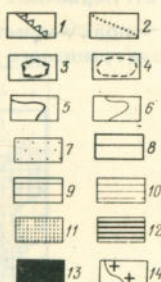
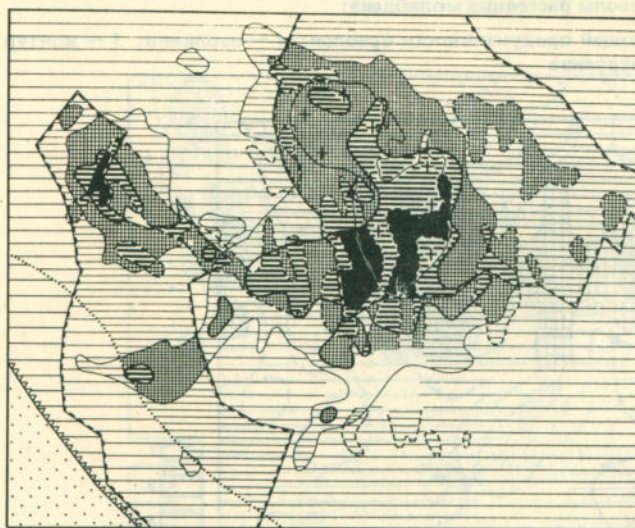


Рис. 30. Схема совмещения благоприятных признаков оруденения на Централь-

1 — граница распространения гранитного интрузива по зоне градиентов гравитная по данным магниторазведки; 2 — контуры блоков, в пределах которых скопился молибден при содержании его 0,005 %; 3 — контуры вторичных ореолов изученные для определения промышленных перспектив; 4 — контуры гидротермально переработанных пород, предполагающие скопление молибдена при содержании его 0,005 %; 5 — контуры вторичных ореолов рассеяния вольфрама при содержании его 0,04 %; 6 — площади, недостаточно перспективных в отношении поисков новых рудных объектов, требующих: 7 — с одним признаком оруденения, 8 — с совмещением двух признаков оруденения, 9 — с совмещением трех признаков оруденения, 10 — с совмещением четырех признаков оруденения, 11 — с совмещением пяти признаков оруденения, 12 — с совмещением шести признаков оруденения, 13 — с совмещением семи признаков оруденения, 14 — контур выхода гранитного интрузива

метод „Направленный поиск” на основе разработанного Е.Н. Черемисиной алгоритма [40].

Большинство из приведенных методов (за исключением расчета по первичным ореолам вольфрама) не дает прямого выхода на цифры прогнозных ресурсов. Поэтому переход к количественному прогнозированию осуществлен нами на основе еще двух методов: мультипликативного показателя перспективности, а также значений мер сходства и коэффициентов типичности, полученных по программе „Направленный поиск”. Сделано это путем количественного сравнения соответствующих показателей, мер и коэффициентов перспективных ячеек рудного поля с месторождением, известные запасы которого являются эталоном. Эффективность выделения перспективных совокупностей ячеек была тем выше, чем меньше их от общего числа предъявленных к прогнозу. Кроме того, для оценки эффективности учитывались: доля не попавших в перспективные ячейки месторождения и, напротив, доля предполагаемых нерудных ячеек, выделенных в перспективную совокупность. Два последних количественных показателя составляли, естественно, погрешности первого и второго рода.

Синтез полученных разными способами количественных данных позволил составить для каждого объекта карты прогнозов, на которых были выделены перспективные участки с прогнозными ресурсами категории P_1 .

Сравнение перспективных площадей, полученных с помощью ЭВМ на основе мер сходства, и с использованием мультипликативного показателя перспективности по геолого-структурным критериям показало близкие результаты. Это дает основание рекомендовать применение последнего способа на начальных этапах поисково-оценочных работ.

Важный момент прогнозирования — выбор наиболее информативной совокупности критериев. Решение этой задачи было получено с помощью программы „Информативность”, разработанной Е.Н. Черемисиной и О.В. Митраковой [40]. При обработке данных в качестве положительных эталонов использовались ячейки месторождения и его флангов, отрицательных эталонов полученные в ходе прогнозирования ячейки нерудного класса (с самыми низкими значениями показателей перспективности). В результате расчетов на ЭВМ получен убывающий ряд информативностей отдельных критериев и их совокупностей. В частности, на Южно-Казахстанском

но-Казахстанском рудном поле. По С.А. Акылбекову:

метрического поля; 2 — надинтрузивная зона гранитного интрузива, установленные предполагаются скрытые аликальные и гребневидные выступы гранитов пермаемых по данным магниторазведки; 3 — контуры вторичных ореолов рассеяния вольфрама при содержании его 0,04 %, 4 — площади, недостаточно перспективных в отношении поисков новых рудных объектов, требующих: 5 — с одним признаком оруденения, 6 — с совмещением двух признаков оруденения, 7 — с совмещением трех признаков оруденения, 8 — с совмещением четырех признаков оруденения, 9 — с совмещением пяти признаков оруденения, 10 — с совмещением шести признаков оруденения, 11 — с совмещением семи признаков оруденения, 12 — с совмещением восьми признаков оруденения, 13 — с совмещением девяти признаков оруденения, 14 — с совмещением десяти признаков оруденения

рудном поле самыми информативными оказались геологические критерии и в первую очередь те из них, которые непосредственно связаны со строением рудных тел и их минеральными признаками.

Информативность отдельных критериев прогнозной оценки Южно-Казахстанского рудного поля понижалась в следующем порядке: структурно-морфологический тип — 1,00; ориентировка рудовмещающих трещин — 1,00; наличие рудной минерализации — 0,92; контактово-метаморфические изменения — 0,75; геолого-структурная позиция — 0,73; гидротермально-метасоматические изменения — 0,73; сложность геологического строения — 0,65; содержание W — 0,62; Mo — 0,61; ориентировка разрывных нарушений — 0,61; содержание Bi — 0,53; As — 0,53; Sn — 0,53; удельное электрическое сопротивление — 0,52; плотность пород — 0,50; вызванная поляризуемость — 0,49; магнитная восприимчивость — 0,49; содержание Pb — 0,49.

В ходе прогнозной оценки типовых рудных полей было установлено: 1) наилучшие результаты обеспечивает использование для прогнозной оценки нескольких групп критериев, включая геологические (геолого-структурные, петрографические), геохимические и петрофизические; 2) геофизические критерии оказываются полезными при разработке их на основе соответствующих физико-геологических моделей; 3) самая объективная количественная прогнозная оценка по совокупности наиболее значимых критериев с применением ЭВМ, как базирующаяся на самой полной информации, учитывающей исключительность прогнозируемых объектов и вместе с тем аналогию их с известным разведанным месторождением; 4) в качестве предварительной экспрессной прогнозной оценки можно рекомендовать использование мультипликативного показателя перспективности по геологическим критериям и геохимического метода по первичным ореолам вольфрама (с сопутствующим рудным элементом) с обоснованием глубины распространения оруденения по коэффициенту зональности.

Основы методики локального прогнозирования и количественной оценки

Прогнозирование месторождений включает в себя научное обоснование места возможного нахождения определенного типа оруденения. При обосновании числа месторождений той или иной степени крупности прогнозирование будет полуколичественным, а при оценке величины прогнозных ресурсов оно рассматривается как количественное. Осуществляется прогнозирование при различных масштабах исследований, но носит наиболее обоснованный характер при крупномасштабных работах. Крупномасштабный прогноз целесообразно осуществлять после завершения детальных работ по геологическому картированию масштаба 1:50 000 — 1:10 000 и после каждой стадии разведки рудоносных объектов. Таким образом, прогноз — необходимое промежуточное звено геологоразведочного процесса, в кото-

ром каждая последующая стадия реализуется при условии положительной оценки и прогноза, основанных на результатах проведенных работ.

Исходя из опыта геологопрогнозных работ КазИМСа, САИГИМСа, ЦНИГРИ и других организаций по различным видам рудных полезных ископаемых, а также работ ВИМСа по ряду рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова в различных районах СССР, количественное прогнозирование включает следующие этапы исследований [1, 4, 9, 12, 24, 30, 33, 37]:

- 1) геолого-геофизический, в том числе геолого-структурное картирование рудных полей и месторождений и составление объемной структурной модели рудного поля в динамике его развития;
- 2) выявление рудоконтролирующих факторов и обоснование критериев на основе закономерностей размещения и продуктивности оруденения, являющихся итогом комплексных исследований;
- 3) описание рудного поля или месторождения в значениях установленных критериев и выделение участков различной перспективности;
- 4) собственно количественное прогнозирование — составление геологопрогнозных карт и оценка на их основе прогнозных ресурсов.

В зависимости от степени соответствия модели реальным природным объектам находится уровень достоверности прогнозируемых ресурсов, их качества и количества.

В настоящее время особое значение локальный прогноз приобретает на территориях, примыкающих к действующим рудникам. В этом случае задача состоит не только в количественной оценке прогнозных ресурсов флангов и глубоких горизонтов разрабатываемого месторождения, но и в выявлении потенциала всего рудного поля. Решение этой задачи можно осуществить при помощи анализа закономерностей размещения оруденения, в особенности — вертикальной и горизонтальной зональности оруденения, структурных и литологических факторов его локализации, вертикального размаха и степени эродированности рудной колонны, основанного на показателях геохимических ореолов рассеяния и индикаторных соотношений элементов в надрудном, рудном и подрудном интервалах и т.п.

Как показывает опыт, крупномасштабное прогнозирование включает ряд операций по выявлению рудоконтролирующих структур и анализу распределения параметров оруденения. В первую очередь производится изучение структуры месторождения и динамики ее формирования, что достигается геолого-структурным картированием с целью создания картографической основы прогнозирования. В результате составления геологических погоризонтных планов и разноориентированных разрезов, отражающих рельеф кровли рудоносного гранитного массива, пространственную ориентировку рудных тел, зон их сгущения и т.п., формируется объемная модель месторождения [35]. Затем изучается распределение основных

параметров оруденения — содержания полезных компонентов, мощности рудных тел, их продуктивности; строятся планы, разрезы и графики, показывающие распределение оруденения по простиранию и на глубину в изолиниях различных параметров. Анализ этих материалов на основе ранее установленной геолого-структурной модели месторождения позволяет выявить основные рудоконтролирующие факторы, расшифровать внутреннюю структуру всего месторождения и отдельных рудных тел. При этом, как правило, выявляется горизонтальная и вертикальная зональность оруденения, что в конечном итоге помогает определить вертикальный размах оруденения и тем самым подойти к оценке перспектив флангов и глубоких горизонтов месторождения. Эта общая схема основных прогнозных операций может быть во многих аспектах детализирована применением специальных геофизических и минералого-геохимических методов.

При осуществлении локального прогнозирования следует учитывать:

1) прогнозно-оценочные критерии в основном сохраняют значение лишь в пределах той геологической обстановки, в которой они установлены. Поэтому каждому рудному полю разных провинций должна соответствовать самостоятельная легенда прогнозной карты;

2) прогноз должен выполняться на основе равномерно изученной территории; при отсутствии на отдельных ее участках хотя бы части информации эффективность прогноза уменьшается;

3) перечень критериев и выбор шкалы для их измерения зависят от масштаба исследований; при изменении масштаба соответственно меняются набор критериев и их ранжирование;

4) иногда оказывается полезно использовать при прогнозе возможно большое число методов с обобщением их результатов в виде комплексных показателей.

При локальном прогнозе необходимо обеспечить сопоставимость масштабов прогнозируемых объектов и той геологической информации, которая используется при разработке и обосновании прогнозно-оценочных критериев. Особо важное значение имеет соблюдение условия сомасштабности при количественном прогнозировании. В этом случае количественное описание свойств, изменчивости оруденения, закономерностей его распределения должно соответствовать детальности в зависимости от иерархического уровня прогнозируемого объекта — рудного тела (масштаб 1:500—1:2 000), месторождения (масштаб 1:5 000—1:10 000), рудного поля или рудного узла (масштаб 1:20 000—1:50 000). Нарушение этого условия неизбежно ведет к неправомерному осреднению значений количественных характеристик, относящихся к разномасштабным элементам строения рудных объектов, и в результате к искажению объективно существующих закономерностей [13].

При количественной прогнозной оценке минеральных ресурсов вольфрама, как и других рудных полезных ископаемых, необходимо располагать информативной совокупностью геологических данных, в числе которых первостепенное значение имеют следующие:

1) рудно-формационный тип оруденения, определяющий его масштабность и уровень продуктивности. Как известно, в рудах разных формационных типов содержание триоксида вольфрама обычно изменяется в определенных пределах (в %): в скарновых 0,25—1,5, в жильных 0,5—1,5, в грейзеновых 0,3—0,5, в штокверковых 0,1—0,3;

2) данные, характеризующие экстенсивность оруденения. Они представляют собой параметры объема оруденения: площадь его локализации и глубину распространения. Представления о площади оруденения могут быть составлены, исходя из первичных или вторичных ореолов рассеяния, устанавливаемых на основе литохимической или шлиховой съемки, а также опробования коренных выходов пород в обнажениях, канавах или керны поисковых скважин. При этом могут оказаться полезными результаты картирования метасоматически измененных пород, геофизических (магнитометрических и гравиметрических) съемок, позволяющие в известной мере определить глубину залегания скрытых куполов рудоносных гранитоидов. На этой основе прогнозируется вертикальный диапазон продуктивного оруденения с учетом его вертикальной зональности по геохимическим ореолам, вычисленным исходя из концентраций надрудных, рудных и подрудных элементов. При этом там, где это возможно, следует учитывать типоморфные особенности рудных и жильных минералов и черты их пространственной изменчивости;

3) качественная минералого-технологическая характеристика руд, основанная на видовом минеральном составе и текстурно-структурных особенностях руд, указывающая на их принципиальную пригодность для извлечения концентратов вольфрамовых минералов и других попутных полезных компонентов или пространственно сближенных иных полезных ископаемых.

Установление критериев локального прогнозирования на основе закономерностей локализации оруденения (на примере объектов жильно-прожилкового морфологического типа оруденения)

Для успешного прогнозирования гидротермально-жильно-штокверковых месторождений вольфрама целесообразно опираться на ту часть информации, которая так или иначе связана (коррелируется) с месторождениями данного формационного типа. При этом, с одной стороны, необходимо использовать опыт, накопленный в рудной геологии при комплексном изучении вольфрамовых месторождений, с другой — привлекать сведения о специфических особенностях конкретных вольфрамовых объектов в полях прогноза, установленные в виде закономерностей и факторов локализации оруденения в процессе его изучения. Выявленная таким образом информация представляется в виде более подробных, конкретных понятий и величин, которые можно оценить количественно по степени их связи с масштабами оруденения. Эти элементы информации как наиболее полезные для прогноза и удобные в использовании называются

критериями крупномасштабного прогнозирования (прогнозно-оценочными критериями).

Установление прогнозно-оценочных критериев — наиболее ответственное звено прогнозирования. Эти критерии нередко устанавливаются, исходя из теоретических представлений исследователя на генезис и ход локализации оруденения. Таких представлений бывает немало, и от того, насколько они соответствуют реальной действительности, в конечном итоге и зависит качество прогнозирования. Учитывая еще слабую разработку теории рудообразования в целом и применительно к отдельным рудно-формационным типам месторождений в частности, наиболее надежной основой формирования комплекса прогнозно-оценочных критериев служат эмпирические закономерности распределения и локализации оруденения.

Как было отмечено ранее, эти закономерности свойственны в целом тому или иному рудно-формационному типу вольфрамовых месторождений. Применительно к отдельному рудному полю или месторождению они дополняются локальными закономерностями, проявленными в пределах конкретного исследуемого объекта. Поэтому прогнозные карты и легенды каждого рудного поля будут отличаться нагрузкой, обусловленной локальными критериями.

Различие в наборе критериев и их относительной роли будет зависеть от масштаба работ. При крупномасштабном прогнозировании ведущая роль принадлежит критериям, которые обусловлены структурной позицией оруденения, структурными типами рудных тел, степени их эродированности, вертикальной и горизонтальной зональностью оруденения, данными индикаторных отношений геохимических элементов в надрудных, рудных и подрудных ореолах рассеяния, а также особенностями рудовмещающей разреза и выделением благоприятных горизонтов горных пород — геохимических барьеров [18, 38].

Существенное значение при прогнозировании и оценке имеет определение промышленного типа и формационной принадлежности месторождения. Анализ распространения промышленных типов вольфрамовых месторождений по трем рудным формациям (оловянно-вольфрамовой, молибден-вольфрамовой и полиметаллически-вольфрамовой) показывает, что крупные и уникальные по запасам вольфрамовые месторождения чаще других принадлежат к молибден-вольфрамовой формации. Однако наличие среди месторождений этой формации средних и даже мелких объектов не делает формационный критерий единственным и универсальным. Поэтому необходимо располагать возможно большим числом прогнозно-оценочных критериев, устанавливаемых в процессе крупномасштабных комплексных исследований рудных полей и месторождений на основе выявления закономерностей локализации оруденения.

Все критерии в зависимости от способа их изучения, точности и характера выражения определенных геологических особенностей и закономерностей могут быть разделены на относительно самостоятельные однородные группы.

Геолого-структурные критерии, как правило, находят отражение в крупномасштабной геолого-структурной карте и на серии прилагаемых к ней разрезов и схем, в том числе планов в изолиниях значений тех или иных структурных параметров, например жильно-прожилковой массы, плотности штокверка, средней мощности прожилков, удельной площади или объема рудоносных образований и т.д. Геолого-структурные критерии выражают позицию месторождения относительно материнского интрузива, региональных структур и соотношения его со структурами рудного поля близкого порядка.

Минералогические критерии должны раскрывать закономерности распределения в рудном поле различных гипогенных минералов и их ассоциаций. Особый интерес для выявления информативных критериев могут представлять пространственные закономерности распределения парагенетических ассоциаций минералов — индикаторов рудного процесса. При этом наиболее ценно картографическое обобщение минералогической информации, при котором распределение отдельных минералов и их ассоциаций увязано с основными структурными элементами.

Геохимические критерии — важное дополнение геолого-структурных критериев они разрабатываются в ходе детализации перспективных участков уже на начальных стадиях геологоразведочных работ главным образом по данным крупномасштабных литохимических съемок. Неотъемлемое их звено — отстройка поэлементных ореолов рассеяния. При этом полезным оказывается расчет показателей зональности для оценки относительного уровня эрозионного среза аномальных участков.

В числе петрографических критериев ведущее значение принадлежит тем, которые выявляются при картировании метасоматически измененных пород, проводимого в процессе геолого-структурной съемки рудного поля. На месторождениях каждого генетического типа метасоматические изменения проявлены не одинаково и с различной интенсивностью. Даже в пределах полей генетически однотипных месторождений они имеют свои особенности. Поэтому при формировании петрографических критериев важны не только картирование, но также выбор опорных разрезов с отстройкой на них по наиболее густой сети наблюдений границ разных типов метасоматических образований в изолиниях интенсивности их проявления.

Петрофизические критерии основываются на измерениях физических свойств рудоносных пород в образцах, отобранных при площадной съемке. Они характеризуют плотность, пористость, а также их прочностные, магнитные, электрические свойства. Штокверковые месторождения в отличие от скарновых и колчеданных, обладающих контрастной петрофизической моделью, характеризуются отсутствием четких границ по всем параметрам и статистическими распределениями значений физических свойств пород и руд, значительно перекрывающихся между собой.

М.К. Сердюковым и А.А. Смеловым показано, что по отдель-

ным характеристикам невозможно составить законченное представление о пространственном положении рудной зоны, ее морфологии, элементах залегания и внутреннем строении. В связи с этим привлечение комплекса петрофизических характеристик, представленных в обособленном виде на основе объединения нормированных отклонений параметров от средних (фоновых) величин, позволяет более успешно решать указанные задачи [31].

Геофизические критерии характеризуют главным образом грави- и магнитометрические поля, полученные при пешеходной и аэрогеофизической съемке. Методика использования геофизических полей в качестве критериев заключается в построении объемной физико-геологической модели изучаемого поля при крупномасштабном объемном моделировании рудного поля и месторождения.

Выбор и обоснование прогнозно-оценочных критериев необходимо производить на примере типовых, хорошо изученных объектов, т.е. разведанных и достаточно вскрытых на глубину горными выработками и скважинами. При разработке критериев наряду с их разделением на группы — геолого-структурные, петрографические, геохимические, минералогические, геофизические, петрофизические и т.д. — важно учитывать роль той или иной группы в качестве критериев на соответствующих стадиях геологоразведочного процесса. На стадии общих поисков и поисково-оценочных работ целесообразно использовать критерии, разработка которых возможна на основе главным образом материалов геологической съемки и не требует большого объема лабораторных и геофизических анализов и измерений. Широкое применение последних становится необходимым на стадиях предварительной и особенно детальной разведки, когда вырабатываемые критерии должны обеспечить надежность локального, в том числе и глубинного, прогноза в объеме всего рудного поля.

Для целей крупномасштабного количественного прогнозирования штоковеркового вольфрамового оруденения месторождений молибден-вольфрамовой формации на территории Центрального и Южного Казахстана авторы использовали комплекс прогнозно-оценочных критериев (см. табл. 13, 14), разработанный на примере двух детально разведанных кварц-вольфрамитового и кварц-шеелитового типовых рудных объектов Казахстана, с привлечением дополнительной геолого-геофизической информации по другим месторождениям этого формационного типа.

Существенный элемент крупномасштабного прогнозирования и оценки — предварительное картографическое изображение критериев и их изменчивости в пространстве: на геолого-структурной карте, разрезах, схемах и накладках, в изолиниях их значений (содержаний, интенсивности, удельной плотности и т.д.). Поэтому важной операцией над прогнозно-оценочными критериями для перевода на картографическую основу является выбор шкалы их измерения.

Количественные характеристики могут быть получены для всех групп критериев, что определяет возможность их использования

для прогноза в максимально полном объеме. Возможны три уровня оценки значений (ранжирования) критериев: в арифметических величинах, в баллах и в значениях „1” (наличие) и „0” (отсутствие).

Арифметическая шкала применяется главным образом для геохимической, петрофизической и геофизической групп критериев. Она измеряет как величину критерия (например, содержание химического элемента или величину конкретного физического свойства), так и значение какого-либо рассчитанного показателя, вторичного по отношению к первичным (например, индикаторные отношения элементов, ранговая корреляция и пр.). Иногда первичный критерий оказывается сложным и требует для полноты извлечения информации разделения на ряд простых. Например, характер и интенсивность геофизического поля удобно представлять в виде трех отдельных критериев: среднее значение, градиент, изрезанность. В данном случае это связано с тем, что необходимо оценить дискретно в общем-то непрерывную величину. Арифметическая шкала имеет то преимущество, что позволяет получить истинные (в пределах точности измерений) значения критериев. Однако она не может использоваться для всей совокупности критериев.

Собственно геологические критерии (геолого-структурные, минералогические, петрографические) часто могут оцениваться лишь качественно или в крайнем случае полуколичественно. Тем не менее эти критерии также должны быть формализованы и переведены в цифровые величины, что достигается их ранжированием в баллах. В данном случае вес каждого критерия оценивается в пределах определенной для него балльной шкалы в зависимости от того вклада, который вносит критерий в обеспечение надежного решения задачи прогнозирования. С этой точки зрения, чем выше значение критерия, тем больше диапазон его шкалы. Балльная система применима при картировании измененных пород, деформаций, текстурных признаков и т.д. Даже при наличии данных для цифровой оценки геологических критериев (например, трещиноватости, содержания полезного компонента и т.д.) целесообразно оперировать баллами, характеризующими определенные интервалы значений. Рекомендуется несколько приемов ранжирования критериев в баллах:

а) подсчет числа случаев участия определенного критерия в качестве главного или второстепенного в формировании рудных тел различных типов;

б) статистический учет количества запасов руды или металла, приходящихся на рудные тела, в которых проявлен в той или иной мере соответствующий критерий. Для каждого рудного типа выделяются главный критерий и эквивалентные ему запасы. Переход к шкале баллов осуществляется приведением полученных значений к общему наименьшему значению;

в) ранжирование критериев на основе значений коэффициентов корреляции, вариации и других зависимостей от масштабов оруденения (запасов).

Таким образом, количественная оценка значимости критерия

Методика решения прогнозных задач включает содержательную их постановку с учетом конкретных геологических условий и требований к виду и качеству исходной информации. В каждом конкретном случае для определенной геологической ситуации оказываются приемлемыми не все известные методы и приемы прогнозирования. Целесообразность выбора оптимальных методик из арсенала уже разработанных определяется не только спецификой задачи, но и необходимостью при ее решении заданной точностью прогноза. Чем больше требуемая точность, тем большими должны быть достоверность и полнота исходных данных (критериев), тем выше обоснованность и детальнее разработка применяемой методики прогнозирования. Эти требования прежде всего относятся к крупномасштабному количественному прогнозу.

После выявления критериев и описания их значений на всей площади рудного поля на первый план выдвигаются обобщение, синтез и учет совместного влияния критериев на достоверность прогноза. Непосредственно использовать совокупность отдельных критериев для количественного расчета прогнозных ресурсов не представляется возможным из-за того, что большинство из них лишь косвенно связано с образованием промышленных руд. Поэтому основной задачей становится получение таких синтетических обобщенных показателей, которые, будучи основанными на комплексе критериев, описывающих каждый объект прогноза, позволяли бы количественно оценить его промышленные перспективы.

Существуют различные методы прогнозирования, применяемые на разных стадиях поисково-разведочных работ в зависимости от масштаба исследований. Во всех случаях применение того или иного метода должно начинаться с качественного анализа критериев, их однородности и информативности. Расчеты по всей совокупности критериев, без должного ее осмысления на каждом этапе, как правило, не являются эффективными. Формирование однородных групп критериев и выбор шкалы для их измерения при описании объектов прогноза, как показано в предыдущем разделе, осуществляются на предварительном этапе. Здесь же можно производить оценку информативности отдельных, измеряемых в баллах критериев путем изменения их шкалы с введением рангов максимальных значений. После выделения однородных групп с ранжированными критериями там, где это возможно, на их основе производится прогнозирование по какой-либо методике вручную или с помощью ЭВМ.

Методы прогнозирования без ЭВМ обычно основываются на непосредственном опыте того специалиста, который их применяет. Арсенал этих методов может быть очень широким, поскольку каждый из них складывается в результате индивидуальных представлений о генезисе рудных месторождений и закономерностях рудообразования. Из-за ограниченных возможностей расчетного аппарата прогнозист-эксперт использует, как правило, небольшую по объему

устанавливается, исходя из корреляционной связи его с полезной минерализацией и другими параметрами рудных тел. Чем устойчивее эта связь, тем большее значение в баллах отводится критерию. При этом определяются закономерности искомой корреляции. Например, для эндоконтактовых (штокверково-грейзеновых) месторождений вольфрама выявляется прямая значимая корреляция рудоносных образований с куполами гранитов. Детализируя этот критерий, можно в зависимости от размеров, формы и склонов купола и пр. градуировать каждый из этих параметров по двух-, трех- или пятибалльной шкале, исходя из особенности проявления параметра (критерия) в позиции рудных тел. Прием относительной оценки критериев в баллах имеет главный недостаток в упрощении реально существующих связей критерия с оруденением, обычно более сложных и в той доли субъективизма, которую привнесит каждый исследователь в эту операцию. Тем более этот способ не позволяет достаточно точно сравнивать вес критериев между собой. Например, роль типа разломов и типа пород явно неравноценна в формировании месторождения, хотя обоим критериям в наших расчетах нередко придается одинаковое значение в баллах.

Третий способ ранжирования наиболее прост, так как в этом случае критерий принимает два возможных ответа: „да” или „нет”. Ясно, насколько велика условность такого ответа в реальной геологической обстановке. Его применение возможно только в условиях оценки крупных однородных объектов в целом, а также при их достаточном количестве, т.е. для целей регионального прогноза. Поэтому такой способ оценки критериев для целей крупномасштабного прогнозирования не рекомендуется.

Следующей операцией после установления критериев и их описания в балльной или арифметической шкале является выбор способа отбора значений критериев на прогнозируемой площади. Здесь следует исходить из двух принципов: равномерности площадной оценки критериев и однородности оцениваемых участков. Опыт крупномасштабного прогнозирования на жильно-штокверковых вольфрамоносных полях показывает, что лучше всего этим двум принципам удовлетворяет разбиение территории на равные по площади ячейки, размер которых определяется путем анализа однородных участков эталонных месторождений. Геолого-структурную карту рудного поля рекомендуется разбить на элементарные ячейки размером, не допускающим пропуска промышленных рудных тел. Значение каждого критерия определяется как средневзвешенное и распространяется на всю ячейку. Для наглядности полученные карты критериев могут быть вычерчены в изолиниях. Для удобства дальнейшей обработки следует составить таблицы, в которых элементарные ячейки разделяются в соответствии со значениями отдельных критериев.

часть критериев, которой он владеет лучше всего и больше всего доверяет. Выбор эмпирического подхода определяется во многом интуицией геолога, что имеет свои как положительные, так и отрицательные стороны. Однако в большинстве случаев личный опыт скорее консервативен, чем прогрессивен. В результате этого вносимый им „здоровый смысл” особенно ценен при интерпретации результатов прогноза, полученных формальными методами с помощью ЭВМ. Простейший способ экспертного прогнозирования — прием усиления контрастности совместного влияния критериев на перспективность оцениваемых объектов, что достигается суммированием или перемножением их значений. Этот метод прогноза через так называемые аддитивный и мультипликативный показатели был применен авторами, в частности, на Центрально-Казахстанском рудном поле. Он основан только на хорошо ранжированной балльной шкале относительно независимых критериев и предполагает известную свободу эксперта при интерпретации результатов, которая состоит в выборе порога для разделения перспективных и неперспективных объектов. Путь совершенствования этого простейшего метода экспертного (эмпирического) прогнозирования заключается в выборе из исходных данных наиболее информативных совокупностей критериев и внесении в интерпретацию количественных данных, ограничивающих субъективизм.

Необходимость максимального извлечения сведений из всей совокупности геолого-геофизических и геохимических данных приводит к анализу большого числа объектов в пространстве многоплановых по содержанию и информативности критериев. При этом возникают трудности, присущие многомерным задачам, решение которых предопределяет использование вероятностно-информационных методов и ЭВМ. Этот подход получает все большее признание при прогнозировании [6, 11, 13, 18, 30, 36, 41, 47]. Использование какого-либо формального подхода к решению конкретной геологической задачи требует разработки определенной технологии. Общая схема постановки и решения геологопрогнозных задач методами распознавания образов включает следующие этапы: 1) анализ исходных данных и априорных предположений с целью постановки задачи; 2) выбор алгоритма ее решения; 3) решение задачи на ЭВМ; 4) анализ и интерпретация результатов.

Первоначальный этап технологической схемы — анализ исходных данных с целью определения возможности решения задачи с помощью ЭВМ. Этот анализ включает в себя оценку соотношений количества образов объектов, описывающих их свойства, представительности материала обучения, расположения объектов в пространстве критериев. Проведение такого анализа позволяет установить:

- присутствие в исходном массиве объектов двух и более классов;

- достаточно ли число достоверных объектов рудного и нерудного классов, которые можно использовать в качестве положительных и отрицательных эталонов;

- сходство и отличие эталонных рудных объектов в пространстве критериев с основной группой прогнозируемых объектов;

- представительность и компактность образов объектов с точки зрения алгоритмов распознавания. Важный момент при решении геологопрогнозной задачи — проверка информативности критериев и оптимизация их пространства. Известно, что исходная совокупность критериев часто бывает избыточной и содержит некоторые критерии, косвенная связь которых с образованием промышленных руд отсутствует или выражена весьма слабо. Поэтому первоочередной задачей является выделение из всей исходной совокупности критериев наиболее информативных, которые и должны служить основой количественного прогноза.

Существуют различные методики выбора информативных критериев в задаче прогнозирования. Основа решения этой задачи состоит в качественном анализе однородности и информативности критериев. Такой анализ включает формирование однородных групп, как показано ранее, и предварительную оценку информативности критериев в некоторых группах, где их значения измеряются в баллах. Эта операция заключается в ранжировании критериев с помощью измерения их в шкале баллов разного объема. При этом максимальное значение каждого критерия в баллах считается его рангом. Операция ранжирования в достаточной степени субъективна, но по существу верно отражает связь информативности отдельных критериев геологических групп с рангами и объемами их шкал в баллах. Для критериев, оцениваемых в арифметической шкале, далеко не всегда наблюдается прямая связь между значениями отдельных критериев и их информативностью. Установлено, например, что наиболее благоприятными для рудолокализации оказываются породы не с максимальным, а со средним значением пористости.

Формальный подход к решению задачи выбора информативных прогнозных критериев заключается в определении таких групп критериев, которые наилучшим образом разделяют рудные и нерудные объекты. Для определения информативности необходимо наличие хорошо изученного эталонного рудного поля, позволяющего сформировать представительный материал обучения. Полученный в результате решения этой задачи наиболее информативный набор критериев должен быть рекомендован для применения на сходном по геологической обстановке рудном поле, заслуживающем прогнозной оценки. В случае невозможности сформировать материал обучения класса нерудных объектов на основе эталонного рудного поля предлагаются следующие варианты использования имеющейся информации площади, подлежащей прогнозной оценке:

- а) выбирать в качестве материала обучения 1-го класса (рудных объектов) однородные участки промышленных месторождений и их флангов;

- б) определять участки, представляющие материал обучения 2-го класса (нерудных объектов) на основе анализа геологических критериев с помощью мультипликативного (аддитивного) показа-

теля и минимальных коэффициентов мер сходства с промышленными участками рудоносных полей.

При расчетах информативности критериев и их совокупностей можно использовать примененный авторами алгоритм „Информативность”. В частности, по Южно-Казахстанскому рудному полю наиболее информативная совокупность включила два критерия геологоструктурной группы. Сравнительная проверка эффективности прогноза по полной и ограниченной, наиболее информативной совокупности критериев дала обнадеживающий результат. В целом наиболее информативными оказались те критерии, которые теснее всего связаны со строением жильно-прожилковых тел и минеральными признаками оруденения. На следующем этапе технологической схемы прогнозирования анализируются различные варианты постановок задачи прогноза. В частности, на Центрально-Казахстанском эталонном рудном поле была предпринята попытка сформулировать ее как задачу таксономии. Однако из-за недостаточного числа объектов обучения, а также „исключительности” исследуемых объектов решение задачи в такой постановке не привело к положительному результату.

В настоящее время решение прогнозно-оценочных задач методами распознавания с использованием эталонов считается достаточно эффективным для мелкого и среднего масштабов исследований при сопоставительной прогнозной оценке значительного числа рудопоявлений и месторождений [6, 13, 36, 41]. В этих условиях всегда можно подобрать достаточное число объектов-эталонов для обучения и экзамена, описание которых в пространстве критериев допускает кодирование в системе „наличие” — „отсутствие” без существенной потери информации. Для крупномасштабного прогнозирования в пределах относительно локальных площадей, на которых эталоны месторождения присутствуют ограниченно, либо отсутствуют вовсе, вышеизложенный подход неприменим. Исходя из этого, а также учитывая, что целью количественного прогнозирования является определение степени перспективности отдельных объектов на выявление крупных рудных месторождений с дальнейшим расчетом в них прогнозных ресурсов, для решения подобных задач безэталонного прогнозирования рекомендуется использовать подход, опирающийся не только на принцип аналогии, но и на принцип исключительности. При этом предполагается отсутствие эталонных объектов при наличии априорных предположений о классах объектов. В рамках такого подхода для решения задачи рекомендуется алгоритм „Направленный поиск”, реализованный в пакете прикладных программ „Распознавание образов” (ППП „РО”) в ВИСе [18, 40].

Опыт прогнозирования на двух типовых вольфраморудных полях показал эффективность применения алгоритма „Направленный поиск”, учитывающего как исключительность рудных объектов в окружающем их геологическом пространстве, так и относительное сходство их между собой. Поэтому на этапе интерпретации результатов, полученных по заданной программе, целесообразно проведение

сначала раздельного анализа по мерам сходства и коэффициентам типичности, а затем совмещения результатов с целью создания общей основы количественного прогноза, как это стало возможным для рудного поля одного штокрверкового шеелитового месторождения. В других случаях наиболее полезными для прогноза оказываются только меры сходства.

При выделении перспективных совокупностей удобно и наглядно графическое представление результатов прогноза. Для этого выходная информация представляется в виде карт, составленных в изолиниях мер сходства и коэффициентов типичности, отражающих перспективность объектов. На каждой карте выбирается изолиния, наиболее точно оконтуривающая месторождение. Площади, ограниченные этой изолинией в других частях рудного поля, относятся к ряду перспективных. На их основе определяется численное значение (некий порог) для ограничения числа объектов перспективной совокупности. В качестве порога выбирается фланговая ячейка месторождения со значением меры сходства (коэффициента типичности), наиболее близким к значению выбранной изолинии. При крупномасштабных исследованиях оптимальный объем перспективной совокупности должен составлять 15—20 % от общей площади полигона прогноза. При наличии в рудном поле положительных и достоверных отрицательных эталонов эффективность прогнозных построений следует оценивать по числу ошибок невыделения в число перспективных известных рудных объектов и заведомо нерудных в рудные. Так как достоверность определения отрицательных эталонов в рудной геологии пока недостаточно высока, вторая ошибка прогноза менее значима, чем первая. Более того, при регулярном ее повторении в отношении какого-либо нерудного объекта нужно ставить вопрос о его переоценке.

Объем и точность исходной информации, определяющие в конечном счете эффективность прогнозных построений, зависят от того, в какой степени можно оценить ее количественно. Применение алгоритма „Направленный поиск” на двух типовых вольфраморудных полях Казахстана основано на использовании большого комплекса количественно оцененных критериев. Однако далеко не все площади, подверженные прогнозу, оказываются изученными в равной степени. Сбор комплексной информации по ним требует больших затрат времени и средств. Все это ставит вопрос о разработке так называемых экспрессных методик прогнозирования, которые на ограниченном числе по возможности наиболее информативных критериев позволяли бы оценить перспективы прогнозируемой территории с минимальными погрешностями. На этом пути были выбраны два способа экспрессной оценки перспектив рудных полей. Первый способ заключается в сохранении расчетного аппарата алгоритма „Направленный поиск”, исходную информацию для которого составляет наиболее информативная совокупность относительно независимых критериев, полученная по программе „Информативность”.

Второй способ основан на хорошо подготовленной, оцененной

в баллах группе геологических критериев, совместное влияние которых на перспективность участков рудного поля учитывалось в виде мультипликативного показателя. Этот способ подкупает простотой расчетов, выполняемых вручную, а также возможностью быстро описать прогнозную территорию в значениях критериев на основе одной, достаточно полной геолого-структурной карты крупного масштаба. Умелый выбор пороговой изолинии, ограничивающей перспективные площади, позволяет получать приемлемые прогнозные результаты. Однако их обоснованность из-за огрубления первичной информации за счет ее кодирования в баллах и субъективности самого метода расчета по сравнению с результатами, полученными с использованием ЭВМ, относительно ниже.

В общем по всем применявшимся авторами методам эффективность прогноза снижалась в ряду: геологические — геохимические — петрофизические критерии, что, безусловно, отражает меру их информативности с точки зрения достижения результата прогноза. Это во многом объясняется тем, что геологическая информация в аспекте выявления критериев подверглась наилучшей предварительной обработке. В частности, на Центрально-Казахстанском месторождении были рассчитаны коэффициенты корреляции каждого геолого-структурного критерия с масштабами оруденения и уже на основании этого произведено их ранжирование в баллах. С другой стороны, геохимические критерии, отражающие содержания или продуктивность химических элементов рудного комплекса, были взяты в их абсолютных значениях по всему рудному полю, и, хотя такие из них, как W и Mo, очевидно, более положительно связаны с оруденением данного типа, количественные зависимости остальных сложнее и неопределеннее. Еще в большей степени это касается группы петрофизических критериев. Следовательно, основное направление совершенствования прогноза — более тщательная подготовка исходной информации в виде критериев. Необходимо эффективнее использовать различные индикаторные характеристики отношений, как рудных элементов, так и петрофизических свойств. Другим направлением повышения эффективности прогнозирования является создание единой, детально разработанной технологической схемы прогнозных расчетов, максимально использующей возможности ЭВМ. Необходимо автоматизация в этой схеме всех процедур, которые могут быть формально описаны, начиная от снятия информации с исходных графических материалов вплоть до выдачи прогнозных карт в изолиниях каких-либо коэффициентов, количественно выражающих перспективность участков территории, подвергаемой прогнозу.

Прогнозные ресурсы рудных полей и месторождений (категории P_1 и P_2) определяются по результатам поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000—1:25 000—1:10 000 в пределах перспективных площадей, выделенных в районах ранее оцененных рудных объектов на основе геолого-структурных, геохимических, геофизических и других специализированных карт, с использованием всех данных поискового опробования и проверки выявленных аномалий. При этом

прогнозные ресурсы подразделяются по минеральным и структурно-морфологическим типам оруденения с оценкой вероятных глубин их залегания и соотношений в них убогих, рядовых и богатых сортов руд. Все это, а также представления о форме и условиях залегания оруденения каждого минерального типа прогнозируются на основе выявленных закономерностей локализации оруденения, его вертикальной зональности, установленных на разведанном месторождении-эталоне, расположенном в пределах оцениваемого рудного поля. Методическая основа крупномасштабного количественного прогнозирования предусматривает определенную последовательность, системность геологопрогнозных операций: геолого-геофизическое объемное изучение рудного поля; выявление рудоконтролирующих факторов на основе закономерностей размещения оруденения; выбор и ранжирование критериев; ручную или машинную обработку цифровых показателей критериев; составление прогнозных карт с количественным подсчетом ресурсов; определение очередности перспективных участков для постановки поисково-оценочных работ. Для повышения достоверности оценки прогнозных ресурсов рекомендуется применять комплекс методов, дополняя методы аналогии прямыми расчетами по геохимическим ореолам рассеяния главных рудных элементов или по установленной продуктивности оруденения с геометризацией и экстраполяцией перспективных блоков на флангах и глубоких горизонтах разведанных месторождений.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ВОЛЬФРАМА

Основу прогнозных карт составляют структурные элементы, поэтому их нередко именуют структурно-прогнозными и понимают под ними схематизированный структурно-геологический план, на котором детально отражены зоны влияния рудоконтролирующих факторов (в их грациях), выделены оконтуренные линиями значений рудоконтролирующих факторов однородные участки и дана оценка их продуктивности в цифрах прогнозных запасов. Составлению собственно прогнозных карт предшествует анализ разнообразных картографических материалов-планов и разрезов, обычно в изолиниях структурных, геохимических и других параметров. В результате снятия информации с упомянутых графических материалов, ее анализа и обработки по той или иной методике составляется итоговая структурная карта рудного поля в масштабе 1:10 000 или 1:25 000 с выделением на ней перспективных площадей. Эти площади оконтуриваются по равным значениям каких-либо синтетических показателей перспективности, рассчитанных на основе прогнозно-оценочных критериев. Среди них выделяются площади различной степени перспективности (весьма перспективные, перспективные, малоперспективные и неперспективные). Оценка продуктивности выделенных площадей в каждом конкретном случае производится с учетом структурно-морфологического типа рудных тел, степени рудонасыщенности

ти, благоприятности рудовмещающего разреза и т. д. Если по меньшей мере один из выделенных таким образом участков изучен в отношении запасов полезных компонентов, то он служит базой для определения удельных запасов, приходящихся на единицу показателя перспективности. Полученная величина используется для количественного расчета прогнозных ресурсов других перспективных площадей с одновременным учетом объемов минерализованных пород и ожидаемых содержаний в них полезных компонентов. В такие расчеты вносятся поправки для периферии рудного поля и нижних горизонтов в соответствии с установленными количественными показателями зональности оруденения.

На структурно-прогнозной карте приводятся диаграммы, характеризующие ресурсы, соотношение в них бедных, рядовых и богатых руд, а также их структурно-морфологических типов. На этой карте, как было показано на примере двух типовых рудных полей Казахстана, отражаются площади, разведанные по промышленным категориям, и площади с количественной оценкой прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 . Следует отметить, что выделение на прогнозной карте перспективных площадей с прогнозной количественной оценкой ресурсов категорий P_1 и P_2 производится по одному из вариантов оконтуривания в зависимости от метода обработки прогноз-оценочных критериев. При этом учитываются структурные особенности прогнозируемых рудных полей и месторождений. Так, например, геолого-прогнозные карты штокверковых рудных полей центральноказахстанского типа составляются с учетом общей кольцевой структуры рудного поля, морфологии кровлевой поверхности, отстроенной в изолиниях, и степени трещиноватости рудовмещающего субстрата. По возможности сама карта и сопровождающая ее легенда не должны быть перегружены. В противном случае рекомендуется разделить ее на две, три и более.

При использовании методов прогнозной оценки, апробированных на примере отмеченных выше типовых рудных полей, необходимо учитывать следующее. Метод количественной оценки по геохимическим данным, основанным на ореольных содержаниях главного полезного компонента, следует применять с учетом вычисленного показателя зональности для различных частей рудного поля. В этом случае оценка прогнозных ресурсов корректируется, исходя из степени эродированности оруденения.

Методы "Направленный поиск" и "Мультипликативный показатель перспективности" создают более надежную основу для количественного прогноза, дальнейший переход к которому осуществляется путем детерминирования прямой зависимости количества ресурсов на прогнозируемых площадях от оценки этих площадей в значениях мер сходства, коэффициентов типичности или произведений баллов. То, что эта зависимость существует, а также то, что она прямая и положительная, следует из анализа значений вышеперечисленных показателей на участках детально разведанных месторождений. Так, коэффициенты пропорциональности этих значений с разведан-

ными запасами месторождений послужили переводными коэффициентами для расчета количества прогнозных ресурсов на упомянутых рудных полях. Однако простое перенесение этих зависимостей, установленных для месторождений на территории примыкающих полей, чревато ошибками. Поэтому в каждом конкретном случае для выявления перспективных площадей следует применять соответствующие поправочные (корректирующие) коэффициенты, которые учитывали бы влияние наиболее важных с точки зрения прогноза факторов: средних содержаний полезных компонентов, глубины эрозионного среза и т. д.

Комплексирование всех методов с количественным подсчетом прогнозных ресурсов по ним в условных единицах и относительных процентах позволяет составить обобщенные прогнозные карты рудных полей. На таких картах контуры перспективных участков должны быть увязаны с основными структурными элементами, что отвечает их содержанию как структурно-прогнозных карт. Выделенные перспективные участки разделяются по очередности постановки на них поисково-разведочных работ.

При переходе к все более крупному масштабу роль критериев меняется: второстепенные могут оказаться главными и наоборот. Например, при региональном прогнозировании в центральном Казахстане и выделении перспективных площадей главным критерием является магматический — наличие позднепермских массивов лейкократовых гранитов акчатауского комплекса. При более локальном прогнозировании существенным становится наличие малых их выходов и скрытых куполов с развитием преимущественно поздних фаз гранитов. Таким образом, при локальном прогнозировании на первое место выходят детали строения апикальных частей рудоносных массивов и надынtruзивной зоны, степень проявления в них позднемагматических процессов и предрудной подготовки рудовмещающей среды с образованием высокопористых и интенсивно-трещиноватых коллекторов.

В зависимости от изученности территорий и степени разработки тех или иных критериев находятся и особенности локального прогнозирования и составления крупномасштабных прогнозных карт. Так, за основу составления детальных прогнозных карт в Рудных горах (ЧССР) были приняты магматические (петрографические) и геофизические (гравиметрические) критерии, а именно: в перспективный контур выделялись площади развития поздних литий-фтористых гранитов, пространственно совмещенные с гравиминимумами. В Центральном Казахстане в перспективные надынtruзивные зоны выделялись площади, характеризующиеся наряду с двумя указанными критериями высокопродуктивными геохимическими ореолами W, Mo, Bi, Be, Sn, Pb, Zn, проявлением рудной минерализации жильно-штокверкового и штокверкового типов, наличием наряду с контракционными рудовмещающих тектонических трещин сколового типа вертикальной или близкой к ней ориентировки. В другой геологической обстановке, подобной Ктитебердинскому месторождению

на Северном Кавказе, в числе главных прогнозно-оценочных критериев оказывается литологический: наличие высокопродуктивной штокерковой кварц-шеелитовой минерализации определяется ее пространственным развитием в пределах пластообразных амфиболитовых тел.

Близкая геологическая обстановка может характеризоваться распространением кварц-шеелитовых штокерков в пределах широко развитых даек аплитов и гранит-порфиоров, которая отмечается на площади Бурановского рудного поля на Южном Урале.

Сложнее оказывается ситуация для прогнозирования и оценки, когда на площади единого рудного поля проявлено несколько структурно-морфологических типов оруденения: залежно-скарнового, жильного и штокеркового. Но всегда при этом сохраняется принципиальный подход к применению и использованию прогнозно-оценочных критериев — от общих к частным (от региональных к локальным) и от главных к второстепенным по мере увеличения детальности карт.

Многолетняя геологопоисковая практика показывает, что в целом наибольшая надежность при поисках и разведке принадлежит геолого-структурным (геотектоническим), магматическим (петрофизическим), геохимическим и геофизическим критериям, которые должны получить наиболее отчетливое отражение на прогнозных картах. Увеличение числа критериев в связи с недостаточной разработкой минералогических, петрофизических и других факторов не всегда повышает эффективность прогноза и оценку; нередко, наоборот, снижает их достоверность в связи с возникновением шумовой ситуации или снижением показателей основных критериев. В частности, нами при методическом экспериментировании работоспособности различных критериев на примере штокерковых месторождений вольфрама Центрального и Южного Казахстана достигнуты наилучшие результаты прогнозной оценки на основе использования геолого-структурных, геохимических и петрографических критериев и соответствующего отражения их количественных показателей на картах прогноза.

ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

Олово широко распространено в земной коре и характеризуется способностью концентрироваться в соответствующих геолого-структурных условиях, образуя промышленные скопления оловянных руд различных минеральных, промышленных и формационных типов. Такие скопления олова имеют преимущественную связь с кислыми калиевыми постскладчатыми гранитоидными комплексами, приурочены к особым геоструктурным элементам земной коры и находятся в генетической и пространственной связи с определенным петрохимическим и геохимическим составом гранитоидными комплексами.

Проявления олова различного масштаба и минерального состава

руд связаны со следующими оловорудными формациями: оловоносных редкометальных пегматитов, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и риолитовой (деревянистого олова); включающими ряд морфологических, минеральных и промышленных типов оловорудных месторождений [17]. Наиболее существенное прикладное значение имеют месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. Геологические особенности их формирования и размещения служат научной основой прогнозирования сырьевого потенциала различной достоверности, а также для поисков оловорудных месторождений. Одновременно большая часть проявлений оловорудных формаций является коренными источниками образования россыпной оловоносности различных масштабов.

Примечателен факт закономерного изменения состава минеральных оловоносных комплексов в истории развития коры и крупных геологических структур, например, если оловянное оруденение приурочено к докембрийским — нижнепалеозойским гранитоидным комплексам и преимущественно представлено формацией оловоносных редкометальных пегматитов, то для неогена, соответственно, наиболее типично оруденение касситерит-сульфидной формации, а оруденение касситерит-силикатной формации древнее позднего палеозоя пока неизвестно.

Установлено также, что вмещающие оруденение породы, за исключением карбонатных и гранитоидных, не оказывают существенного влияния на состав минеральных оловоносных комплексов. Вместе с тем эти породы, особенно их физико-механические свойства, во многом предопределяют морфологию и размеры рудных залежей, а следовательно, масштабы оловянного оруденения.

В оловорудных проявлениях олово представлено в основном (около 85 %) окисным его соединением — касситеритом, стanniном и др. (до 15 %) сульфидными соединениями, часто в ассоциации с более редко встречающимися сульфидами олова (тиллит, франкит и др.). Незначительные, местами повышенные концентрации олова также связаны в соединениях с бором (гулсит и др.) и другими силикатными минералами скарнов — гранатами.

Оловянное оруденение пространственно размещено в геосинклинально-складчатых областях типа *C* и *D*, / по В.И. Смирнову [32], зонах активизации срединных массивов шитов и платформ, подвергшихся воздействию складчатых рудоносных структур, а также в молодых вулканических поясах. На территории СССР оно по возрасту формировалось в интервале от среднего протерозоя (1460—1500 млн. лет) в Северном Приладожье Карельской АССР до позднего олигоцена (34—30 млн. лет) в Корякском нагорье на Камчатке. В зарубежных странах возраст оловянного оруденения изменяется от 2650 млн. лет на территории Центральной Африки до 10—15 млн. лет на юге Боливии. Таким образом, оруденение олова в мире связано с разновозрастными тектоно-магматическими циклами и эпохами: докембрия, байкалит, каледонид, герцинит, мезозой и альпид.

Современные учтенные запасы и прогнозные ресурсы олова мира распределяются по тектоно-магматическим циклам примерно следующим образом (в %): в докембрии — 0,7, в каледонидах — 9,1, в герцинидах — 11, в мезозоидах — 62,5, в альпидах — 16,7. Эти скопления олова размещены по основным геоструктурным элементам земной коры примерно так: 75 % в разновозрастных геосинклинально-складчатых областях, около 10 % — на срединных массивах в пределах указанных выше складчатых областей, до 10 % — в мезо-кайнозойских вулканических поясах и 5 % — на щитах.

Следовательно, геосинклинально-складчатые области типа *C* и *D* — вместилища основных промышленных скоплений олова в земной коре.

СИСТЕМАТИКА ОСНОВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геологической основой локального количественного прогнозирования является научно обоснованная систематика промышленных оловорудных месторождений, составленная на формационной основе. Под промышленным типом автором понимаются такие минеральные скопления руд олова в месторождениях или в отдельных их частях, которые в настоящий момент или в ближайшей перспективе будут экономически рентабельными для разработки в соответствии с требованиями промышленности: они должны содержать соответствующие массы руды и отличаться своеобразием минерального и химического состава, а также только им присущими технологическими свойствами. При этом типы руд промышленных месторождений олова в зависимости от геологического строения рудного поля, литологического состава и физико-механических свойств вмещающих пород могут слагать различного морфологического строения рудные тела: жилы, минерализованные зоны и штокверки.

По совокупности горно-геологических, технологических и экономических факторов В.А. Ларичкин, С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев [22] выделяют следующие промышленные типы оловорудных месторождений: грейзеновый, кварцевый, скарновый, силикатный, многосульфидный и сульфосольно-сульфидный (табл. 15), содержащие кроме олова ряд попутных компонентов, использование которых обычно повышает практическую значимость выделенных типов месторождений, которые должны изучаться и учитываться при оценке таких руд. Оловоносные редкометалльные пегматиты, как известно, содержат олово только в виде весьма ограниченного по масштабам и содержанию попутного компонента, поэтому они здесь не рассматриваются.

Грейзеновый тип месторождений распространен преимущественно в районах развития оруденения касситерит-кварцевой, значительно реже касситерит-силикатной формаций. В последнем случае технология руд несколько осложняется из-за появления сульфидов.

Сравнительно редко месторождения данного типа образуют круп-

ные скопления богатых руд; более часто это средние и мелкие по масштабам объекты с рядовыми рудами. Пространственно такие месторождения обычно тяготеют к купольным частям выступов гранитоидов или пологим их контактам под экраном перекрывающих пород. В случае внедрения штоков рудоносных гранитов в гранитоиды более древнего возраста грейзеновая минерализация развивается в тех и других гранитах. В таких случаях глубина распространения оруденения может быть значительной — первые сотни метров.

Грейзеновый тип оруденения также может развиваться по кристаллическим сланцам и гнейсам, вмещающим рудоносные граниты. Наиболее часто процесс грейзенизации сопровождается образованием мусковит-кварцевого и мусковитового агрегата, реже ранние стадии грейзенизации представлены топазом, турмалином и сидерофиллитом.

Наиболее распространенные морфологические типы грейзеновых оловоносных залежей — минерализованные зоны, реже встречаются штокверки и трубообразные тела; форма их крайне сложная. Большая часть залежей имеет ограниченную глубину распространения промышленной минерализации (м-ние Одинокое), особенно в случае их размещения на пологом склоне поверхности гранитного выступа (м-ние Таризель). Содержание олова в руде обычно невысокое при весьма высокой его дисперсии. Наиболее потенциально рудоносные и перспективные для такого типа оруденения — скрытые купола рудоносных гранитов.

Кварцевый тип месторождений широко развит на площадях оруденения касситерит-кварцевой формации, местами образует значительные скопления олова, в особенности в штокверковых залежах. Отличительная особенность минерального состава руд — хорошая обогатимость, обусловленная резким преобладанием кварца в жильной массе, количество которого в ней достигает 90 % и более, практическое отсутствие турмалина и слабое развитие сульфидов, местами отмечается несколько повышенное количество арсенопирита. Минерализация данного типа обычно выполняет трещинные зоны, образуя местами протяженные жильные системы. При близком их расположении возникают минерализованные зоны и штокверковые тела.

Рудные залежи большей частью размещаются среди ороговикованных (часто интенсивно) песчано-сланцевых толщ в надкупольной зоне скрытых на глубине гранитных выступов; рудные тела также размещаются в эндоконтактовых частях гранитных массивов. В глубоко эродированных материнских гранитах промышленное оруденение обычно не встречается. Наиболее масштабные и протяженные по вертикали рудные залежи размещаются в надкупольных зонах скрытых гранитных выступов. При этом глубина распространения оруденения во вмещающих породах надкупольной зоны достигает сотен метров. Местами рудные тела по падению из пород надкупольной зоны переходят в материнские граниты на глубину 150 м. Во вмещающих оруденение подобного типа породах отмечаются окварцевание, оклюдение, а также привнос олова и бора.

Формация	Геолого-структурная позиция оловоносных площадей и особенности магматизма	Промышленный тип	Рудовмещающие структуры, места локализации оруденения, вмещающие породы	Морфология рудных тел и способы отработки	Минеральный состав руд
Касситерит-кварцевая	Ранние антиклинальные поднятия и участки консолидации в геосинклинально-складчатых областях, зоны активизации на срединных массивах и щитах	Грейзеновый	Зоны трещиноватости в прикровельных частях гранитных куполов и даек, а также вмещающих их кристаллических сланцах, гнейсах	Залежи, зоны, штоковёрки сложной формы, часто ограниченной площади развития; открытый и подземный	Кварц, мусковит, альбит, топаз, флюорит, арсенопирит, вольфрамит, минералы редких металлов
		Кварцевый	Трещинные системы в надынтрузивных зонах гранитных куполов, реже в самих гранитах	Жилы, минерализованные зоны, штоковёрки различной протяженности и мощности в породах различного состава; подземный и открытый	Кварц, мусковит, топаз, альбит, флюорит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, леллингит, сульфиды железа, свинца, повышенная примесь Ta и Nb
Касситерит-силикатная	Наложённые приразломные поздние геосинклинальные впадины и прогибы, разломы типа "поперечных рядов", секущие геосинклинально-складчатые структуры, реже кра-	Скарновый	Тела и залежи сложного строения, трещинные системы в скарнированных карбонат-содержащих породах, в зоне контакта рудоносных гранитоидов часто ассоциируют с грейзенами.	Неправильной формы тела от мелких до крупных с невыдержанной мощностью; крайне неравномерное распределение олова; подземный и открытый	Гранаты, пироксены, амфиболы, магнетит, альбит, бораты, флюорит, касситерит, кварц, сульфиды железа, цинка, меди, свинца

С.Ф. Лугову, Б.В. Макееву)

Текстура, структура руд, размеры агрегатов касситерита	Качество руд и их технологические свойства	Глубина распространения оруденения	Масштабы месторождений	Типовые районы и месторождения
Массивные, часто вкрапленные, порфиروهвго типа руды; средний, мелкий	Преимущественно рядовые; содержащие Sn 0,3—0,5 %; обычно легкообогатимые (75—80 %), реже труднообогатимые	В купольных частях на пологих контактах 30—100 м, в дайках и минерализованных зонах 300—400 м и более	Мелкие, средние, реже крупные в случае бедных олово-порфировых руд	Рудные горы (Циновец, Гетесберг, Альтенберг и др.), Северо-Восток СССР (Таризель, Экугское и др.), Австралия (Анхор, Майн), Франция (Армориканский массив)
Массивные, вкрапленные, реже брекчиевидные с крупными и средними кристаллами и агрегатами касситерита	Часто комплексные олово-вольфрамовые руды; содержание Sn 0,3—0,8 %, W до 1,5 % в жилах, в штоковёрках содержание Sn 0,15—0,5 % при ограниченном WO ₃ ; легкообогатимые, извлечение 80—85 %	Значительная: в надкупольных зонах достигает 600 м, в рудоносных гранитах до 100 м	Мелкие, средние, крупные и весьма крупные в штоковёрковых телах	Рудные горы (Эренфридсдорф и др.), Бирма, юго-восточная часть КНР, Забайкалье, Северо-Восток СССР (Солнечное, Светлое и др.)
Мелко-тонковкрапленные руды; касситерит редко образует агрегаты крупных размеров, часть олова в виде повышенной примеси входит в состав силикатных минералов	Часто руды комплексные, содержание Sn 0,2—0,7 %, обогащаются и перерабатываются комплексным технологическим способом, извлечение 80—90 %	Достигает 600 м	Мелкие, средние, реже крупные	Рудные горы (Злата Копе и др.), Северное Приладожье (Кительское и др.), Кокчетавское поднятие, обрамление Ханкайского и Буринского массивов, юго-восточная часть КНР

Формации	Геолого-структурная позиция оловоносных площадей и особенности магматизма	Промышленный тип	Рудовмещающие структуры, места локализации оруденения, вмещающие породы	Морфология рудных тел и способы отработки	Минеральный состав руд
Касситерит-силикатная	вые части вулканогенных поясов. Многофазные гранитоидные комплексы (от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов)		Рудные тела часто имеют стратифицированный характер, подчиняясь залеганию карбонатных горизонтов		
II		Силикатный	Трещинные системы и зоны дробления в породах различного состава, в экзоконтактовых надкупольных интрузивах, реже в телах последних	Жилы и минерализованные зоны, реже штокверки средних и крупных разломов; подземный и открытый	Турмалин, хлорит, кварц, пирит, касситерит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, вольфрамит, флюорит, станнин
II		Многосульфидный	Трещинные системы сложного строения, прожилково-вкрапленные зоны и штокверки в надкупольных зонах рудоносных интрузивов в породах различного состава	Не выдержанные по форме жилы и минерализованные зоны, реже штокверки; открытый и подземный	Пирротин, пирит, халькопирит, кварц, касситерит, хлорит, сульфиды цинка, свинца, станнин, антимонит
CS-32	Пограничные мобильные зоны разновозрастных складчатых областей; окраинные вулканогенные пояса и зоны,	Сульфосольно-сульфидный	Трещины сложной формы в зонах смятия, крупных разломов и вулканотектонических построек в породах	Жилы, минерализованные зоны неправильной формы от мелких до крупных; подземный, реже открытый	Пирротин, станнин, пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, минералы серебра и висмута

Текстура, структура руд, размеры агрегатов касситерита	Качество руд и их технологические свойства	Глубина распространения оруденения	Масштабы месторождений	Типовые районы и месторождения
Вкрапленные, полосчатые, брекчиевые; касситерит мелкозернистый, образует вкрапленность и гнезда	Высокое; содержание Sn от 0,3 до 2 %; руды легкообогащаемые; извлечение 70—75 %	Достигает 800 м в надкупольных зонах, обычно 200—400 м	Средние, крупные, весьма крупные	СССР (Валькумейское, Хрустальненское и др.), Средняя Азия, Казахстан, Великобритания (Корнуолл)
Вкрапленные, брекчиевидные; касситерит мелко-среднезернистый, часто в сростках с сульфидами	Комплексные руды, содержащие Sn от 0,3 до 1 %. Руды средней обогатимости (50—65 %), содержание сульфидного олова низкое (до 8 % от общего количества)	100—500 м, местами слабают верхние горизонты силикатных руд до 200 м	Мелкие, средние, крупные	Восток СССР (им. Лазо, Эге-Хайское, Левицкое и др.), Австралия
Вкрапленные и брекчиевые; касситерит тонковкрапленный, часто в стростках с сульфидами	Комплексные руды; содержание олова окисного 0,3—0,4 %, труднообогащаемые, извлечение 40 %, содержание сульфидного олова вы-	От 50 до 300 м	Мелкие, средние, реже крупные	Восток СССР (Черемуховое), Боливия

Формация	Геолого-структурная позиция оловоносных площадей и особенности магматизма	Промышленный тип	Рудовмещающие структуры, места локализации оруденения, вмещающие породы	Морфология рудных тел и способы отработки	Минеральный состав руд
Касситерит-сульфидная	фланги поперечных структур, причленяющиеся к вулканическим поясам, вулканотектонические кольцевые структуры. Вулкано-плутонические ассоциации		преимущественно вулканоогенного комплекса		

Руды месторождений кварцевого типа комплексные — олово-вольфрамовые, в виде редкой примеси могут содержать Вi, Au, Та. Масштабы проявления оруденения отдельных месторождений большей частью мелкие и средние. Однако в пределах рудного узла или района нередко встречаются группами, что повышает экономическую значимость. Крупные месторождения олова кварц-жильного типа обычно встречаются редко. Вместе с тем штокверковые залежи нередко являются крупными и средними по масштабам с относительно низкими и рядовыми содержаниями олова.

Скарновый тип месторождений пока слабо представлен, так как до последнего времени такие руды не являлись объектом поисков и оценки из-за неразработанности технологии переработки руд. В перспективе скарновый тип оловорудных месторождений может занять одно из ведущих мест среди других промышленных типов. Это находит подтверждение на примере районов в Рудных горах (ГДР), Корнуолла (Великобритания), Лост Ривера (Аляска, США). На территории СССР потенциально перспективными на скарновый тип оруденения могут явиться площади в Северном Приладожье, по обрамлению Кокчетавского, Буреинского, Ханкайского, Колымского, Украинского, Чукотского срединных массивов, на Памире, юге Прибалхашья, в Северо-Восточном Приаргунье, Южно-Тяньшаньской зоне и в других регионах.

Оловоносные скарны весьма разнообразны по минеральному и химическому составу. Оловянная и сульфидная минерализация наложенная; часть олова входит в состав минералов скарнов в виде механической примеси. Глубина распространения промышленного оруденения часто значительна и во многом сопоставима с кварцевым типом.

Продолжение табл. 15

Текстура, структура руд, размеры агрегатов касситерита	Качество руд и их технологические свойства	Глубина распространения оруденения	Масштабы месторождений	Типовые районы и месторождения
	сокое (40 % и более)			

На примере Северного Приладожья (СССР) и Рудных гор (ГДР) оруденение прослеживается на расстояние до 500 м и более по восстанию от скрытого на глубине гранитного штока. При этом наиболее интенсивное оруденение отмечается на глубине до 350 м. Содержание олова в рудных залежах характеризуются большой дисперсией и изменяется от 0,3 до 0,5 %. Одновременно в руде в повышенных количествах содержатся магнетит, часто сфалерит, реже халькопирит. Масштабы такого типа месторождений нередко крупные, более часто средние и мелкие, иногда размещенные в пределах единого рудного узла.

Морфология промышленных залежей крайне сложная. При общей значительной протяженности скарновых залежей рудные тела в их пределах имеют длину от 50 до нескольких сотен метров при сильном колебании мощности.

Силикатный тип месторождений весьма широко развит и объединяет два минеральных типа: турмалиновый и хлоритовый, которые характеризуются близкими горно-обоганительными характеристиками. Месторождения этого типа преобладают в сырьевой базе СССР при оловодобыче из коренных руд. Масштабы месторождений крупные и средние с повышенным или высоким качеством технологических свойств руд. Вместе с оловом в рудах (нередко в повышенных количествах) содержатся цинк, медь, свинец, реже вольфрам. Большая часть месторождений размещается в надкупольных зонах скрытых рудоносных гранитоидных выступов. Практически повсеместно, в особенности в приповерхностных горизонтах слабо эродированных месторождений силикатного типа, помимо хлорита и турмалина, присутствующих в переменных количествах, встречается несколько

Промышленные типы руд и их характеристика

Типы руд	Морфология залежей	Запасы и содержание олова* в зависимости от масштабов оруденения			
Кварцевый	I	—	$\frac{10-30}{0,4-0,9}$	$\frac{30-50}{0,35-0,8}$	$\frac{50-100}{0,3-0,7}$
	II	$\frac{До 50}{0,2-0,5}$	$\frac{50-100}{0,2-0,4}$	$\frac{100-200}{0,15-0,35}$	$\frac{200-400}{0,1-0,3}$
Силикатный	I	—	$\frac{10-30}{0,5-1,0}$	$\frac{30-50}{0,4-0,85}$	$\frac{50-100}{0,4-0,8}$
	II	$\frac{До 50}{0,3-0,6}$	$\frac{50-100}{0,25-0,5}$	$\frac{100-200}{0,2-0,4}$	$\frac{200-400}{0,15-0,35}$
Многосульфидный	I	—	$\frac{10-30}{0,6-1,1}$	$\frac{30-50}{0,5-1,0}$	$\frac{50-100}{0,45-0,9}$
	II	$\frac{50}{0,35-0,7}$	$\frac{50-100}{0,3-0,6}$	$\frac{100-200}{0,25-0,4}$	$\frac{200-400}{0,2-0,45}$
Скарновый	III	—	$\frac{10-30}{0,4}$	$\frac{30-50}{0,3-1,0}$	$\frac{50-100}{0,2-0,6}$

Примечание. I — жилы, минерализованные зоны, II — штокверки, открытая разработка, III — сложные тела неправильной формы.

* В числителе — запасы олова в тыс.т, в знаменателе — содержание олова в %; первая цифра — экономически освоенные районы, вторая — экономически тяжелые и слабо освоенные районы.

представлены пирротинном, сфалеритом, галенитом, реже станнинном, халькопиритом, минералами серебра; касситерит обычно мелкий, часто в сростаниях с сульфидами, что резко снижает его технологические свойства; он практически не содержит примеси тантала и ниобия, зато много индия. Морфология рудных тел крайне сложная, большей частью это тела неправильной формы, протяженность их на глубину достигает первых сотен метров. Масштабы месторождений большей частью мелкие и средние.

Примерная схема зависимости качества руд и масштабов месторождений олова различных минеральных и морфологических типов в районах различной географо-экономической сложности приведена в табл. 16.

повышенное количество сульфидов. Минеральный состав руд сложный, кроме отмеченных минералов присутствуют арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит и др.; местами интенсивно проявлена зона окисления, где возможно частичное повышение содержаний олова в руде за счет выщелачивания сульфидов по сравнению с более глубокими горизонтами.

Рудные тела с промышленным оловянным оруденением данного типа обычно представлены минерализованными зонами, реже жилами и штокверками. В околорудных метасоматитах в зависимости от состава пород также устанавливается олово; такие скопления олова нередко отрабатываются совместно с жильным выполнением. Распределение олова в рудных телах неравномерное; содержание повышенное; длина рудных тел изменяется от первых десятков до нескольких сотен метров, в среднем 1—3 м для жил и минерализованных зон; в штокверках содержание олова — первые десятые доли процента. Глубина распространения оруденения в месторождениях силикатного типа в зависимости от состояния эродированности варьирует в широких пределах: от нескольких десятков метров (Индустриальное, отдельные поля Валькумея и др.) до многих сотен метров (им. Дубровского, Фестивальное, Трудовое и др.). При значительной протяженности оруденения по вертикали отчетливо проявлена его зональность — смена минеральных типов и ассоциаций.

Многосульфидный тип месторождений обычно развит в районах распространения силикатного типа и нередко слагает верхние горизонты месторождений (Силинское, Арсеньевское и др.), а также образует самостоятельные промышленные месторождения олова с резко повышенным количеством сульфидов, преимущественно железа, меди, цинка и свинца (Эге-Хайское, Фестивальное, им. Лазо, Левицкое и др.). Минеральный состав руд крайне сложный. Обилие сульфидов, тесное их прорастание (нередко с мелкокристаллическим касситеритом) часто приводят к существенному ухудшению технологических свойств руд и снижению процента извлечения металла из них. В приповерхностных горизонтах таких месторождений широко развиты минералы зоны окисления. Примечательно, что содержание сульфидного олова обычно не превышает 5—10 % от общей суммы олова в руде. В этом их существенное отличие от руд месторождений сульфосольно-сульфидного типа. Глубина распространения промышленного оруденения в месторождениях данного типа значительная — сотни метров и десятки — первые сотни метров в комплексных месторождениях силикатного и многосульфидного типов, где последний тип обычно слагает верхние горизонты (Валькумей, Арсеньевское и др.).

Сульфосольно-сульфидный тип имеет ограниченное развитие на территории СССР и встречается преимущественно в районах Дальнего Востока. Месторождения такого типа широко распространены в Балиии. Минеральный состав руд весьма сложный: среди них резко преобладают сульфиды и сульфостаннаты, в том числе олова, общее количество сульфидов достигает 70 %. Сульфиды большей частью

Геологической практикой установлено, что оловянное оруденение различных формационных типов обычно размещено в районах, характеризующихся своеобразием геологического строения, проявления магматизма и истории развития. Такие оловорудные районы с преобладающим развитием оловянного оруденения одной формации и соответствующих промышленных типов месторождений олова часто слагают значительные площади и нередко включают ряд локальных площадей с повышенными скоплениями олова — рудных узлов и полей с оруденением единой формации.

Впервые типизация оловорудных районов на формационной основе и наиболее полная их характеристика произведены С.Ф. Луговым, Б.В. Макеевым, И.Н. Томсоном, А.Б. Павловским [20]. Согласно материалам указанной работы, что подтверждено последующими геологическими исследованиями, оловорудные районы, несущие оруденение определенных формационных типов, можно рассматривать как геологическую основу для прогнозирования потенциала оловянного оруденения как в пределах недостаточно изученных площадей главных оловоносных территорий — провинций, так и за их пределами — в новых перспективных на олово районах.

Геологические предпосылки выделения и типы оловорудных районов

При характеристике формационных типов оловорудных месторождений с достаточной полнотой рассмотрены структурная позиция, магматизм, особенности металлогении олова, минеральный состав и типы месторождений каждой оловорудной формации. Все это, естественно, правомерно и для оловорудного района, несущего оруденение соответствующей формации. Для таких оловорудных районов также типично: наличие повышенного геохимического фона олова и соответствующего набора сопутствующих металлов, характерных для соответствующих оловорудных формаций; наличие проявлений олова установленного минерального состава; однородность проявления эндогенной зональности оруденения; наличие геофизических и геохимических аномалий определенного типа.

Примечательно, что характер сопутствующей минерализации для каждой оловорудной формации различный. Так, в районах развития оруденения касситерит-силикатной формации часто сопутствующим является свинцово-цинковое, местами медное оруденение. В противоположность этому в районах развития формации оловоносных редкометальных пегматитов свинцово-цинковое оруденение практически отсутствует, а в качестве сопутствующего оруденения отчетливо выступает редкометальная минерализация: литиевая, тантал-ниобиевая, бериллиевая и др.

Таким образом, основополагающая геологическая предпосылка выделения оловорудных районов — формационная принадлежность оруденения как результат своеобразия развития и проявления магматизма в определенной геолого-структурной обстановке. Эти геологические факторы — магматизм и структурная позиция — характеризуются определенной повторяемостью в истории развития земной коры и крупных разновозрастных геологических структур. Однако определяющим фактором для выделения рудного района определенного типа, видимо, все же является магматизм (особенности его зарождения, развития и становления интрузива). Формирование оруденения одной и той же формации в различной геолого-структурной обстановке — причина появления некоторых частных различий в составе руд. Эти различия в геологической обстановке и минеральном составе руд позволяют в пределах однотипных районов выделять соответствующие подтипы, различающиеся по строению и истории развития геологических структур. Например, образование месторождений касситерит-кварцевой формации может происходить в пределах геосинклинально-складчатых областей и зон активизации щитов и срединных массивов, которые соответственно можно рассматривать как подтипы рудных районов с оруденением одной формационной принадлежности.

На основании формационного анализа оловянного оруденения, ассоциирующих с ним магматических комплексов и учета геолого-структурных условий их локализации [20, с. 44—45] автор выделяет четыре типа оловорудных районов, которые распространены на территории СССР: 1) оловоносных редкометальных пегматитов; 2) месторождений касситерит-кварцевой формации; 3) месторождений касситерит-силикатной формации; 4) месторождений касситерит-сульфидной формации (табл. 17). По геохимической и геолого-геофизической характеристике эти районы также существенно отличаются. На территории СССР наибольшее практическое значение имеют оловорудные районы второго и третьего типов.

В результате детальных исследований последних лет и полученных новых геологических материалов по территории СССР и зарубежным странам о пространственном размещении оловянного оруденения скарнового типа и тесной его ассоциации на локальных площадях (рудных полях) с другими минеральными и промышленными типами оловянного оруденения всех формаций выделение самостоятельного типа оловорудных районов "с разнотипным оруденением среди карбонатных пород" [20, с. 173—201] в настоящее время представляется неправомерным. Действительно при наличии только локального литологического фактора — карбонатных пород, промышленное оруденение скарнового типа повсеместно встречается совместно с другими промышленными типами руд олова на площади развития каждой оловорудной формации. Например, районы: Сарыджазский, Баджальский, Приаргунский, Восточно-Чукотский, Сеймчанский, Кончетавский и др. (СССР); Корнуоллский (Великобритания);

Таблица 17

Типы оловорудных районов СССР

Оловорудные районы	Геолого-структурная позиция	Характер магматизма	Сопутствующее оруденение	Примеры
<i>I. Районы развития месторождений оловоносных редкометалльных пегматитов</i>				
На древних жестких структурах	Щиты, срединные массивы, зоны их активизации, краевые и сводовые поднятия фундамента платформ	Древние гранито-гнейсовые комплексы; гранитоидные комплексы	Тантало-ниобиевое, реже вольфрамовое и редкоземельное	Украинский и Балтийский щиты, Восточные Саяны
В геосинклинально-складчатых областях	В структурах ранней консолидации байкалид, каледонид, реже герцинид и мезозойд, возникших большей частью в инверсионный или раннеорогенный этапы	Разновозрастные кислые граниты герцинид и мезозойд, слагающие крупные гранитоидные интрузивы	Тантало-ниобиевое, реже вольфрамовое и редкоземельное	Герциниды Средней Азии и Казахстана, мезозойды Востока СССР
<i>II. Районы развития месторождений касситерит-кварцевой формации</i>				
На срединных массивах и щитах	На активизированных срединных массивах, щитах, платформах	Многофазные разновозрастные комплексы порфировидных биотитовых и двуслюдяных гранитов	Вольфрамовое, мышьяковое, реже висмутное, золотое, цинковое, местами молибденовое	Буреинский, Кокчетавский, Ханкайский, Восточно-Чукотский, Колымский массивы
В геосинклинально-складчатых областях	В структурах ранней консолидации и антиклинориях складчатых областей, возникших в орогенный этап развития подвижных областей	Орогенные субабиссальные гранодиорит-гранитные комплексы. Базальты и сопутствующие им штоки гранитов	Подобно районам на срединных массивах; молибден обычно отсутствует	Северо-Восток СССР, Забайкалье, Памир и др.
<i>III. Районы развития месторождений касситерит-силикатной формации</i>				
Связанные с активизированными поперечными глубинными разломами геосинклинально-складчатых	В активизированных участках палеозойских, мезозойских и кайнозойских миогеосинклиналей;	Многофазные гипабиссальные гранитоидные комплексы, дайковые тела кварцевых порфиров и дио-	Медное, свинцово-цинково-серебряное, реже вольфрамовое, золото-кобальто-	Якутия, Центральная Чукотка, Приморье, Приамурье, Корякское нагорье, Киргизия

Продолжение табл. 17

Оловорудные районы	Геолого-структурная позиция	Характер магматизма	Сопутствующее оруденение	Примеры
областей	контролируются поперечными разломами	рит-порфиров позднепалеозойского, мезокайнозойского возраста	вое	
В позднегеосинклинально-орогенных структурах, связанных с приразломными прогибами и вулканогенными зонами	Контролируются поперечными разломами и располагаются в позднегеосинклинальных структурах и наложенных приразломных прогибах	Габбро-монзонит-гранитные комплексы поздних герцинид, мезозойд и альпид более ранние покровы андезитов и липаритов	Золото-серебряное и полиметаллическое	Северо-Восток СССР, Приамурье, Крестовский, Чукотка
<i>IV. Районы развития месторождений касситерит-сульфидной формации</i>				
В купольных и глыбовых поднятиях по периферии вулканических поясов	В купольных и глыбовых поднятиях, выступающих в виде "окоп", сложенных складчатыми осадочными толщами, из-под вулканических наложенных поясов	Послевулканические комплексы малых интрузий повышенной основности и калиевой щелочности (монзонитовиды), дайковые комплексы диоритовых порфиров	Слабое ртутное	Щербаковский, Смирновский районы Приморья
В вулканических поясах, наложенных на жесткие блоки	В активизированных жестких блоках с наложенными неогеновыми (палеогеновыми) вулканическими поясами. Контролируются поперечными разломами, а в их пределах кальдерами и наложенными куполами	Интрузивные комплексы повышенной основности и более поздние субвулканические тела и эффузивы дацитового состава	Цинковое, висмутное, сурьмяное и серебряное	Пока отсутствуют; возможны в Корякском нагорье и вулканиках Тихоокеанского побережья

Лост-Риверский (Аляска, США); Южно-Китайский (КНР); Рудногорский (ГДР и ЧССР); Тасманийский (Австралия) и др.

При характеристике отдельных типов районов оловянного оруденения

нения основное внимание уделено описанию типовых примеров районов с оруденением соответствующей формации, а также установлению черт их сходства и отличия в различной геолого-структурной обстановке.

Районы развития месторождений оловоносных редкометалльных пегматитов

На территории СССР районы развития оловоносных редкометалльных пегматитов размещены на локальных площадях в пределах восточной части Балтийского щита, северо-запада Украинского щита, краевого поднятия фундамента Сибирской платформы (Восточные Саяны, Енисейский кряж и др.), срединных массивов (Кокчетавский, Буреинский, Ханкайский, Восточно-Чукотский и др.) и оловоносных поясов герцинид (Тянь-Шаньский, Калба-Нарынский и др.) и мезозой (Верхояно-Колымский, Восточно-Забайкальский, Памирский и др.). Широко они распространены на площадях древних структур (щитов) за пределами СССР.

Масштабы оловянного оруденения районов редкометалльных пегматитов, как правило, ограниченные. Вместе с тем они являются коренными источниками для образования комплексных оловянно-редкометалльных россыпей, которые в основном разрабатываются для получения концентратов редких металлов и попутно олова (Казахстан и др.).

Типовые районы месторождений оловоносных редкометалльных пегматитов в краевых поднятиях фундамента платформ и на срединных массивах

Оловоносные пегматиты в этих геологических структурах характеризуются большим сходством минерального состава и морфологии рудных залежей.

Оловоносные редкометалльные пегматиты в юго-западном поднятии фундамента Сибирской платформы в Восточных Саянах.

Эта часть Восточных Саян представляет собой сложно построенную докембрийскую структуру, состоящую из нескольких протерозойских геосинклинальных прогибов, разделенных выступами аф. ейского фундамента платформ.

По данным А.И. Сулоева, В.Н. Тимофеева и других исследователей (Н.И. Кожевников, П.М. Хренов и др.), в строении этой части Саян, где наиболее широко проявлены оловоносные редкометалльные пегматиты, участвуют геологические образования верхнего архея, верхнего протерозоя, нижнего кембрия и юры. Магматические образования составляют значительную часть площади Восточных Саян и представлены докембрийскими гранитами и гранитоидами повышенной основности, среднепалеозойскими кислыми и щелочными гранитоидами, эффузивами различного состава и их туфами и огра-

ниченными выходами архейских и протерозойских основных и ультраосновных пород.

Оловоносные редкометалльные пегматиты пространственно ассоциируют с верхнепротерозойскими гранитоидными комплексами. Рудоносные гранитоидные комплексы верхнего протерозоя относятся к типу складчатых многофазных интрузий и сложены гранитами, гранодиоритами и плагиогранитами, реже встречаются кварцевые диориты, диориты, граносиениты.

Оловоносные редкометалльные пегматиты здесь приурочены к сравнительно узкой (20—30 км) и прерывистой рудоносной полосе, вытянутой в северо-восточном направлении от Урика до Тагула. Чаще они имеют согласное залегание со складчатыми структурами и наиболее тесно ассоциируют со слюдяными гранитами, залегают в породах белорецкой, реже урицкой свит. Форма пегматитовых тел — линзы и пластовые залежи. Мощность их от нескольких сантиметров до 50 м, а протяженность до сотен метров. Абсолютный возраст оловоносных редкометалльных пегматитов 1300 ± 50 млн. лет. В структурном отношении рудоносная полоса представляет собой протерозойскую грабен-синклинальную зону в юго-западном обрамлении Сибирской платформы.

Основные скопления олова и редких металлов приурочены к альбитизированным и грейзенизированным пегматитам. По минеральному составу различают плагиоклаз-микроклиновые и альбитизированные микроклиновые безтурмалиновые пегматиты. Рудоносные пегматиты часто имеют зонально-поясовое строение. Масштабы проявления оловянной и редкометалльной минерализации прямо пропорциональны интенсивности развития процессов альбитизации и грейзенизации. Касситерит большей частью крупнокристаллический, часто пирамидальной формы, темно-коричневый. На рудоносной площади выделяются два сравнительно крупных рудных узла — поля оловоносных редкометалльных пегматитов: Бельско-Окинское (на юго-востоке) и Тагульское (на северо-западе), включающие ряд месторождений и рудопроявлений.

Типовые районы оловоносных редкометалльных пегматитов в геосинклинально-складчатых областях

Оловоносные редкометалльные пегматиты встречаются в разновозрастных геосинклинально-складчатых структурах: байкалидах, каледонидах, герцинидах, мезозоидах и, как исключение, кайнозоидах. Пространственно они обычно размещены на площади ранней консолидации — в геосинклинальных поднятиях. Интенсивность развития оловоносных пегматитов резко снижается от древних к молодым складчатым структурам. Пегматитовые поля размещаются вблизи интрузивов гранитов, часто в надкупольной их зоне, нередко тяготеют к площадям развития батолитоподобных гранитов. В молодых вулканических поясах оловоносные редкометалльные пегматиты практически неизвестны.

В качестве типового примера данной группы районов приведем оловоносные пегматиты в герцинидах Туркестанского хребта.

По А.А. Беусу и М.Ф. Стрелкину, в герцинидах Тянь-Шаня оловоносные редкометальные пегматиты представлены сравнительно узкой (до 25 км) и протяженной (более 700 км) зоной в осевой и северной частях Туркестанского хребта. По геологическому строению район развития пегматитов отличается от смежных структурно-фациальных зон Южного Тянь-Шаня и Зеравшана и отделен от них глубинными разломами. Сложен он преимущественно верхнесилурийскими песчано-сланцевыми отложениями и представляет собой сложно построенную антиклинальную структуру. В ядре ее залегает крупная складчатая интрузия герцинских порфировидных и мелкозернистых гранитов, а отдельные его выступы выполняют ядра складок высоких порядков. Вмещающие интрузию и пегматитовые тела верхнесилурийские песчано-сланцевой породы интенсивно метаморфизованы.

С герцинской интрузией Туркестанского хребта генетически связаны пегматитовые поля. Эрозионным срезом пока вскрыта только апикальная часть интрузии, большая ее часть перекрыта метаморфическими сланцами и гнейсами. Пегматитовые тела залегают как в апикальных частях, вскрывающихся гранитных выступов, так и среди метаморфических сланцев кровли.

В Туркестанском хребте (с запада на восток) выделяются следующие рудные узлы — поля оловоносных пегматитов: Кырк-Булак, Аксу-Тройское, Карасуйское, включающие ряд месторождений и рудопроявлений. Рудные узлы — поля размещаются в гранитах и сланцах. Пегматитовые тела в сланцах обычно размещены на крыльях и в ядерных частях мелких антиклинальных складок, вытянутых по простиранию погружающихся под сланцы северной части гранитной интрузии. Реже залежи рудоносных пегматитов размещаются в складках зажатых в широтных депрессиях. В пегматитах встречаются в виде акцессорных минералов тантало-ниобаты, вольфрамит, берилл, колумбит, касситерит, арсенопирит, трифилит и др.

Оловоносные пегматиты в мезозоидах

В мезозоидах огромной территории Северо-Востока СССР, где широко проявлено оруденение касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций, районы развития оловоносных редкометальных пегматитов встречаются только спорадически в бассейне верхнего течения р. Колымы, в междуречье Индигирки и Яны и на Центральной Чукотке. Повсеместно поля развития оловоносных редкометальных пегматитов размещены в наиболее жестких блоках ранней консолидации мезозоид. Пространственно такое оруденение тяготеет к площадям развития наиболее ранних, батолитоподобных гранитов, которые, возможно, соответствуют инверсионному этапу развития мезозоид. Среди известных районов развития оловоносных

редкометальных пегматитов в мезозоидах Северо-Востока СССР наиболее изученный и представительный — Приискатель-Ясное.

Этот район расположен в верхнем течении р. Колымы. По данным С.Ф. Лугова, Б.В. Макеева и др., он размещен в горстовом поднятии в пределах Буюндино-Балыгычанской зоны брахиформной складчатости и пологих дислокаций. Сложен породами нижнего структурного яруса верхоянского комплекса (пермь — триас); в центре рудоносной площади, возможно, залегает крупный интрузив гранитов. Абсолютный возраст гранитов и пегматитов ранее определялся в 182 млн. лет, а по последним данным — 134 млн. лет. На этой площади обнажаются интенсивно метаморфизованные породы верхоянского комплекса. Зона развития пегматитов вытянута в субширотном направлении и приурочена к ослабленной зоне шириной 3–4 км. Мощность залежей пегматитов 1–2 м, длина до 300 м, редко 1–2 км. Рудные залежи секут напластования вмещающих пород. Межплатовые тела пегматитов наблюдаются редко.

В размещении рудных полей пегматитов наблюдается определенная зональность. В центральной их части обычно встречаются дифференцированные и замещенные пегматиты, несущие основную массу оловянной и редкометальной минерализации, а фланговые части представлены менее дифференцированными пегматитами со слабой грейзенизацией и альбитизацией и убогой редкометальной минерализацией. Спорадически в виде акцессориев встречаются минералы бериллия, сподумен, касситерит, турмалин (шерл), танталит, стронверит и др. Повышенные скопления касситерита находятся в прямой зависимости от масштабов развития процессов грейзенизации. Таким образом, повсеместно поля оловоносных редкометальных пегматитов имеют сходное строение, практически идентичный минеральный состав, а генетически и пространственно связаны с кислыми гранитами сопоставимого состава. Они размещаются преимущественно в надкупольных зонах скрытых гранитных интрузивов. В то же время процессы грейзенизации наиболее интенсивно проявлены в пегматитах геосинклинально-складчатых областей по сравнению с пегматитами, развитыми на щитах, платформах и срединных массивах. На щитах и в поднятиях фундаментов платформ примесь бериллия обычно не встречается. Встречающиеся местами скопления берилла в пегматитах такого типа районов всегда сопровождаются падением интенсивности минерализации олова.

Районы развития месторождений касситерит-кварцевой формации

Оруденение касситерит-кварцевой формации широко распространено в антиклинальных поднятиях геосинклинально-складчатых областей мезозоид, реже герцинид, каледонид и байкалитид, а также в зонах активизации срединных массивов в пределах указанных геосинклинально-складчатых структур. Районы этого типа ограничены развиты на кристаллических щитах, платформах и зонах их

активизации. Рассматриваемые районы характеризуются многочисленными масштабными месторождениями и рудопроявлениями олова жильного и штокверкового типов и минерализованных зон с резким преобладанием в их составе кварца, встречающегося совместно с касситеритом, реже вольфрамитом. Наибольшая интенсивность проявления оруденения отмечается в мезозойских геосинклинально-складчатых областях типа С (по В.И. Смирнову); оруденение заметно ослабевает в герцинидах и еще слабее проявлено в докембрии. Примечательно, что такие оловоносные районы практически неизвестны в молодых альпийских структурах.

По данным геолого-геофизических исследований Э.Н. Лишневского, А.Ф. Миронюка и др. в Эзопском оловорудном районе Нижнего Приамурья и А.А. Николаевского — на Чукотке оловоносные площади районов с оруденением касситерит-кварцевой формации размещаются в пределах как эндоконтактовой части вскрытых интрузивных гранитов, так и в надинтрузивной зоне скрытых гранитоидных массивов. Наибольшее практическое значение приобретают месторождения в надкупольных зонах скрытых гранитных штоков. Скрытые гранитные массивы отчетливо картируются при крупномасштабной гравиметрической съемке благодаря наличию локальных гравитационных минимумов I порядка. Локальным минимумам Δg высокого порядка в их пределах соответствуют частично обнаженные и скрытые купольные структуры кровли гранитов. Интенсивными локальными минимумами Δg высоких порядков характеризуются сложно построенные (градиентные) купольные структуры с увеличенной (3–9 км) мощностью массы гранитов, в объеме которых весьма вероятно преобладание наименее плотных гранитов поздних фаз, часто ассоциирующих с месторождениями олова.

Глубина залегания поверхности Мохоровичича в районах развития оруденения касситерит-кварцевой формации обычно изменяется в пределах 40–45 км. Магнитное поле района такого типа преимущественно характеризуется относительно спокойной напряженностью от $-0,5 \cdot 79,58 \cdot 10^{-3}$ А/м до $-79,58 \cdot 10^{-3}$ мЗ, на фоне которого отмечаются небольшие отрицательные аномалии напряженностью до $-159,16 \cdot 10^{-3}$, реже $-238,74 \cdot 10^{-3}$ А/м. Магнитные максимумы (до $+79,58 \cdot 10^{-3}$ А/м) весьма редки и имеют ограниченные размеры. Согласно данным Э.Н. Лишневского [15, 16], оловянные и оловяно-вольфрамовые месторождения в районах данного типа (с вероятностью порядка 90 %), как правило, локализируются в отрицательном магнитном поле. В этом существенное отличие магнитных полей с оловянно-вольфрамовым оруденением от размещения собственно вольфрамовых месторождений.

Районы развития оруденения касситерит-кварцевой формации существенно отличаются от других типов оловоносных районов широким, часто масштабным проявлением россыпной оловоносности в долинах водотоков, дренирующих рудные поля. Такие районы нередко характеризуются наличием промышленных скоплений касситерита в россыпях (Восточная Сибирь, Чукотка и др.).

Масштабы оловянного оруденения районов данного типа, с учетом россыпей касситерита, часто существенные, в особенности если проявления оруденения пространственно размещены в надкупольных зонах скрытых рудоносных гранитных массивов. В районах развития оруденения касситерит-кварцевой формации наиболее часто распространены кварцевый и грейзеновый типы оловорудных месторождений. При наличии карбонатных пород, контактирующих с рудоносной интрузией, значительно развиты и месторождения олова скарнового типа. Практически повсеместно касситеритовой минерализации сопутствует вольфрамит, а в виде примеси — золото и висмут. Масштабы оруденения отдельных месторождений и проявлений олова обратно пропорциональны глубине эрозионного среза рудных полей. Максимальная глубина распространения оловянного оруденения в месторождениях такого типа достигает 650 м (Чукотка и др.).

Типовые районы развития месторождений касситерит-кварцевой формации на срединных массивах, щитах, платформах и зонах их активизации

Районы с преимущественным оловянным оруденением касситерит-кварцевой формации данной структурной группы на территории СССР наиболее характерны для зон активизации срединных массивов в мезозоидах (Буреинский, Колымский и др.), герцинидах (Чешский) и каледонидах (Ханкайский, Кокчетавский и др.). Степень металлогенетической их изученности на олово все же недостаточна. Значительно реже рудные районы такого типа встречаются в обрамлении юго-восточной части Балтийского щита, северо-западной оконечности Украинского щита, юго-западной части Сибирской платформы, на Енисейском крае, а также в древних структурах восточного обрамления оз. Байкал.

В отдельных районах касситерит-кварцевая минерализация пространственно отмечается совместно с редкими проявлениями оловоносных редкометальных пегматитов, хотя они и являются разновременными образованиями в рамках единого рудного этапа. Однако такие оловорудные районы практически слабо еще изучены на олово. В подтверждение вывода о потенциальной промышленной оловоносности такого типа рудных районов уместно сослаться на Чешский срединный массив (Рудные горы), где за всю историю разведки и разработки оловорудных месторождений учтенные запасы олова оцениваются в пределах 1 млн. т в рудах грейзенового, скарнового и кварцевого типов.

Отличительные особенности оруденения районов касситерит-кварцевой формации на срединных массивах — тесная пространственная ассоциация оруденения с гранитами кислого и ультракислого состава и локализация его часто в купольных частях выступов скрытых гранитных плутонов (грейзеновый тип). В надкупольных зонах таких интрузивов во вмещающих породах встречаются: в терриген-

ных породах — кварцевые жилы; в карбонатных — оловоносные скарны. Постоянно в рудах в переменных количествах наблюдаются вольфрамит и касситерит, содержащие повышенную примесь тантала и ниобия. Местами устанавливается ассоциация касситерита со слабой рассеянной минерализацией молибдена. При этом содержание олова резко снижается. Местами отмечается в рудах слабая спорадическая примесь берилла, а также присутствие аксессуарных количеств золота и висмута. В качестве типового примера данной группы районов приведем оловянное оруденение Кокчетавского срединного массива в каледонидах и герцинидах Центрального Казахстана.

По данным большого числа геологов (Г.Н. Щерба, Г.Б. Жилинский, Е.П. Малиновский, М.М. Уколов, М.П. Материки, А.Б. Павловский, А.Д. Щеглов и др.), Кокчетавский массив представляет собой сложное полигенное геологическое сооружение, состоящее из ряда относительно крупных тектонических элементов, развивавшихся в течение длительного периода. По геологическому строению, металлогеническим особенностям и истории развития четко различаются западная (герцинская) и восточная (каледонская) части срединного массива.

Оловянное оруденение касситерит-кварцевой формации преимущественно развито в северо-западной части массива и представлено главным образом скарновым и грейзеновым типами руд. В западной части рассматриваемого района нижний структурный этаж сложен докембрийскими образованиями, средний — интенсивно смятыми отложениями нижнего палеозоя, верхний — относительно слабо дислоцированными осадочно-эффузивными породами девона и нижнего карбона.

В северо-западной части Казахстана, где размещен Кокчетавский массив, выделяется несколько этапов интрузивно-магматической деятельности: докембрийский, ранне- и позднекаледонский, ранне-, средне- и позднегерцинский, сопровождавшихся широким развитием гранитоидного магматизма, за исключением раннекаледонского этапа. Интрузивные образования слагают значительные площади. Среди них преобладают интрузивы кислого и среднего состава, в том числе средне-позднегерцинского возраста, с которыми в районе, возможно, и ассоциирует оловянное оруденение данной формации.

Интрузивы гранитоидов — преимущественно многофазные образования. Оловянное оруденение обычно формировалось после наиболее поздних кислых дериватов гранитоидов. Для таких рудоносных гранитов типично интенсивное развитие метасоматических процессов — грейзенизации, турмалинизации, окварцевания и частично флюоритизации во вмещающих граниты породах. Часть куполов интрузива вскрыта эрозией, а большая их часть, видимо, еще скрыта и размещена на незначительной глубине от современной поверхности, на что указывают данные крупномасштабной гравиметрической съемки (отрицательные аномалии силы тяжести). В надкупольной части таких выступов гранитов наблюдаются локальные поля оргоговикования во вмещающих породах, местами обогащенные оловом

и фтором. Возраст рудоносного магматизма, возможно, средне-позднегерцинский.

В пространственном размещении оловянной минерализации в районе отмечается преимущественная ее приуроченность к северо-западной части срединного массива, местами в тесной ассоциации с вольфрамовой и сопутствующей минерализацией. Пространственное размещение оруденения отчетливо контролируется структурными и интрузивными факторами. По данным геологов Казахстана прошлых лет и последнего периода, на площади рудного района широко проявлены оруденение грейзенового типа и россыпная оловоносность, включая выявленную Орлиногорскую россыпь касситерита, которая, возможно, лежит на рудной залежи штокверкового типа. В последнее время геологами установлены проявления практически интересных скоплений олова скарнового типа в карбонатных и карбонатсодержащих породах в экзоконтактовых зонах вскрытых и главным образом скрытых выступов рудоносных гранитов.

Преимущественно по данным картировочного бурения и геохимических исследований на площади рудного района выделены различной протяженности скарновые оловоносные зоны Володарская, Сергеевская, Шелкарская, Обуховская и др., включающие несколько обособленных рудных полей, которые пока остаются неоцененными. Начатые и незаконченные поисково-оценочные работы на Ускенском (Обуховская зона) рудном поле свидетельствуют о проявлении практически интересных скоплений олова скарнового типа. Анализируя имеющуюся геологическую информацию, повышенную и широкую геохимическую "зараженность" оловом значительной площади северо-западной части Кокчетавского массива, а также наличие россыпной оловоносности, этот типовой район в пределах срединного массива представляется потенциально перспективным на скарновый, грейзеновый и, возможно, россыпной типы месторождений олова.

Типовые районы развития месторождений касситерит-кварцевой формации в геосинклинально-складчатых областях

Наиболее многочисленные районы месторождений и крупные скопления олова касситерит-кварцевой формации размещены в структурах ранней консолидации и антиклинальных поднятиях геосинклинально-складчатых областей, возникших, видимо, в заключительные этапы их развития в пределах мезозойской внешней зоны северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Менее широко они развиты в герцинидах и каледонидах Средней Азии и Казахстана. Оруденение такого типа слабо проявлено в байкалидах и практически отсутствует в альпидах. Примечательная особенность районов проявления оруденения подобного типа — широкое развитие россыпной касситеритоносности, в особенности в геологических структурах мезозойской. Потенциально перспективным морфологическим типом оруденения в таких структурах являются штокверковые месторождения.

В районах рассматриваемого типа оловянное оруденение повсеместно пространственно и генетически связано с кислыми гранитами, слагающими часто крупные батолитоподобные вскрытые и скрытые интрузивы, приуроченные к сводовым частям складчатых структур. Оруденение обычно комплексное оловянно-вольфрамовое с переменным количеством основных промышленных компонентов, часто в ассоциации с арсенопиритом; размещается как в гранитоидах, так и во вмещающих их осадочных породах различного состава. В виде постоянной примеси в рудах встречаются висмут, реже тантало-ниобаты и др. В составе рудных тел и прожилков резко доминирует кварц; турмалин, как правило, отсутствует. Местами во вмещающих породах зальбандовых частей жил отмечаются повышенные содержания дорудного бора. В переменных количествах в рудных залежах встречаются мусковит и полевые шпаты, в особенности в зонах грейзенизации вмещающих пород, а также флюорит, топаз, редко примесь берилла; примечательно весьма слабое присутствие сульфидов свинца, цинка, меди и железа.

В районах этого типа с оловянным оруденением касситерит-кварцевой формации преимущественно развиты два минеральных типа: кварцевый, представленный часто жилами и прожилками выполнения трещинных систем, а также грейзеновый, возникающий путем метасоматоза по вмещающим гранитоидным породам (в том числе и дайкам гранитов). При наличии карбонатных толщ на площади рудных полей могут возникать значительные скопления руд олова в скарнированных породах (Якутская, Колымская, Киргизская и другие оловоносные области). В качестве типового примера районов данной группы приведем оловянное оруденение Иультинского района в мезозоидах Чукотки.

Этот район характеризуется широким развитием оловянного оруденения кварцевожилкового типа выполнения трещинных структур в мезозоидах Чукотской складчатой области. Значительно реже здесь встречаются месторождения грейзенового типа (Тариэльское, Чаанталское и др.) и практически неизвестны месторождения скарнового типа. В этом районе имеются многочисленные месторождения и рудопроявления олова разных масштабов (Иультинское, Светлое, Солнечное, Долинное, Тенкергинское, Лазурное, Куэкувунское и др.) и преимущественно кварцевого типа. Минеральный состав руд сходный; в одних месторождениях вольфрамит преобладает над касситеритом, в других, наоборот, а в третьих оба минерала присутствуют примерно в равных количествах. В рудах месторождений практически отсутствуют галенит, сфалерит и халькопирит или они встречаются в виде спорадической примеси. Арсенопирит и лёллингит — обычно постоянные спутники вольфрамита и касситерита; последние местами ассоциируют с минералами редких металлов. Молибденит не характерен для оловянно-вольфрамовых руд района. Топаз, полевые шпаты в жильных телах, как правило, присутствуют в переменных количествах. Глубина распространения оловянно-вольфрамового оруденения в месторождениях изменяется от первых десятков метров

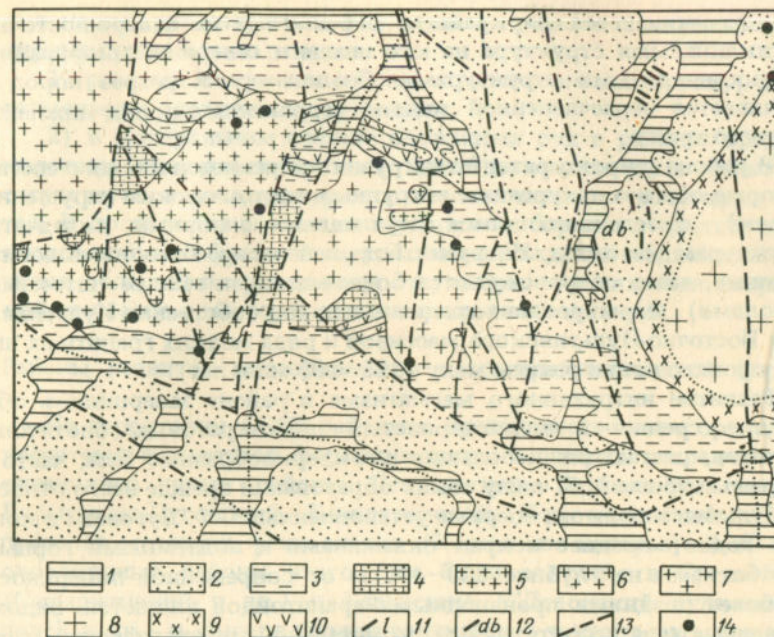


Рис. 31. Схема геологического строения Иультинского района. По Е.Г. Бордюгову, А.Н. Каштымову и др.:

1 — рыхлые отложения; 2 — песчано-сланцевые отложения триаса; 3 — песчано-сланцевые отложения перми; 4 — метаморфизованные карбонатные терригенные породы карбона; 5 — гранит-порфиры; 6 — среднезернистые граниты; 7 — порфиридные граниты; 8 — порфиридные роговообманково-биотитовые граниты; 9 — гранодиориты и монзониты; 10 — амфиболиты; 11 — дайки лампрофиров; 12 — дайки диоритовых порфиритов; 13 — разрывные нарушения; 14 — рудопроявления и месторождения олова

(Солнечное) в эродированных частях гранитных массивов до нескольких сотен метров (Иультинское, Светлое) в надкуполных слабо эродированных частях рудных полей. Коренные месторождения повсеместно сопровождаются россыпями олова, реже вольфрама.

Геологические исследования различного направления в Иультинском районе в течение длительного периода проводили А.П. Никольский, Л.М. Шульц, П.З. Акиншин, Е.П. Тараканов, Е.Г. Бордюгов, Г.Б. Жилинский, В.А. Мандыч, С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев, А.В. Зильберминц и многие другие. Результаты этих исследований обобщены в ряде работ [22]. На основании этого и дана геологическая характеристика Иультинского района и его оловоносности.

Иультинский район развития оруденения касситерит-кварцевой формации в пределах Чукотской складчатой системы находится в юго-восточной части крупной Куэкувунской антиклинальной структуры, осевая часть которой сложена отложениями карбона и перми, являющихся наиболее древними геологическими образованиями района (рис. 31). Простираение складчатой структуры северо-запад-

ное, изменяющееся на крайнем юго-востоке на северо-восточное. Антиклинальная структура на юго-западе и северо-востоке граничит с синклинальными структурами. Геологический разрез пород заканчивается нерасчлененной толщей терригенных пород нижнего — среднего триаса.

В районе широко развиты интрузии гранитоидов кислого состава, которые обычно приурочены к крупным тектоническим нарушениям (швам), прослеживающимся параллельно основным складчатым структурам мезозой. Интрузии большей частью батолитоидные, крупные, часто сопровождаются более мелкими телами (штоками и куполами). Формирование гранитных пород собственно Иультинского и Восточно-Иультинского массивов и ряда мелких гранитных штоков происходило в раннем мелу (125—105 млн. лет).

Развитие интрузивного магматизма в районе завершилось образованием средне- и мелкозернистых лейкократовых биотитовых гранитов, слагающих небольшие штокверкообразные тела, часто не вскрытые эрозией. К числу таких образований прежде всего относится Иультинский шток, впервые установленный С.Ф. Луговым в конце 40-х годов; позднее вскрыт скважинами и подземными горными выработками на глубине 340—400 м от современной поверхности. Наиболее поздними производными гранитоидов являются, видимо, локальные тела пегматитов с редкометальной минерализацией, расположенные к северу от Иультинского массива. Иультинское месторождение олова и вольфрама размещено в надкупольной части указанного скрытого штока гранитов, сложенного преимущественно лейкократовыми мелко- и среднезернистыми гранитами.

На площади рудного района известны многочисленные месторождения и проявления олова касситерит-кварцевой формации: Иультинское, Светлое, Таризьское, Чаантальское, Экугское, Тенкергинское, Северное, Солнечное и многие другие.

Таким образом, несмотря на различие структурной позиции размещения районов развития оловянного оруденения данной формации, в них отчетливо выражены черты сходства, а именно:

1) месторождения данной формации на срединных массивах и в геосинклинально-складчатых областях весьма близки по минеральному составу, типам и качеству руд, а оруденение повсеместно тесно ассоциирует с орогенными кислыми гранитами, формировавшимися на глубинах 2—3 км;

2) проявления олова обычно размещены в экзо- и эндоконтактовых частях гранитных выступов и на их пологих контактах. Наиболее крупные скопления олова размещаются в надкупольных зонах скрытых гранитных массивов;

3) в обеих структурных группах районов месторождения олова кварцевого, грейзенового, местами скарнового типов имеют основное промышленное значение; они также являлись основными источниками для образования большей части россыпей олова.

К слабо выраженным чертам различия районов развития орудене-

ния касситерит-кварцевой формации в пределах выделенных структурных групп можно отнести:

1) различные строение и возраст геологических структур районов размещения оловянного оруденения;

2) в минеральном составе оловянных руд в районах срединных массивов отмечается примесь молибденита, которая практически отсутствует в месторождениях геосинклинально-складчатых областей. В противоположность этому примесь берилла — частый спутник в оловянно-вольфрамовых рудах месторождений подвижных складчатых областей и практически отсутствует или является спорадической примесью в месторождениях срединных массивов.

Районы развития месторождений касситерит-силикатной формации

На территории СССР районы с преимущественным оруденением касситерит-силикатной формации широко развиты в пределах Тихоокеанского пояса (районы Депутатский, Дербек-Нельгехинский, Балыгачано-Сугойский, Кавалеровский, Комсомольский и др.) в пределах мезозой, реже альпид (Корякское нагорье). В 60-е годы оловорудные районы этого типа были открыты в Средней Азии (Сарыджазский и др.) и Казахстане ("Девонский вулканический пояс" и др.) в связи с позднегерцинскими тектоно-магматическими комплексами. Не менее широко такое оруденение распространено и в других странах (Корнуолл, Великобритания и др.). По Б.В. Макееву [20, с. 113—149], практически повсеместно оловорудные районы с касситерит-силикатным оруденением тяготеют к мощным зонам нарушений (разломов) и наложенным впадинам, секущим геосинклинально-складчатые области типа *D* (по В.И. Смирнову) мезозой, герцинид и альпид. Примечательно, что оловоносные районы с развитием оруденения подобного типа пока не известны на щитах, платформах, срединных массивах, в байкалидах, каледонидах и ранних герцинидах.

В районах рассматриваемого типа размещены многочисленные месторождения, нередко масштабные, и рудопроявления, представленные обычно минерализованными зонами и жилами с высококачественными рудами, реже штокверками. В составе руд преобладают силикаты железа (хлорит, турмалин) в тесной ассоциации с кварцем и сульфидами. Последние местами, в особенности в верхних горизонтах месторождений, встречаются в повышенных количествах. Олово в рудах в основном представлено касситеритом. Сульфидное олово имеет подчиненное значение, и количество его обычно не превышает 6—10 % от общей суммы олова в руде. В районах развития оруденения касситерит-силикатной формации в результате разрушения коренных источников в рыхлых отложениях водотоков, их дренирующих, отчетливо выражены шлиховые ореолы касситерита и сопутствующих минералов, образующих повышенные его скопления в россыпях, местами значительные.

Данные детальных геофизических исследований Э.Н. Лишневского [15, с. 37—46] подтверждают, что Комсомольский район на Дальнем Востоке СССР с оруденением касситерит-силикатной формации можно рассматривать как типовой с подобной минерализацией. Этот район, занимающий значительную по площади территорию, располагается в пределах позднемезозойской геосинклинально-складчатой области. По геофизическим наблюдениям район выделяется в гравитационном поле четким локальным минимумом силы тяжести площадью 2600 км² и размещен на сочленении Баджальского антиклинория и Горинского синклинория. В региональном магнитном поле (ΔT_a) район расположен в пределах магнитной ступени, разделяющей Средне-Амурскую и Амгунскую региональные аномалии. В целом для этого района характерно слабое положительное магнитное поле напряженностью $+79,58 \cdot 10^{-3}$ А/м. В юго-западной его части и южнее уровень напряженности повышается до $+(318,32-397,9) \cdot 10^{-3}$ А/м. На слабом положительном фоне магнитного поля наблюдаются цепочки субширотного и субмеридионального ориентированных знакопеременных локальных аномалий интенсивностью от $-397,9 \cdot 10^{-3}$ до $+397,9 \cdot 10^{-3}$ А/м. Однако мезозойские магматические (скрытые гранитные выступы) и осадочные породы в магнитных аномалиях при среднемасштабной съемке практически не различаются, зато они коррелируются по гравиметрической съемке крупного масштаба.

В поле силы тяжести Комсомольский район располагается в пределах гравитационной ступени, ограничивающей с юго-востока региональный Баджал-Ямалинский минимум Δg . По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) наблюдается погружение поверхности Мохоровичича от Мяочанского хребта в сторону Баджальского хребта на 6—7 км (мощность коры от 34 до 41 км). По данным гравиметрических работ Комсомольский оловорудный район отчетливо оконтуривается локальным минимумом Δg II порядка с амплитудой около 0,2 см/с² и площадью 65x40 км² [15], которая южнее объединяется с Анаджаканским минимумом того же порядка, площадью 30x30 км². Минимум силы тяжести Комсомольского района вызывается скрытым гранитным плутоном. Локальные понижения и повышения Δg высокого порядка на площади Комсомольского района интерпретируются соответственно поднятиями (куполами) или погружениями кровли скрытого интрузива. Примечательно, что такие поднятия (купола) часто сложены наиболее кислыми разностями гранитов — лейкогранитов, интрузивных кварцевых порфиров, аляскитов и других аналогичных пород пониженной плотности ($\sigma = 2,57$ г/см³).

Произведенные геолого-геофизические расчеты позволили приближенно установить форму плутона — это долопитообразное тело с максимальными вертикальными размерами 8 км, вытянутое в северо-восточном направлении на 60 км при средней ширине до 30 км. Морфология кровли плутона сложная и представляется в виде куполов и прогибов, разделенных крутыми или пологими уступами.

Глубина залегания кровли интрузива примерно 2 км, а отдельных нескрытых куполов — 1—1,5 км; склоны таких куполов обычно пологие. Оруденелые зоны дробления картируются только в центральной и северной частях района, где большая часть месторождений размещена над пологими склонами куполов, скрытых на разных глубинах (до 2,5 м). По Э.Н. Лишневскому и другим исследователям, такая геофизическая характеристика отмечается для большинства оловорудных районов с касситерит-силикатной минерализацией.

По совокупности геологических и геофизических факторов районы развития оруденения касситерит-силикатной формации существенно отличаются от районов развития оловянного оруденения как касситерит-кварцевой, так и касситерит-сульфидной формаций. Они также различаются по масштабам проявления оруденения россыпной оловоносности. В районах с оруденением данного типа широко проявлена оловянная минерализация силикатного (турмалин — хлорит) и многосульфидного, реже скарнового типов. Практически повсеместно касситеритовой минерализации в переменных количествах сопутствуют халькопирит, галенит и сфалерит, реже вольфрамит. Масштабы оруденения отдельных месторождений весьма значительные, в особенности в слабо эродированных рудных полях. Максимальная глубина распространения оруденения определяется состоянием эрозионности рудных полей и может достигать 1000 м (Приморье и др.). При незначительном эрозионном срезе крупного поля в вертикальном разрезе четко проявлена зональность — смена минеральных ассоциаций менее высокотемпературных более высокотемпературными.

По геолого-структурной позиции размещения оруденения данной формации отчетливо выделяются две группы рудных районов: 1) на площадях секущих глубинных разломов в геосинклинально-складчатых областях; 2) в позднегеосинклинальных — орогенных структурах в связи с приразломными прогибами.

Типовые районы развития месторождений касситерит-силикатной формации в зонах активизации секущих глубинных разломов в геосинклинально-складчатых областях

Поперечные рудоконтролирующие структуры, развитие которых связано с заложением или активизацией глубинных разломов подвижных областей, имеют важную роль в металлогении олова некоторых районов СССР. Наиболее полно научные представления о связи оловянного оруденения касситерит-силикатной формации с поперечными структурами были сформулированы в 1958 г. В.Т. Матвеев и Е.Т. Шаталовым в развитие научных высказываний Г.Л. Падалка по материалам изучения оловорудной провинции Северо-Востока СССР. В последующем это было подтверждено и развито многочисленными исследователями (С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев, И.Н. Томсон, В.С. Кравцов и др.).

Районы распространения месторождений касситерит-силикатной формации данной структурной группы широко развиты в пределах мезозойд Дальнего Востока (Приморье, Приамурье), Северо-Востока (Якутии, Северное Приохотье и др.), слабее в Восточном Забайкалье и мезо-кайнозоидах Корякского нагорья. Такие оловоносные районы также известны на площадях палеозойских геосинклиналей с позднегерцинским магматизмом в Средней Азии (Сарыджазский район), Казахстане (так называемый "Девонский вулканический пояс", Западная Калба) и в некоторых других районах проявления позднепалеозойского магматизма.

Отличительная особенность оловянного оруденения районов развития касситерит-силикатной формации в поперечных глубинных разломах — пространственная его ассоциация с многофазовыми гипабиссальными гранитоидными комплексами, дайковыми телами кварцевых порфиров и диорит-порфиров и локализация оруденения в гранитоидах и чаще в надкупольных зонах скрытых рудоносных гранитоидных массивов (рудные поля месторождений Депутатского, им. Дубровского и др.). Вмещающие оруденение породы — преимущественно терригенные образования; реже оно размещается в различного состава магматических и вулканических, а также карбонатных породах. Местами отмечается тесная ассоциация оловянной минерализации с медной, свинцово-цинковой, слабее вольфрамовой, кобальтовой и серебряной. В зависимости от эрозионного среза на площадях рудных полей обнажаются различные минеральные типы единой рудной колонки: многосульфидный, хлоритовый, турмалиновый и ряд переходных типов. В магматических породах отчетливо развиты грейзеновые оловоносные минеральные ассоциации, а в карбонатных — появляется оловянное оруденение скарнового типа. Качество оловянных руд в месторождениях касситерит-силикатной формации в районах данной структурной группы преимущественно высокое. Типичным примером районов данной группы является оловянное оруденение Дербек-Нельгехинской зоны секущих глубинных разломов в мезозоидах Якутии.

Рассматриваемый район представляет собой наиболее выраженную типовую поперечную оловоносную структуру в мезозоидах Восточной Якутии, протяженность ее около 200 км. (при ширине до 10 км) в западном — юго-западном направлении от Колымо-Омолонского срединного массива. Развитие оловоносной структуры тесно связано с глубинным разломом, который является продолжением крупного разлома в указанном срединном массиве и почти под прямым углом пересекает геосинклинально-складчатые сооружения мезозойд, включая пояс гранитных батолитов. Геология и оловоносность Дербек-Нельгехинской зоны описаны в работах многих исследователей [39].

Почти на всем протяжении эта поперечная структура располагается в пределах пород верхнего триаса и лишь восточный ее фланг входит в юрские отложения Иньяли-Дебинского синклиниория. На западном фланге она пересекает две небольшие синклинальные

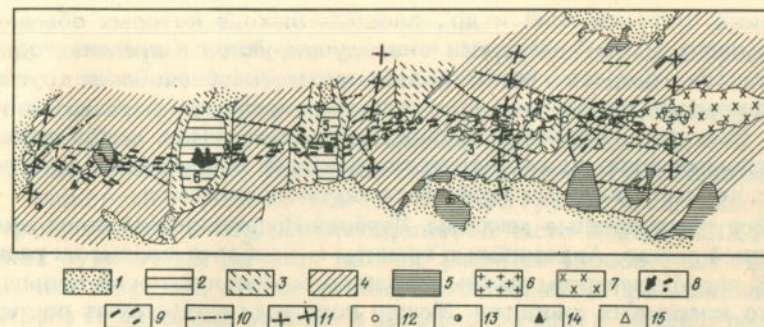


Рис. 32. Структурно-геологическая схема Дербек-Нельгехинской оловоносной поперечной структуры. По Б.Л. Флерову.

Отложения: 1 — современные и древнечетвертичные, 2 — средней и нижней юры, 3 — верхнего триаса, норийского яруса, 4 — то же, карнийского яруса, 5 — среднего триаса; 6 — мелкозернистые аплитовидные граниты; 7 — андезитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты; 8 — диоритовые и кварцевые диоритовые порфиры; 9 — дайки различного состава; 10 — разрывные нарушения; 11 — оси антиклиналей; 12 — месторождения касситерит-силикатной формации турмалинового типа; 13 — то же, хлоритового типа; 14 — то же, многосульфидного типа; 15 — полиметаллические месторождения.

Рудные поля (цифры на схеме): 1 — Илнтасское; 2 — Алыс-Хайское; 3 — Бургочанское; 4 — Сордогонское; 5 — Эганджинское; 6 — Кондеканское; 7 — Бугдогарское

зоны, ядра которых сложены нижнеюрскими отложениями. Приразломный характер структуры подчеркивается большим числом даек, трассирующих глубинный разлом на всем протяжении и ориентированных параллельно его общему направлению (рис. 32). Вдоль структуры влияния глубинного разлома наблюдается трещиноватость пород северо-восточного и субширотного простираний с направлением падения трещин в обе стороны. Значительно реже встречаются трещины северо-западного и меридионального простираний, которые играют весьма ограниченную роль в размещении магматических и оловорудных проявлений. Характерно, что трещины основного северо-восточного (субширотного) направления сохраняют свою ориентировку и в массивах гранитоидов.

В восточной части структуры располагается несколько удлиненных вдоль ее простирания гранитоидных массивов. Один из них имеет значительную площадь выхода на современной поверхности, остальные невелики по размерам. Состав гранитоидных массивов довольно пестрый, в основном они сложены андезитовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Им значительно уступают по распространенности мелкозернистые и аплитовые граниты, слагающие небольшие тела, сформированные в позднюю интрузивную фазу. В качестве поздних производных выделяются дайковые тела аплитовых гранитов, секущие гранитоиды основной фазы. К западу от крупного Безымянного интрузива, вдоль оловоносной структуры располагается несколько более мелких массивов — Хатак-

чанский, Бургочанский и др., площадь выхода которых обычно не превышает 10 км². Местами они группируются в пределах одного контактового ореола, что позволяет судить о наличии более крупных, не вскрытых эрозией тел гранитоидов в пределах приразломной зоны. Массивы гранитоидов пространственно часто ассоциируют с дайковыми полями; состав массивов и даек сопоставим и многие из даек, видимо, являются апофизами скрытых массивов.

Все гранитоидные массивы Дербек-Нельгехинской зоны имеют сходный состав. Андезиновые граниты — наиболее кислые их разновидности. К периферическим частям массивов основность пород повышается до кварцевых диоритов. Между породами существуют постепенные переходы. Характерно разнообразие структурных особенностей пород; преобладают порфиновые структуры, подчеркивающие гипабиссальный характер гранитоидных массивов. В массивах устанавливаются различные соотношения пород гранитного и диоритового состава. В направлении на запад вдоль рассматриваемой структуры в составе гранитоидов массивов отмечается повышение основности (кварцевые диориты, диориты), что позволяет предполагать менее значительный эрозионный срез в западной части оловоносной структуры.

Важный элемент строения Дербек-Нельгехинской зоны — дайковые поля, в строении которых участвуют доинтрузивные дайки диорит-порфиров и андезит-дацитов, дайки-апофизы гранитоидных массивов и послегранитные дайки лампрофиров и диорит-порфиров. Послегранитный возраст даек достоверно установлен Б.Л. Флеровым. На рудном поле Илентас все дайковые образования, в том числе и лампрофиры, являются дорудными.

В пределах Дербек-Нельгехинской оловоносной структуры устанавливается несколько участков с повышенной концентрацией оловянных проявлений, которые обычно локализуются вблизи гранитоидных массивов. Такие поля Б.Л. Флеровым именуются в качестве рудных узлов, названия которых часто соответствуют названиям массивов гранитоидов: Илентасский, Хатакчанский (Алыс-Хая), Бургочанский и др.

Типовые районы развития месторождений касситерит-силикатной формации в позднегеосинклинальных орогенных наложенных впадинах

Размещения районов данной структурной группы контролируется поперечными глубинными разломами; они располагаются в позднегеосинклинальных — орогенных наложенных приразломных прогибах (впадинах). Такие рудные районы в качестве самостоятельного подразделения выделены сравнительно недавно главным образом по материалам изучения оловоносных территорий Востока СССР. Их выделение стало возможным после открытия и детального изучения Балыгычано-Сугойского оловорудного района на Северо-Востоке СССР, Хингано-Олонойского и Комсомольского оловорудных районов в Хабаровском крае и др. Классический район

с оруденением подобного типа — Корнуолл (Великобритания). Важное значение в их изучении и определении практической значимости такого типа оловоносных структур имели исследования В.Т. Матвеевко, Е.А. Радкевич, А.Н. Ивакина, В.П. Василенко, С.Ф. Лугова, Б.В. Макеева, В.К. Политова, Ю.И. Бакулина, Н.В. Огнянова и др.

Оловорудные районы этой структурной группы преимущественно формировались в окраинноматериковой части Востока СССР. Для таких рудоносных районов типично развитие оловоносных гипабиссальных интрузий, магматических комплексов габбро-монзонит-гранитного состава. Они развиты и детально изучены в бассейне верхнего течения р. Колымы (Омсукчан), на Чукотке (восточное побережье Чаунской губы, Крестовский район и др.), в Приамурье (Комсомольский район и др.). Примечательная их особенность — пространственная приуроченность к вулканогенным поясам. Этим, видимо, обусловлено наличие в пределах наложенных оловоносных структур вулканогенных образований. Оловянная минерализация часто тесно ассоциирует с полиметаллической, реже с золото-серебряной. Качество руд большей частью высокое.

В зависимости от эрозионного среза в рудных полях данной структурной группы отчетливо представлены верхние части единой рудной колонки — многосульфидный минеральный комплекс, хлоритовый или турмалиновый, грейзеновый. Последний тип минерализации встречается при вскрытии эрозией нижней части оловорудной колонки. В качестве типового примера данной группы районов приведем оловянное оруденение Балыгычано-Сугойского района в секущем позднегеосинклинально-орогенном наложенном прогибе.

Рудный район систематически изучается начиная с 1937 г. Значительный вклад в изучение геологии и металлогении этой оловоносной структуры внесен большим коллективом исследователей (В.Т. Матвеевко, Д.С. Харкевич, П.В. Бабкин, К.Л. Львов, Ю.В. Толстихин, В.К. Политов, С.И. Филатов, М.Г. Руб, В.С. Кравцов, Б.В. Макеев и др.).

Балыгычано-Сугойский район расположен в мезозоидах Яно-Колымской складчатой области. Его очертания примерно соответствуют очертаниям одноименного прогиба (он часто именуется также Омсукчанским). Заложение и развитие прогиба связаны с глубинным разломом, расположенным на продолжении Приколымского структурного шва, разделяющего Колымскую и Омогонскую глыбы. Глубинный разлом пересекает складчатые структуры мезозойских, которые на этом участке огибают южный выступ Колымской глыбы. Прогиб возник в орогенный этап, когда общая структура региона в основных чертах уже была сформирована (рис. 33).

Основание прогиба слагают верхнепермские — верхнеюрские терригенно-геосинклинальные отложения верхоянского комплекса. Наложенный характер прогиба подчеркивается сопоставимостью особенностей складчатых структур верхоянского комплекса по обоим бортам прогиба. Последний как бы вложен в изгиб складчатых структур

тают форму пологих залежей, располагающихся на границе несогласия верхоянского комплекса и осадочной омсукчанской серии.

Гранитоиды омсукчанского интрузивного комплекса формировались в течение двух основных фаз. В первую фазу образовалась серия габбро-диорит-гранодиоритовых пород с сильными вариациями состава при преобладании гранодиоритов. Во вторую фазу формировались массивы гранитного состава, с которыми связан интенсивный контактовый метаморфизм вмещающих пород. На локальных участках устанавливаются их гранитизация и образование пород интрузивного облика. В завершающий период интрузивного магматизма происходило образование небольших по объему тел и даек лейкократовых гранитов, которые часто залегают в крупнозернистых биотитовых гранитах второй фазы в виде пологих дайкообразных тел небольшой мощности. Внедрение лейкократовых гранитов можно рассматривать как завершающую субфазу интрузивного магматизма.

Оловорудные месторождения преимущественно представлены хлорит-турмалин-кварцевой ассоциацией, которая залегает в осадочных, эффузивных и интрузивных породах. Они отчетливо тяготеют к вскрытым и скрытым массивам гранитоидов. В пределах рассматриваемого района насчитывается не менее сотни оловорудных месторождений и рудопроявлений. Территориально они объединены в ряд рудных узлов: Лево-Омсукчанский, Пестринский, Галимовский, Ирчинский, Джагынский, Останцовский и др.

Таким образом, приведенные характерные черты геологии и металлогении олова двух групп оловорудных районов с оруденением касситерит-силикатной формации свидетельствуют о большом их сходстве, а именно:

- 1) и те и другие районы обычно размещаются на площадях геосинклинально-складчатых областей, сформировавшихся на коре континентального типа преимущественно с миогеосинклинальным режимом развития;

- 2) приуроченность обеих групп структур к мажоритарным поперечным структурам — разломам, возникшим и активизировавшимся в орогенный и посторогенный этапы развития подвижных областей. Оруденение повсеместно связано с гранитоидными комплексами диорит-гранодиорит-гранитного ряда;

- 3) большое разнообразие минерального состава руд при резком преобладании турмалинового, хлоритового, турмалин-хлоритового и многосульфидного минеральных типов.

Основные отличия этих структурных групп районов с касситерит-силикатным оруденением следующее:

- 1) своеобразие истории тектонического развития и магматизма, в частности оловорудные районы первой группы, как правило, тяготеют к внутренней, континентальной зоне подвижных складчатых областей (мезозоид, альпид, герцинид), а второй группы — большей частью к вулканическим поясам. Это, в свою очередь, сопровождалось соответствующей интерференцией магматических процессов.

В результате наблюдается совмещение гипабиссальных магматических образований от габбро до гранитов с продуктами вулканизма — липаритов и андезитов;

- 2) приведенные особенности истории геологического формирования этих двух групп районов при большом сходстве минерального состава оловянных руд обусловили несколько отличную металлогению, где наряду с оруденением касситерит-силикатной формации, связанным с гранитоидами, встречается минерализация олова касситерит-сульфидной и риолитовой формации, а также золото-серебряной формации в связи с вулкано-плутоническими ассоциациями.

Районы развития месторождений касситерит-сульфидной формации

На территории СССР, а также зарубежных стран наиболее крупные и практически интересные районы оловянных руд рассматриваемых формационных типов размещены в молодых мезо-кайнозойских вулканоструктурах преимущественно в пределах Тихоокеанского пояса. Рудоносные магматические комплексы представлены интрузивно-вулканическими телами и эффузивами дацитового состава. В районах такого типа практически неизвестны повышенные скопления олова в россыпях. Выделение такого типа оруденения на площадях развития вулканических толщ более древнего возраста в ряде оловоносных регионов страны (Казахстан, Средняя Азия и др.) пока остается необоснованным, хотя в геологической литературе и имеются такие упоминания. По нашим представлениям, то, что отдельные исследователи в таких древних структурах трактуют как оловянное оруденение касситерит-сульфидной формации, в действительности, возможно, является результатом глубоко проработанной зоны окисления сопровождавшейся новообразованиями ряда минеральных ассоциаций; в частности многосульфидных минеральных комплексов касситерит-силикатной формации, возникшими в связи с позднегерцинскими тектоно-магматическими комплексами, или скарновых оловянных руд других формационных типов. Обоснованное решение этого вопроса потребует дальнейших углубленных исследований.

В районах преимущественного развития оруденения данной формации широко развиты месторождения сульфидно-сульфосольного типа, представленные комплексными рудами сложного состава: окисного и сульфидного олова, свинца, цинка, реже серебра, кадмия, висмута, сурьмы и ртути. В зависимости от локальных структур рудных полей и особенностей проявления магматизма местами оловянная минерализация тесно ассоциирует с рудами серебра в приповерхностных горизонтах таких месторождений (Боливия).

В работе [20, с. 45] И.Н. Томсон выделяет два типа районов развития оруденения касситерит-сульфидной и риолитовой формаций; первый — в неогеновых вулканических поясах, наложенных на жесткие блоки (боливийский и мексиканский типы), где оруденение контролируется поперечными разломами, а в их пределах кальде-

рами и наложенными впадинами. На территории СССР он выделяет второй, отличающийся от боливийского типа, район проявления оловянного оруденения касситерит-сульфидной формации, который в основном тяготеет к купольным и глыбовым поднятиям по периферии вулканических поясов, или так называемый приморский тип. Площади таких районов обычно слагают выступы в виде "окон", сложенных складчатыми осадочными толщами, вскрывающимися из-под вулканитов наложенных поясов. Магматизм в таких районах часто представлен послевулканическими комплексами малых интрузий повышенной основности (монзониты) и дайковыми комплексами состава дайковых порфиров. Сопутствующей минерализацией на таких площадях часто выступает спорадическая примесь киновари.

Состав руд исключительно сложный, в них широко наблюдаются минералы групп сульфидов, сульфосолей и сульфостаннатов с резко повышенным количеством станнина.

Из-за недостаточной изученности молодых вулканических поясов на Востоке страны авторы не исключают возможности открытия также районов с оловянным оруденением боливийского типа на площадях развития вулканитов в пределах внутренней зоны Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.

Типовые районы месторождений касситерит-сульфидной формации приморского типа

Наиболее широко районы развития подобного типа оруденения распространены в пределах Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэалинского вулканогенных поясов на Востоке страны (данные С.Ф. Лугова, А.М. Подольского и И.Н. Томсона и др.). Отличительная особенность геологического строения районов с подобным оруденением — сравнительная малая мощность (13—15 км) земной коры на площадях их развития, что, видимо, связано с общей тектонической активизацией, происходившей в позднем мезозое и кайнозое на периферии мегасвода. В качестве типового примера оловорудных районов с таким оруденением приведем оловянное оруденение Тальско-Хетинского района в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

Рудный район расположен в северо-западной части Хетинской вулканической зоны пояса, тяготеет к протяженной полосе разломов северо-восточного простирания, пересекающейся зонами дуговых разломов северо-восточного и субмеридионального направлений, где преимущественно распространены верхнемеловые вулканиты кислого состава. Район со всех сторон окружен выходами пород верхоянского комплекса. В центральной части района обнажается Верхнетальский массив гранитоидов.

Наиболее изученное рудное поле района сложено верхнемеловыми вулканическими породами спокойнинской свиты, выполняющими узкий грабен. В основании пород свиты залегают туфобрекчии с обломками глинистых сланцев и игнимбритов. Выше лежат среднеобломочные туфы липаритов; туфы и туфобрекчии перекрываются

пепловыми туфами липарита мощностью 200 м. На площади рудного поля встречаются трубки взрыва, выполненные туфобрекчиями, обломки которых представлены породами, слагающими этот район. Оловянное оруденение часто локализуется в пологопадающих трещинных системах. На этом поле интенсивно проявлены процессы окварцевания, хлоритизации, серицитизации и каолинизации.

В сходной структурно-геологической обстановке размещены рудные районы этого типа и в Восточно-Сихотэалинском вулканогенном поясе. Примечательность оруденения касситерит-сульфидной формации составляет совмещение его на локальных рудных полях с оруденением касситерит-силикатной формации в зонах сочленения мезо-кайнозой с вулканогенными поясами в прибрежной зоне юга Приморья (Смирновское, Ноябрьское, Зимнее и др.). Однако высказанное предположение нуждается в дальнейшей аргументации.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

По данным большой группы исследователей, при поисках и оценке оловянного оруденения обычно различают региональные и локальные критерии. Все они достаточно подробно рассмотрены Б.В. Макеевым, И.С. Столяровым, С.Ф. Луговым и др. [14, 26]. Поэтому далее кратко охарактеризуем геологические факторы критерии, имеющие определяющее значение для локального прогнозирования перспектив оловоносности. Оловянное оруденение различных формационных типов в основном тяготеет к скрытым и вскрытым гранитоидным массивам, мелким и средним по размерам куполам, располагаясь в эндо- и экзоконтактовых их частях и надкупольных зонах, которые размещены в различной геолого-структурной обстановке. При этом вмещающие породы носят отчетливые следы контактового и гидротермального метаморфизма различной интенсивности.

Оловоносные редкометалльные пегматиты пространственно и генетически связаны с гранитами, которые отличаются рядом только им присущих петро- и геохимических особенностей. Такие граниты часто имеют близкое содержание K_2O и Na_2O , они характеризуются повышенным содержанием SiO_2 (71—75%), глинозема (13—15%), фтора, бора и фосфора и ограниченным количеством окиси и закиси железа. Для гранитов типично пониженное значение отношения рубидия к цезию; отношение калия к рубидию обычно < 100 .

Оловянное оруденение касситерит-кварцевой формации пространственно ассоциирует с интрузиями кислых и ультракислых гранитов и часто размещено в надкупольной и купольной (в эндоконтакте) частях скрытых и обнажающихся штоков — массивов. Граниты характеризуются повышенным количеством щелочей (6,6—9,5%) при преобладании K_2O над Na_2O , высоким содержанием глинозема (12,5—16,1%), SiO_2 (70—75%), повышенным содержанием фтора (0,055—0,12%), наличием примеси рассеянного лития, бериллия, бора и олова (0,0010—0,0025%); отношение калия к рубидию составляет 100—150.

Оруденение касситерит-силикатной формации пространственно и генетически связано с гипабиссальными многофазными, сложного состава гранитоидами. Среди них выделяются породы от кварцевых диоритов до лейкократовых — аляскитовых, местами турмалиносодержащие граниты. Последние имеют тесную генетическую связь с оловянным оруденением данной формации. Часто кислые дифференциаты на современном эрозионном срезе развиты ограниченно. В то же время на площади рудных полей широко распространены породы дайкового комплекса основного, среднего и кислого состава, нередко с повышенными содержаниями рассеянного олова. Как установлено к настоящему времени геофизическими и буровыми работами, под рудными полями таких оловорудных месторождений (Депутатское, Дубровское и др.) часто залегают скрытые выступы гранитных интрузивов. Кислые дериваты рудоносных гранитов характеризуются повышенным содержанием щелочей (более 7 %), K_2O резко преобладает над Na_2O , содержание кремнезема 73,5—77 %, глинозема 12—13 %. По данным М.Г. Руб, биотиты в гранитах содержат резко повышенное количество хрома (70—200 г/т), никеля (85—420 г/т), олова (0,0015—0,0040 %) и бора (0,008 % и более); калий-рубидиевое отношение в гранитах варьирует в пределах 150—200.

Оловянное оруденение касситерит-сульфидной формации ассоциирует с гранитоидными образованиями повышенной основности, дайками кислого, среднего и основного состава и субвулканическими телами — магматическими образованиями вулканоплутоногенного комплекса сложного состава.

Магматические комплексы, которым соответствует оловянное оруденение различных формационных типов, различаются между собой тектоническими условиями формирования, глубиной генерации магматических очагов и становления рудоносных интрузивов, а также своеобразием петрохимических и геохимических черт. Последовательная смена оловоносного магматизма в истории развития земной коры в направлении от субабиссального к гипабиссальному и вулканическому одновременно сопровождалась осложнением — повышением основности состава магматических комплексов. Эволюция рудоносного магматизма сопровождалась изменением состава оловорудных формаций в направлении от наиболее глубоких высокотемпературных простого состава к малоглубинным и приповерхностным сложного минерального состава, формировавшимся при более низких температурах.

Геолого-структурные критерии в основном фиксируют особенности размещения оловянного оруденения, геологическую обстановку на локальных площадях, придающие четко выраженную индивидуальность рудным полям, узлам и месторождениям. При формировании структур рудных полей и морфологии залежей особое значение приобретает литология вмещающих пород, являющаяся определяющим фактором возникновения различных структурных типов рудных полей. Среди последних обычно преобладают структу-

ры жильного и штокверкового типов, реже встречаются минерализованные метасоматические зоны изменчивой формы.

Структуры рудных полей жильного типа чрезвычайно разнообразны. Чаще всего они представлены несколькими жилами или их системами. Жилы могут составлять линейные кулисно расположенные системы, в той или иной мере удаленные друг от друга. При их близком расположении может возникать единое рудное тело с общим контуром промышленных руд. Примером являются мощные и протяженные рудные тела Певекского и Кавалеровского районов, контролируемые высокопроницаемыми трещинными зонами, которым сопутствуют интенсивно дробленные вмещающие породы в зоне их влияния, где выполнение трещинных полостей также сопровождалось интенсивным метасоматическим замещением вмещающих пород.

Весьма распространены структуры рудных полей, образованные двумя или более разноориентированными жильными системами, которые широко представлены на месторождении Иультин [20, 22], однако основное значение по распространению и промышленной значимости имеет одна система — северо-восточная. Здесь на формирование жильных систем оказал значительное влияние не вскрытый эрозией купол гранитов, располагающийся в центре рудного поля, впервые выделенный С.Ф. Луговым в 1949 г. Внедрение интрузива повлекло приоткрытие ранее заложенных трещинных систем.

Положение жил в рудном поле также определяется литологическими факторами: например, на Галимовском рудном поле жилы располагаются вдоль обоих контактов полого залегающих силлов диорит-порфиров и соединяются короткими рудными перемычками, идущими поперек силлов.

Структуры рудных полей с развитием штокверковых и прожилково-вкрапленных руд могут образовываться в тесной ассоциации с другими структурно-морфологическими типами руд и занимать определенное место в структуре рудных полей других типов. Штокверковые рудные тела могут быть сложены системой одинаково ориентированных прожилков, образуя более или менее выдержанные линейные штокверки. Примером являются оловоносные штокверки в осадочных породах на Чукотке и в Приморье. Штокверковое оруденение в них контролируется субмеридиональными зонами повышенной трещиноватости и ограничивается по простиранию соответствующими нарушениями.

Структуры рудных полей штокверкового типа, залегающие в гранитах, имеют более сложное строение, чем в осадочных породах. В них реже встречаются штокверки линейного типа. Большей частью в гранитоидах формируются сетчатые зоны, состоящие из коротких различно ориентированных прожилков. В гранитах более широко распространен прожилково-вкрапленный тип оруденения, образующий в тесной комбинации со штокверковым единую структуру рудного поля. Возникновение таких штокверков наиболее характерно для апикальных частей гранитных куполов.

Структуры рудных полей с метасоматическими залежами сложной морфологии образуют весьма разнообразную по структурам группу, в которой трудно устанавливаются какие-то общие закономерности формирования. Метасоматические залежи чаще образуются в гранитоидных и карбонатных породах; примеры таких месторождений — Китильское, Днепровское, Хинганское, Хетинское, Арандиз и др. Каждое из них характеризуется индивидуальностью структуры и спецификой факторов, которые ее определяют.

Магматические критерии весьма эффективны при выборе площадей под поиски. Перечислим основные из них.

Ареалы развития гранитных комплексов характеризуются повышенными содержаниями олова и сопутствующих ему элементов: бора, фтора, вольфрама и др., в рудных полях месторождений. Особого внимания при поисках заслуживают эндо- и экзоконтактные зоны гранитных массивов, выходящих на поверхность и не вскрытых эрозией. Непосредственно с гранитными комплексами ассоциируют оловоносные пегматиты и оруденение касситерит-кварцевой формации. Особенности геохимической специализации ореолов рассеяния в гранитах и вмещающих породах, включая шлиховые ореолы, позволяют прогнозировать формационный тип оруденения и корректировать на этом основании специфику поисков.

Более эффективно используются магматические критерии при поисках с применением геофизических методов, в частности гравиметрических, позволяющих выявить положение не вскрытых гранитных тел и особенности рельефа их контактовой поверхности.

Ареалы развития гранитоидных комплексов повышенной основности представлены серией интрузивных пород габброгранодиорит-гранитного состава. Для них характерны так называемые интрузивные "ряды", "цепочки" гранитоидных тел, внедрявшихся по зонам разломов и образовавших линейные скопления гранитоидных тел, а собственно рудные поля размещены над скрытыми на глубине гранитными массивами (Трудовое, им. Дубровского, Депутатское и др.). Интрузивные "ряды" гранитоидных тел повышенной основности присущи определенному типу оловорудных районов, с преимущественным развитием оруденения касситерит-силикатной формации.

Ареалы развития вулканических пород представляет собой вулканические пояса и зоны. Благоприятны на поиски олова обычно ареалы развития вулканических пород андезит-липаритового состава, слагающих покровы и субвулканические тела. Оруденение большей частью тяготеет к последним. Такие ареалы развития вулканических пород перспективны для поисков оруденения касситерит-сульфидной и риолитовой формаций.

Литологические критерии — оловянное оруденение локализуется в породах различного состава. Литологические факторы оказывают значительное влияние на формирование структур рудных полей, морфологию залежей, эндогенную зональность и частично на вещественный состав руд месторождений. Контакты различных по литоло-

гии пород часто создают экранирующий эффект для локализации оруденения. Примеры влияния литологии на структуру рудных полей и месторождений весьма многочисленны. Для месторождений касситерит-кварцевой формации, залегающих в эндо- и экзоконтактных зонах гранитоидов и рвущих песчано-сланцевые породы, весьма характерна резкая смена структурно-морфологических особенностей рудных тел при переходе их из надынтрузивной зоны в интрузивную (Иульгинское рудное поле). В надынтрузивной зоне рудные тела могут быть представлены крупными выдержанными по падению и простиранию жилами, жильными системами. При переходе из осадочных пород в граниты рудные жилы часто деградируют, и вместо них в гранитах развиваются прожилково-вкрапленные зоны. Одновременно с изменением структурно-морфологических особенностей рудных тел происходит изменение их вещественного состава и промышленных параметров, например смена кварцевого типа оруденения грейзеновым [22]. Поэтому критерии такого рода могут эффективно использоваться при прогнозировании масштабов оруденения.

При оценке оруденения в известняках следует учитывать весьма сложную морфологию рудных тел (Северное Приладожье, СССР; Рудные горы, ГДР и др.). Промышленные контуры рудных тел, как правило, имеют сложную форму залежей и столбообразных тел. Литология вмещающих толщ оказывает определенное влияние на состав руд и общий характер околорудных метасоматических колонков. В сложной совокупности факторов, определяющих локализацию и вещественный состав оруденения, нередко можно выделить наиболее существенные и использовать их при оценке оруденения.

Минералогические критерии. При крупномасштабных работах на оловорудных месторождениях при прогнозировании скрытого оруденения, определении глубины распространения оруденения и оценке его масштабов используются различные минералогические критерии, на основании которых разработан ряд минералогических методов: кристалломорфологический, минералого-физический.

Кристалломорфологический метод определения уровня эрозионного среза рудных тел разработан Н.В. Евзиковой на примере оловорудных месторождений Комсомольского района Хабаровского края. Метод основан на изучении типоморфизма касситерита в вертикальном и горизонтальном плане рудных тел; он позволяет определить состояние эродированности рудного поля и оценить возможную глубину распространения оруденения. Этот метод позволяет судить о состоянии эрозионного среза площади источников сноса касситерита.

Распределение элементов-примесей в касситеритах (Ta, Nb, In, Sc) оловорудных месторождений различных формационных типов можно использовать для изучения глубины формирования руд и оценки перспектив оруденения на локальных участках рудных полей. Наиболее детальное изучение касситеритов в этом плане проведено Н.Н. Никулиным на примере месторождений Востока СССР, который предложил использовать индий в качестве геохимического индикатора глубины отложения касситерита. Им эмпирически установлено,

что концентрация индия в касситеритах в рудных телах убывает с глубиной. Метод Н.Н. Никулина получил положительную оценку при работах на оловорудных месторождениях Приморья.

Заслуживает внимания метод прогнозирования оруденения на глубину на основании использования электрофизических свойств минералов. Исследованиями ЗабНИИ (В.И. Красников, В.А. Фаворов и др.) показано, что рудные минералы (арсенопирит, касситерит, галенит, пирит, халькопирит, марказит и др.) обладают изменчивыми электрофизическими свойствами (удельная проводимость, эффект Холла, термоэлектродвижущая сила и др.), отражающими физико-химические условия минералообразования.

Для целей поисков и оценки оловянного оруденения наибольший интерес представляет арсенопирит. Было установлено, что значения термоэдс и соответственно тип проводимости арсенопирита направленно изменяются от верхних частей рудных тел к средним и далее к нижним. В полях изменчивости физико-химических параметров руд и полупроводниковых свойств арсенопирита продуктивное оруденение занимает вполне определенное положение, в частности нижние и верхние границы распространения промышленного оловянного оруденения очерчиваются полями развития арсенопирита соответствующего типа проводимости.

Минералого-геофизические методы исследования рекомендуется применять в комплексе и в дополнение к геохимическим методам оценки глубины распространения оловянного оруденения.

Геохимические критерии — ореолы рассеяния, характеризуются повышенным содержанием различных элементов. Ореолы занимают значительно большие площади по сравнению с рудными телами, что облегчает их обнаружение и выдвигает на одно из первых мест среди поисковых признаков и критериев оловянного оруденения. По происхождению они делятся на первичные эндогенные и вторичные экзогенные ореолы и потоки рассеяния.

Образование первичных ореолов связано с формированием самих месторождений, вторичные ореолы формируются как вокруг месторождений, так и их первичных ореолов и представляют собой различный комплекс продуктов, образующихся при разрушении месторождений и их первичных ореолов в пределах развития элювиально-делювиальных отложений [29].

Первичные — эндогенные геохимические ореолы рассеяния. Геохимические поиски по первичным ореолам являются эффективным методом для обнаружения скрытых и слабо эродированных месторождений, их прогнозной оценки на основе определения величины эрозионного среза. В зависимости от формационной принадлежности оловорудных месторождений набор типоморфных элементов будет различным: для формации оловоносных пегматитов — олово, ниобий, тантал и другие редкие элементы; для касситерит-кварцевой формации — олово, мышьяк, серебро, медь, цинк, свинец, бор, бериллий, молибден, вольфрам; для касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций — олово, сурьма, мышьяк, свинец, медь,

серебро, цинк. Размеры первичных ореолов для месторождений разных формационных типов могут изменяться в широких пределах: от первых десятков метров до первых километров. Как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях на большинстве оловорудных месторождений наблюдается зональность в строении эндогенных геохимических ореолов. Для выявления характера зональности необходимо для различных сечений рудной зоны подсчитывать величину привноса (или выноса) элементов в процессе рудоотложения. Мерой этой величины является линейная (площадная) продуктивность элемента в зоне минерализации за вычетом местного геохимического фона. Линейная продуктивность P в метропроцентах при постоянном шаге опробования ΔX подсчитывается по формуле А.П. Соловова [33]:

$$P = \Delta x \left(\sum_{x=1}^n C_x - n C_{\phi} \right),$$

где C_x — концентрация элемента в пробах, %; C_{ϕ} — значение местного геохимического фона, %; n — число аномальных точек, включенных в подсчет.

Для оценки перспектив рудоносности геохимических аномалий могут использоваться разнообразные характеристики первичных геохимических ореолов: элементный состав, близкий составу рудных тел, ряды элементов-индикаторов зональности (вертикальной, продольной, поперечной), линейная продуктивность ореолов, коэффициенты контрастности зональности, показатель зональности, аддитивные и мультипликативные ореолы, изложенные в соответствующих работах С.В. Григоряна и др. [10].

Вторичные экзогенные геохимические ореолы — один из основных методов поисков оловорудных месторождений. Главная задача поисков — выявления и оценка месторождений, рудные тела которых или их первичные ореолы вскрыты эрозией.

Теоретические и практические вопросы, касающиеся анализа вторичных ореолов рассеяния, освещены в известных монографиях В.М. Крейтера и В.И. Красникова и соответствующих инструкциях по геохимическим методам поисков. Вторичные ореолы, согласно А.А. Беусу и С.В. Григоряну, представляют собой зоны аномально повышенных концентраций определенных элементов-индикаторов оруденения, которые формируются в толще рыхлых образований вокруг рудных тел и их первичных ореолов на уровне эрозионного среза.

Ширина вторичных ореолов олова и сопутствующих ему элементов в плане значительно превосходит мощность рудных зон и обычно составляет 30–80 м и более. При наличии нескольких сближенных рудных зон размеры ореолов могут достигать нескольких сотен метров. По фазовому состоянию слагающих компонентов вторичные ореолы подразделяются на обломочные (механические) и солевые. Для олова характерно образование прежде всего обломочных вторичных ореолов. В то же время на месторождениях с широким разви-

тием сульфостаннатов в зоне гипергенеза олово может мигрировать в форме растворимых в воде сульфатов и образовывать солевые ореолы. По характеру образования вторичные ореолы делятся на остаточные, формирующиеся на месте ранее существовавших рудных тел или их первичных ореолов, и наложенные, в контурах которых до развития вторичных процессов первичная минерализация отсутствовала.

В различных природных зонах и фациях рыхлых образований (элювиально-делювиальные отложения и др.) вторичные ореолы могут существенно отличаться друг от друга. На основании опыта геохимических поисков А.П. Соловов произвел систематику вторичных ореолов рассеяния. Всего им было выделено семь наиболее часто встречающихся на практике типов вторичных ореолов [33]. Основной параметр вторичных ореолов — продуктивность. На основе этого параметра можно проследить унаследованность связей между рудными элементами в цепи: рудное тело — первичный ореол — вторичный ореол — поток рассеяния. Продуктивность вторичных ореолов может определяться по общеизвестным формулам.

Геофизические критерии — поля и особенности отражения в них поисковых признаков. Обобщенная модель распределения физических свойств пород в вертикальном разрезе оловорудных полей составлена под руководством Л.Т. Мишина [9] на примере эталонных месторождений касситерит-силикатной формации (Арсеньевское, им. Дубровского, Верхнее, Валькумей и др.). В зависимости от различного уровня эрозионного среза изменяется характер основных физических полей.

Поля силы тяжести. В зависимости от глубины залегания надынгузивных структур, их мощности и характера вмещающих пород могут наблюдаться самые разнообразные по интенсивности и знаку аномалии — положительные, отрицательные или отсутствовать. На месторождениях с надрудным срезом (Арсеньевское, Силинское), где купола гранитов и биотитов располагаются на глубине 1 км и более, локальные аномалии поля силы тяжести отсутствуют. На оловорудных полях с верхнерудным срезом (Хрустальное, Левицкое, Верхнее и др.), где глубина залегания метаморфизованных образований меньше, появляются положительные аномалии интенсивностью (Δg) 0,001 см/с². При эрозионном срезе на рудном уровне (им. Дубровского, Валькумей) такие оловорудные поля отмечаются четкими положительными локальными аномалиями (радиус осреднения $R = 1,5-2$ км) интенсивностью 0,001—0,0015 см/с². Наконец, при нижнерудном срезе на гравитационное поле влияют купола гранитов. Рудные поля таких месторождений (Верхне-Арминское) отмечаются отрицательными локальными ($R = 1,5-2$ км) аномалиями Δg 0,001 см/с² [15,16].

В целом положительные локальные аномалии более характерны для рудных полей месторождений олова надынгузивной зоны формирования. Отрицательные локальные аномалии поля Δg характер-

ны для месторождений интрузивной и экзоконтактной зон формирования, где купола гранитов находятся в непосредственной близости от дневной поверхности.

Магнитные поля. Для оловоносных гранитоидов типичны пониженные значения магнитного поля, для экзоконтактов гранитов (зоны роговиков) — положительные кольцевые или дугообразные аномалии интенсивностью до $50 \cdot 10^{-4}$ А/м, редко до $796 \cdot 10^{-4}$ А/м. По характеру магнитного поля можно судить о глубине эрозионного среза интрузива и даже возможной глубине его залегания. При магнитной съемке масштаба 1:50000 рудные поля иногда отмечаются изометрическими аномалиями; для месторождений касситерит-силикатной формации (Арсеньевское, Хинганское, Березовское и др.) они фиксируются изометричными участками пониженных значений магнитного поля. Напротив, оловорудные поля касситерит-кварцевой формации, в которых присутствуют ферромагнитные минералы, отмечаются положительными изометричными аномалиями магнитного поля. Рудные зоны, жилы и связанные с ними ореолы изменения пород чаще всего характеризуются относительно пониженным магнитным полем.

Электрические поля обычно обусловлены процессами регионального и контактового метаморфизма и постмагматической деятельности. Закономерности изменения электрического поля часто связаны с наличием сульфидов в пределах оловорудных полей, а также наличием на глубоких горизонтах месторождений высокоомных образований — роговиков и повышенного количества кварца в породах, возникших в процессе окварцевания и ороговирования в результате воздействия интрузивных масс.

Зоны минерализации и рудоносные структуры обычно картируются линейно-вытянутыми зонами пониженных сопротивлений ($\rho_k = 400-800$ Ом·м). Особенно низкие значения ρ_k (до 200 Ом·м) наблюдаются в узлах пересечения таких структур. Значительно реже рудоносные структуры (кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом) отмечаются высокими значениями ρ_k (2000—5000 Ом·м и более). Однако для основной части месторождений касситерит-силикатной и сульфидной формации зоны проводимости все же являются наиболее информативными критериями при поисках оловорудных залежей, в том числе и скрытых. По величине значений ρ_k можно судить о глубине эрозионного среза, площади и в какой-то мере о перспективах оруденения на глубоких горизонтах.

Рудные поля месторождений олова при съемках масштаба 1:50000 выделяются изометрическими аномалиями ЕП интенсивностью от —100 до 2500 мВ. Такие аномалии особенно отчетливо проявляются на олово-полиметаллических месторождениях, для которых характерна концентрация сульфидных минералов в верхних горизонтах.

Зоны минерализации и рудоносные структуры отчетливо фиксируются высокими значениями коэффициента поляризации: $\eta_k = 4-10$ % при фоне 1—2 %. В некоторых случаях наблюдается повы-

шение значений до 20—25 % на интервалах с богатым оловянно-сульфидным оруденением. Аномальные зоны удобно проверять на глубину методом ВЗЗ-ВП. Это позволяет ориентировочно определять склонение поляризующего объекта и глубину залегания его верхней и нижней кромок.

Радиогеохимические поля и их особенности по данным аэрогамма-спектрометрических съемок в оловорудных районах СССР способствуют установлению формационной принадлежности проявлений олова; в частности, для месторождений кварц-касситеритовой формации характерно возрастание содержания рассеянного урана в грейзенизированных породах при незначительном увеличении концентраций тория. Содержание калия в различных минеральных типах грейзенов варьирует: в пределах долей процента (кварц-топазовые фации), до 10 % (мусковитовые фации), и в целом при аэро съемке почти не отличаются от вмещающих гранитоидов. Более сложное распределение радиоактивных элементов отмечается для месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, для которых наряду с повышенными концентрациями калия типичны аномальные концентрации тория при фоновых значениях урана. Максимумы аномалий калия и тория обычно совмещены между собой и разобщены от урановых.

Ниже приведены основные особенности физических полей, характерные для различных геологических условий локализации оловянного оруденения по Л.Т. Мишину.

Геологические критерии	Особенности их проявления в физических полях и параметрах
Надвмещающие купольные структуры (гранитоиды, рогавики, биотиты)	Локальные аномалии поля силы тяжести ($R = 2,5-5$ км), концентрические аномалии магнитного поля
Оловоносные гранитоиды повышенной калиеносности	Пониженные значения магнитного поля, обрамленные кольцевыми или дугообразными положительными аномалиями, повышенные содержания калия
Вулканические аппараты	Кольцевые, овальные и дугообразные магнитные аномалии
Разрывные нарушения I и II порядков	Гравитационные ступени, линейные аномалии магнитного поля
Зоны и участки сульфидизации	Аномалии ЕП, ВП, МПП, магнитные аномалии, аномалии проводимости
Гидротермально измененные породы (грейзенизация, калишпатизация, серицитизация и т. п.)	Повышенные содержания калия, урана, реже тория, пониженные значения магнитного поля
Кварц-касситеритовые, кварц-турмалиновые жилы	Зона повышенной пьезоактивности, аномалии поля
Кристалломорфологические и химические особенности рудных минералов в вертикальных разрезах	Закономерное изменение термоэДС минералов в вертикальных разрезах

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ РУДНЫХ РАЙОНОВ И ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Научные основы количественного прогнозирования большей части цветных металлов в недрах, в том числе и олова, до сих пор не разработаны. Имеющиеся публикации намечают лишь некоторые пути подхода к решению этой сложной проблемы. При прогнозировании ресурсов олова в недрах необходимо учитывать существующие требования к сырью применительно к выделенным промышленным типам руд, в том числе географо-экономические факторы, возможные способы отработки, технологической переработки и т. п.

Количественную оценку потенциальных ресурсов олова в недрах месторождения, рудного поля, узла, района и более крупной оловянной структуры определяет ряд факторов [4, 6, 12, 14, 22 и др.] :

1) размеры рудного поля, морфология рудных тел (штокверки, минерализованные зоны, жилы, линзы) и их насыщенность на единицу площади;

2) состояние эрозионного среза и положение оруденения относительно рудоносного интрузива. Например, протяженность оруденения по вертикали значительно больше, если оно локализуется в надкупольной зоне не вскрытого эрозией интрузива. В этом случае глубина распространения промышленного оруденения может достигать в месторождениях силикатного типа 900 м, кварцевого — 600 м. При этом рудные тела с оруденением по падению могут переходить из пород надкупольной зоны в тела массива. Глубоко эродированные гранитоидные массивы, как правило, не содержат промышленного оловянного оруденения;

3) состав вмещающих рудоносные гранитоиды пород. При наличии вмещающих пород алюмосиликатного и карбонатного состава на площади единого рудного поля одновременно могут встречаться промышленные типы оловянных руд кварцевого, грейзенового и скарнового типов при развитии оруденения касситерит-кварцевой формации, соответственно, силикатного, многосульфидного и скарнового типов в случае развития оруденения касситерит-силикатной формации;

4) особенности проявления зональности оруденения. На месторождениях силикатного типа [12], характеризующихся отчетливо выраженным проявлением температурной зональности отложения минералов, с глубиной в рудных телах нередко отмечается смена низкотемпературных (многосульфидные и хлоритовые) минеральных ассоциаций более высокотемпературными (турмалиновые);

5) характер интенсивности проявления россыпной оловоносности наиболее показателен для оруденения касситерит-кварцевой формации, реже отдельных типов оруденения касситерит-силикатной. Нередко устанавливается определенная зависимость между масштабами проявления россыпной оловоносности и его коренным источником.

Наиболее надежной основой качественно-количественной оценки

перспектив оловоносности в недрах рудного района является формационный анализ. При этом по совокупности геологических факторов представляется возможным с определенной долей условности оценивать качественно и количественно перспективы оловянных руд в недрах того или иного района; например, оловоносные районы позднемеловой и позднепалеозойской эпох оруденения, при широком развитии терригенных и частично вулканогенных образований, в текущих складчатостях структурах преимущественно наблюдается наличие месторождений силикатного типа касситерит-силикатной формации, часто с высоким содержанием олова на жильную массу (1—3%) в легкообогащаемых рудах. Масштабы таких месторождений могут быть крупные (до сотен тысяч тонн), средние (первые десятки тысяч тонн), реже весьма крупные (сотни тысяч тонн).

В противоположность им в районах проявления ранне-среднепалеозойской и герцинской (за исключением поздних герцинид) оловоносных эпох оруденения в геосинклинально-складчатых структурах и зонах активизации срединных массивов преобладают месторождения кварцевого и грейзенового типов касситерит-кварцевой формации. Это большей частью комплексные оловянно-вольфрамовые руды, часто с хорошей обогащаемостью; содержание олова 0,3—0,5% и примерно такое же количество или больше триоксида вольфрама, часто с примесью редких металлов. Масштабы таких месторождений по сумме металлов (олово + вольфрам) большей частью мелкие, средние (первые десятки тысяч тонн), реже крупные — в штокверках (до сотни и более тысяч тонн).

Что же касается более древних эпох оловянного оруденения, то для них типично развитие месторождений кварцевого и грейзенового типов касситерит-кварцевой формации и оловоносных редкометалльных пегматитов.

Оловоносные скарны при наличии благоприятной геологической обстановки карбонатных пород возникают одновременно с формированием оловянного оруденения как касситерит-кварцевой, так и касситерит-силикатной формации, а также, видимо, и других формационных типов. Такие руды большей частью труднообогащаемы традиционными методами; содержание олова в них редко превышает 0,5—0,8%, обычно 0,3—0,4%. Масштабы месторождений средние (первые десятки тысяч тонн), реже крупные (до сотни тысяч тонн).

При оценке сырьевых ресурсов олова целесообразно различать новые и старые оловоносные районы, характеризующиеся разными подходами. При прогнозировании потенциала оловоносности в новых районах целесообразно преимущественно производить качественную оценку перспектив оловоносности с учетом наличия возможных формационных и промышленных типов оруденения. Это позволит косвенно судить и о возможных количествах металла в недрах рассматриваемых оловоносных районов и структур. При этом следует широко использовать принцип сравнительного анализа — метод аналогии, а также установленные особенности проявления и зависимости коренной и россыпной оловоносности.

При оценке потенциальных перспектив олова различных формационных типов в недрах новых районов, в особенности при качественной характеристике возможных типов оловянного оруденения, большая роль должна отводиться комплексу материалов гравиметрических и геохимических исследований. Необходимо учитывать, что геофизические методы исследований, в частности гравиметрия и магнитометрия, не являются прямыми методами как поисков, так и прогнозирования оловянного оруденения. Однако они являются весьма эффективными косвенными методами, способствующими решению поставленной задачи — оценки перспектив оловоносности путем предельной локализации рудоносных площадей изучаемых районов и структур.

При прогнозировании сырьевого потенциала оловоносности на площадях известных районов можно в какой-то мере обоснованно осуществить количественную оценку олова в недрах, где отдельные типовые месторождения вскрыты на значительную глубину и хорошо изучены. При этом целесообразно широко использовать метод аналогии для оценки оруденения сходных морфогенетических и промышленных типов месторождений. Решение поставленной задачи должно основываться на детальном изучении и оценке совокупности геолого-структурных факторов локализации оруденения: морфологии рудных залежей, размещении их относительно рудоносного интрузива (в надинтрузивной зоне, в теле массива, его экзоконтакте), генетического типа рудовмещающих трещин (отрыва, скола или разрыва), размеров рудных тел и др. К числу важнейших факторов оценки прогнозных перспектив олова в недрах относятся и особенности проявления зональности рудоотложения.

При оценке потенциальных ресурсов олова, в особенности на площадях детально изученных районов, следует широко производить сравнительный анализ применительно к отдельным, хорошо изученным промышленным типам оловорудных месторождений. Это позволяет получить в достаточной мере обоснованные результаты. Поясним это двумя примерами оценки прогнозных ресурсов рудных объектов кварцевого и грейзенового типов на ранних стадиях геологоразведочных работ на Северо-Востоке СССР.

Первый пример. Месторождение кварцевого типа, представленное несколькими параллельно прослеживающимися мощными жилами, залегает в надкупольной зоне ороговикованных песчаников, алевролитов и сланцев. Геолого-структурная его позиция, минеральный тип и состав оруденения полностью сопоставимы с ранее детально изученным и разведанным месторождением, где достоверно установлена глубина распространения оруденения, составляющая в надкупольной зоне около 400 м и в эндоконтактной зоне гранитного выступа еще от 70 до 150 м; всего более 500 м. На новом сопоставимом с данным месторождением рудном поле, вскрытом с поверхности канавами и штольней в приповерхностном горизонте, была пройдена одна скважина глубиной 400 м, которая показала существенное возрастание интенсивности ороговикования во вмещающих

терригенных породах, однако она не вскрыла скрытого выступа рудоносных гранитов. Все это позволило по аналогии с сопоставляемым рудным полем обосновать значительную глубину возможного распространения промышленного оруденения на недостаточно изученном новом рудном поле и соответственно оценить его масштабы как крупного рудного объекта. Последующей детальной разведкой месторождения оцененные ресурсы металла по материалам ранней стадии геологических работ полностью подтвердились.

Второй пример. Месторождение размещено в купольной части штока гранит-порфиров и представлено полого залегающей залежью высокотемпературных грейзенов площадного типа, содержащих на массу промышленное оруденение олова в рядовых рудах. Оруденение этого месторождения по совокупности геологических факторов во многом сопоставимо с месторождением Циновец в Рудных горах, приуроченным к перекрытому гранитному выступу, вскрытому на значительную глубину скважиной, а в приповерхностной части — подземными горными выработками. Глубина распространения промышленного оруденения по вертикали в тело массива на этом месторождении довольно ограниченная (до сотни метров) с содержанием олова в руде первые десятки доли процента. Сопоставление установленных особенностей проявления оловянного оруденения грейзенового типа в месторождении Циновец Рудных гор с отечественным грейзеновым месторождением позволило специалистам на ранней стадии развития геологоразведочных работ на аналогичного типа месторождении произвести обоснованную количественную оценку его возможных масштабов, что в последующем было подтверждено детальными разведочными работами.

То же самое можно рекомендовать для широкого использования при оценке потенциальной промышленной оловоносности в выявленных или вновь выявляемых проявлениях олова силикатного типа. Необходимо учитывать особенности проявления вертикальной зональности оруденения и состояние эродированности рудных полей. Существует много примеров на территории основных оловорудных провинций СССР [6, 22].

Решение поставленной основной задачи прогнозирования предусматривает оценку следующих основных параметров, прямо или косвенно влияющих на количественную прогнозную оценку: формационную принадлежность оруденения; полноту и характер проявления отдельных типов минерализации в единой рудной колонке, характерной для оруденения соответствующей формации; площадь рудного поля; число рудных тел, их размеры и морфологические типы; коэффициент рудоносности; вмещающие оруденение породы и способность их к образованию рудолокализирующих структур (трещинных систем); интенсивность ороговикования (для кварцевого типа) и турмалинизации, биотитизации (для силикатного типа) при размещении промышленной минерализации в надкупольной (надынтрузивной) зоне; глубину распространения промышленного оруденения, характерную для отдельных промышленных типов;

зональность отложения руд — сменяемость отдельных типов оруденения по вертикали; величину эрозионного среза и др.

О глубине распространения промышленного оловянного оруденения, а следовательно, и количественной оценке олова в рудных телах позитивный ответ могут дать представительные данные о проявлении температурной зональности рудоотложения в рудных телах, выполняющих определенные системы рудовмещающих трещин. Использование таких данных позволило с большой достоверностью обосновать прогнозную оценку ресурсов олова ряда месторождений сходного состава и строения в пределах детально изученных рудных районов Востока СССР.

Для целей количественного прогнозирования на локальных рудоносных площадях можно использовать данные закономерного изменения морфогенетических свойств касситерита в рудных залежах с глубиной (по Н.З. Евзиковой), а также методические разработки по анализу и интерпретации геохимических аномалий. При решении той же задачи важное значение приобретают данные электроразведки: метод вызванной поляризации (ВП), в инфразвуковом варианте, а также индуктивные методы (на частотах первых килогерц); метод низкочастотного зондирования (НЗЧ); традиционные методы постоянного тока и "ИЖ" и др.

Следует еще раз подчеркнуть, что только комплексный учет геолого-структурных, магматических, литологических факторов, геохимических и геофизических данных, а также использование методов формационного и сравнительного анализа позволяют с наибольшей достоверностью подойти к решению задачи оценки перспектив оловоносности геологических структур, районов, рудных узлов и месторождений.

При обосновании площадей или районов под поисковые работы различного масштаба также подобно прогнозированию следует исходить из следующих факторов: состояния геологической, геофизической и геохимической изученности и результатов; опосредованности территории и детальности проведенных работ; характера проявления оловянного оруденения, минеральных и морфологических их типов; наличия действующих и проектируемых оловодобывающих предприятий и их обеспеченности сырьем; экономического положения района; существующей прогнозной оценки перспектив промышленной оловоносности района или отдельных его частей; имеющихся прогнозно-металлогенических карт и их масштаба

С учетом приведенных факторов обоснования площадей под поиски целесообразно четко разграничивать работы такого назначения применительно к двум группам оловорудных районов; первая — оловоносные площади на новых, слабо изученных оловорудных территориях в пределах известных оловорудных провинций, где практически отсутствуют разведанные месторождения и запасы, а перспективы их выявления оценены по аналогии с известными районами на основании геолого-структурных и металлогенических факторов различной степени детальности (группа Р₃). Поисковые

работы в их пределах направлены на создание новых масштабных сырьевых баз для оловодобывающей промышленности; вторая — оловоносные площади в районах разрабатываемых месторождений и вновь созданных сырьевых баз с крупными масштабами руд, где поисковые работы направлены на расширение сырьевых баз для оловодобывающих и проектируемых предприятий (группа $P_1 + P_2$).

Поисковые работы в районах указанных двух групп основываются на геологических материалах различной детальности изученности, имеют далеко не одинаковые перспективы на выявление новых месторождений олова и предусматривают различные затраты на их производство. Перспективы роста потребления олова и дальнейшего развития оловодобычи обязывают производить поисковые и поисково-оценочные работы одновременно в районах первой и второй групп на территории всех известных оловоносных провинций. Сосредоточение основных объемов поисковых работ в старых районах неизбежно приводит к сокращению поискового задела и перспективных рудных объектов.

Рассмотрим некоторые особенности площадей потенциальной оловоносности в районах первой и второй групп.

Оловорудные районы первой группы расположены за пределами оловоносных площадей известных сырьевых баз и районов и, как правило, отличаются недостаточной большей частью слабой геологической изученностью. В результате этого потенциальные перспективы олова в недрах таких районов до сих пор остаются в полной мере не оцененными, однако по имеющейся геологической информации возможно нахождение промышленных скоплений олова.

Более того, при анализе геологических материалов представляется, что существенные потенциальные перспективы промышленной оловоносности заключены именно в районах данной группы, которые в дальнейшем могут стать основным резервом для открытия новых месторождений и создания новых сырьевых баз. Перспективные недостаточно изученные оловоносные площади известны в пределах большей части основных оловорудных провинций СССР, которые и должны быть включены в первую очередь в сферу планомерных и интенсивных специализированных поисков в ближайшие годы. В таких районах могут быть обнаружены как известные широко распространенные минеральные и морфологические типы руд олова, так и пока еще недостаточно оцененные новые оловоносные скарны и оловянно-порфировые, образующие часто штокверковые залежи и мощные зоны минерализации.

В районах первой группы в зависимости от состояния их изученности и опосредованности целесообразно проведение средне- и крупномасштабной съемки в сочетании с другими геофизическими и геохимическими методами поисков. Необходимость производства гравиметрических и других геофизических работ обусловлена тем, что: 1) преобладающая часть месторождений олова генетически и пространственно ассоциирует с гранитоидами и в зависимости от их эрозионного среза размещена в экзо- (надкупольной) и эндокон-

тактовой зонах интрузивов; 2) гранитоидные выступы (куполы) по физическим параметрам — (плотность пород и др.) отчетливо картируются методами гравиметрической съемки.

Для повышения эффективности поисковых работ в таких районах целесообразно с некоторым опережением геологических поисков производить в их пределах геофизические работы и научные исследования по обоснованию перспектив оловоносности локальных площадей. Такие исследования должны сопровождаться рекомендациями, в которых были бы определены возможные минеральные и морфологические типы руд олова на изучаемых площадях, а также возможный порядок масштабности ожидаемых скоплений олова и качества руд.

Оловорудные районы второй группы включают преимущественно детально исследованные площади, где поисковые работы различного масштаба (включая крупный) и назначения проводятся в течение длительного периода. Это так называемые старые оловорудные районы, узлы и рудные поля отработываемых месторождений, а также вновь созданные масштабные сырьевые базы и прилегающие к ним площади. Оловоносные площади давно отработываемых оловорудных объектов в большинстве своем характеризуются ограниченными потенциальными перспективами на выявление новых выходящих на современную поверхность существенных скоплений олова за пределами горных отводов. В то же время остаются недооцененными перспективы скрытого, не выходящего на поверхность оруденения.

Высокой степенью геологической изученности также отличаются площади новых, пока не используемых промышленностью сырьевых баз. Они располагают в большинстве своем дополнительными потенциальными сырьевыми ресурсами как на глубоких горизонтах, так и на флангах рудных полей. Однако выявление и оценку таких дополнительных сырьевых ресурсов, по-видимому, целесообразно совместить с началом разработки новых сырьевых баз.

Поиск и оценка скрытого оруденения, как показывает опыт работы, сопряжены с огромными затратами. Для решения поставленной задачи целесообразно на поисково-оценочной стадии по таким площадям составление соответствующего научного и экономического обоснования, в том числе составление гравиметрических карт масштаба 1:25000 — 1:5000, которые с учетом имеющихся крупномасштабных прогнозно-металлогенических геологических карт позволяет максимально локализовать потенциально перспективные площади и участки для производства тяжелых горно-буровых работ.

СОСТАВЛЕНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Составление прогнозных карт различной детальности, в том числе пометальных, широко вошло в геологическую практику. Вместе с тем методические принципы и геолого-геофизическая основа в них далеко не идентичны. Нельзя также не отметить, что результативность

таких карт все еще остается невысокой. Это, видимо, обусловлено общей сложностью и недостаточной разработанностью проблемы количественного прогнозирования минерального сырья в недрах, в особенности в новых геологически недостаточно изученных районах.

Общие положения и принципы составления такого типа карт изложены в работе П.А. Шехтмана, В.А. Королева и др. [12], в которой рассмотрены: комплекс работ и методов, обеспечивающих составление прогнозных карт (геологические методы, буровые и горные работы, геохимические методы, включающие опробование, оконтуривание ореолов; шлиховые методы; крупномасштабные геофизические методы — гравиметрическая, магнитометрическая, гамма-спектрометрическая съемки; электроразведка); существующие направления составления таких карт качественными и количественными методами, предусматривающие также составление дополнительных карт (регистрационных, ореолов рассеяния, литохимических, проявлений оловянной минерализации); комплекс геофизических (гравиметрические, магнитометрические и др.), совмещение поисковых признаков-индикаторов оруденения — рудовмещающих факторов, сопоставление карт различного назначения с применением количественных методов и др.

Применительно к олову основной метод количественного определения ресурсов — метод аналогии. Этот метод, в частности, также предусматривает сравнение геологических позиций и стратиграфии оцениваемого и эталонного объектов, сопоставление прямых и косвенных поисковых признаков, определение состояния эродированности рудного поля (узла) современными методами, сравнение соответствующих параметров оруденения и др. В итоге производится оценка прогнозных ресурсов зон, блоков, участков, рудного поля. Одновременно то же самое производится и по другим методам (вторичных механических ореолов, литохимических ореолов рассеяния), детально изложенным в работах А.П. Соловова [33] и в соответствующих инструкциях по геохимическим методам поисков рудных месторождений.

В качестве типового примера составления прогнозной карты крупного масштаба с количественной оценкой потенциальных ресурсов приведем макет такой карты (по В.К. Политову; рис. 34) по детально изученному рудному узлу с проявлениями оруденения грейзенового, топаз-кварцевого и кварцевого типов касситерит-кварцевой формации. Назначение карты — оценка недостаточно изученных оловоносных площадей, флангов и глубоких горизонтов известных рудных полей месторождений.

Состояние изученности площади рассматриваемого рудного узла высокое: осуществлены геологическое картирование и шлиховое опробование, аэрогамма-спектрометрическая и аэромагнитная съемки в масштабе 1:25000, на локальных участках проведены поиски и съемка в масштабе 1:10000 — 1:5000 с составлением соответствующей детальности различного назначения и содержания карт.

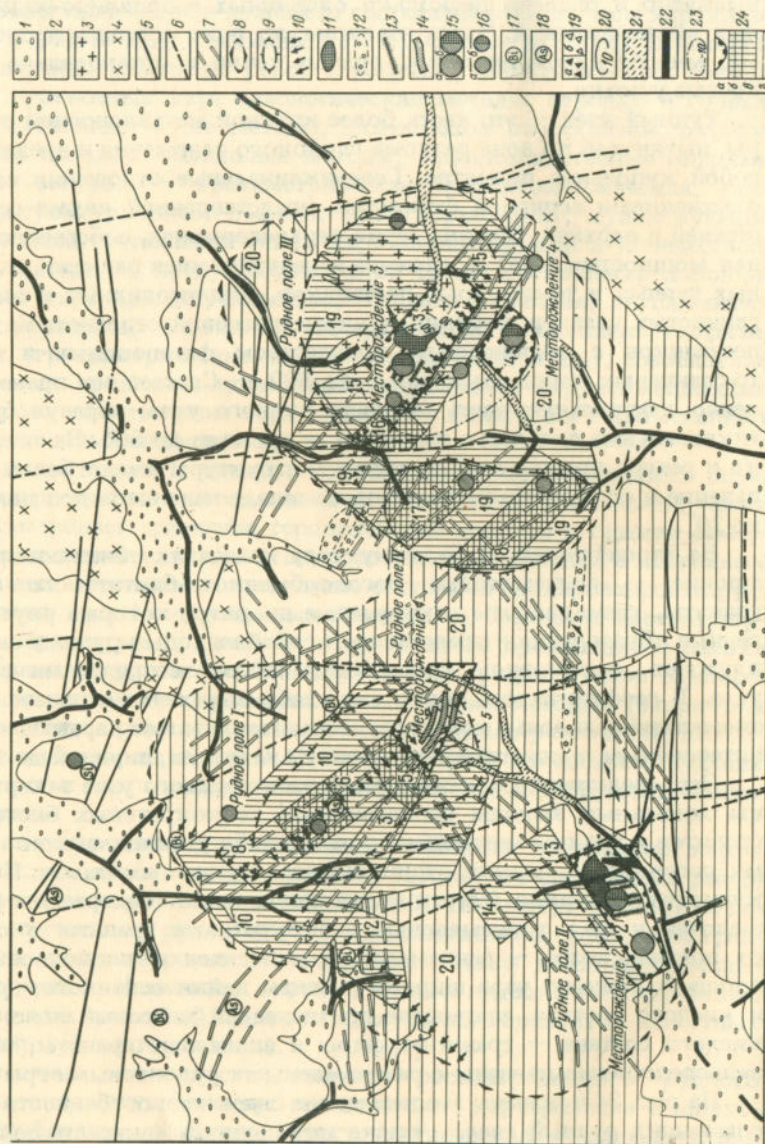
На ограниченных площадях проведено копушное и литохимическое опробование делювия и элювия. В результате осуществления целого комплекса геологоразведочных работ на площади рудного узла выявлено и оценено несколько оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений. Здесь известны, но пока остались не оцененными, многие рудопроявления, рудные точки и потенциально оловоносные участки.

Рудный узел — это часть более крупной металлоносной структуры, вытянутой по зоне разлома глубокого заложения и представляет собой купольное поднятие. Геосинклинальные отложения сложены отложениями аспидной формации, представленной двумя сериями: нижней и верхней. Нижняя серия верхнепермская, собственно аспидная мощностью 1000 м, сложена чередующимися пачками подчиненных черных и темно-серых песчаников, филлитовидных и аспидных глинистых сланцев, верхняя — нижнетриасовой сероцветной толщей песчаников с подчиненным количеством флишеидных и глинисто-сланцевых пород мощностью до 800 м. Слагает она преимущественно центральную часть площади рудного узла, образуя брахиантиклинальные складки с падением ее крыльев до 50° . На юге, востоке и севере крылья этой складчатой структуры имеют более крутое падение и осложнены разрывами, на западе падение пород пологое — до 20° .

На прилегающих к рудному узлу площадях обнажаются познеюрские — раннемеловые роговообманково-биотитового состава граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, которые рвут терригенные образования и представляют собой выходы крупных скрытых plutонов, в основном прослеживающихся за пределами рудного узла. В геофизических полях они слабо выражены отрицательными аномалиями, а зоны контактового метаморфизма характеризуются интенсивным положительным магнитным полем шириной до 1,5 км.

Непосредственно в центральной части рудного узла закартированы локальные выходы раннемеловых лейкократовых биотитовых гранитов с низким магнитным полем, слабо развитыми контактовыми роговиками, низким отрицательным магнитным полем. По совокупности признаков (много калия, повышенные содержания редких щелочей и др.) раннемеловые лейкократовые граниты в отличие от позднеюрских — раннемеловых относятся к оловоносным. На площади рудного узла широко развиты дайки основного, среднего и кислого состава, слагающие протяженный дайковый пояс. Дайки кислого состава — гранит-порфиры и аплитовые граниты, видимо, непосредственно связаны с раннемеловыми рудоносными гранитами.

На рис. 34 показаны геологическое строение и особенности пород, слагающих рудный узел, а также типы рудной минерализации (месторождения 1, 2, 3 и 4) и другие факторы, учитываемые при прогнозе. При этом проявления собственно грейзенового типа (2 и 3) представляют практический интерес только как возможные коренные источники россыпей. Прикладное значение могут представлять



оруденения кварцевого (месторождение 4) и кварц-топазового (месторождение 1) типов. Большинство известных рудопоявлений такого же состава заслуживают оценки.

В рассматриваемом примере количественного прогнозирования оловянного и сопутствующего вольфрамового оруденения касситерит-кварцевой формации на основании установленных закономерностей его формирования и размещения с достаточной полнотой производятся анализ и характеристика: 1) рудоконтролирующих и рудообразующих, 2) рудораспределяющих и 3) рудолокализирующих факторов, которые в обобщенном виде приведены в табл. 18 (по В.К. Политову). Основные геологические рудоконтролирующие факторы следующие: структурная позиция рудного узла и его особенности, наличие проявления рудоносного магматизма — оловоносных гранитов; благоприятная литологическая обстановка — однородная песчано-сланцевая толща.

Рудораспределяющие факторы в основном определяются тектоническими деталями структуры рудного поля и наличием скрытого, сложной формы гранитного массива, в надкупольной части которого размещены оловоносные рудные поля, отчетливо фиксируемые в геофизических полях на площади рудного узла. К деталям структуры рудного поля относятся дайковые пояса или наличие нескольких систем трещинных зон, в особенности северо-западного простирания, прослеживающихся параллельно главному рудоконтролирующему региональному разлому, а также северо-восточного

Рис. 34. Прогнозная карта рудного узла с месторождениями касситерит-кварцевой формации. По В.К. Политову:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — верхнепермские — нижнетриасовые отложения, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 3 — раннемеловой (оловоносный) интрузивный комплекс, лейкократовые биотитовые граниты; 4 — позднеюрский интрузивный комплекс, роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты; 5 — разрывы, входящие в систему главного рудоконтролирующего регионального разлома; 6 — рудоограничивающие разрывы; 7 — рудораспределяющие трещинные зоны; 8 — крутые контакты скрытого интрузива оловоносных гранитов, предполагаемые по геофизическим данным; 9 — границы апикальных куполов гранитов II порядка, предполагаемые по геофизическим данным; 10 — морфологические элементы кровли гранитов III порядка; 11 — залежи грейзенов и грейзенизированных гранитов; 12 — зоны окварцевания; 13 — кварцевые, мусковит-кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом; 14 — системы сближенных мусковит-топаз-кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом на месторождении 1; 15 — мелкие месторождения кварцевого (а) и мусковит-кварцевого (б) типов; 16 — рудопоявления кварцевого (а) и мусковит-кварцевого (б) типов; 17 — проявления висмута; 18 — проявления мышьяка; 19 — развалы кварцевых жил с касситеритом (а) и вольфрамитом (б); 20 — литохимические ореолы рассеяния олова, изолинии содержания (в г/т); 21 — оловянные россыпи; 22 — шлиховые рассеяния касситерита; 23 — изолинии содержания касситерита (в г/м³) в шлиховых (копушных) ореолах рассеяния; 24 — оловоносные площади: а — разведанные месторождения, б — фланги месторождений и узлы пересечения рудораспределяющих трещинных зон высокой перспективности, в — фланги месторождений и наиболее перспективных участков, г — площади низкой перспективности

Таблица 18

Система рудоконтролирующих факторов рудного узла

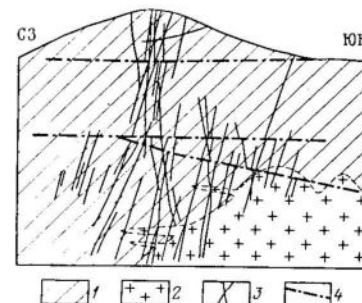
Группы факторов	Факторы		
	тектонические	формационные	магматические
Рудообразующие	1. Разрывные Зона регионально-го развития северо-западного простирания Участок пересечения региональных разломов северо-западного и северо-восточного простираний 2. Складчатые Брахиформные горстантиклинали Трещинные зоны СЗ, СВ, широтного, отчасти меридионального простираний, находящиеся в ядерной части горстантиклинали	Благоприятный тип разреза — однородные аспидные и сероцветные толщи	Оловоносные граниты: биотитовые, лейкократовые, калиевые
Рудораспределяющие	То же	То же	1. Апикальные купола на пологой поверхности кровли гранитов II порядка 2. Ступенчатые перегибы кровли, гребневидные выступы. III порядка на пологой поверхности кровли гранитов
Рудолокализирующие	Системы сближенных, ветвящихся и сочленяющихся трещин Места пересечения трещинных систем северо-западного и северо-восточного простирания	—	Экзоконтактная зона прогрева размер 500—600 м по вертикали от контактов гранитных куполов

простирания. Геофизические исследования четко отделяют рудораспределяющие трещинные системы от нерудных. Из числа магматических рудораспределяющих факторов важнейшим является форма кровли скрытого гранитного интрузива, включающая отдельные купольные поднятия (до 600 м). По данным гравиметрии поверхность его площадью 80 км² размещена в центральной части рудного поля на глубинах 800—1000 м. Рудные поля известных рудных полей обычно тяготеют к локальным поднятиям поверхности скрытого гранитоидного массива.

Рудолокализирующие факторы также представлены: деталями приведенных выше структурных, магматических и литологических

Рис. 35. Схематический геологический разрез рудного поля месторождения кварцевожильного типа:

1 — осадочно-метаморфические породы; 2 — граниты; 3 — кварцеворудные жилы; 4 — пострудные сбросы и сбросо-сдвиги



особенностей строения рудных полей, размещением рудных тел в трещинных системах на современной поверхности и на глубине, вблизи скрытых гранитных выступов, мощностью рудовмещающей терригенной толщи в надкупольной зоне и изменением ее физико-механических свойств с глубиной, изменением состава рудной минерализации при переходе оруденения из наддынтрузивной зоны в тело массива; протяженностью оруденения в надкупольной зоне, которая при соответствующем эрозионном срезе может достигать 700 м, а в теле массива — не более 100—150 м (рис. 35), закономерным изменением с глубиной минерального состава руд, типоморфизмом основных минералов, количеством примесей Та и Nb и их отношений и др. Определение глубины распространения промышленного оруденения по совокупности рассмотренных выше методик и приемов является основополагающим фактором количественного прогноза потенциальных ресурсов изучаемой рудоносной площади.

В итоге анализа изложенного фактического материала при составлении макета крупномасштабной прогнозной карты по территории рассматриваемого рудного узла выделены прогнозируемые потенциально оловоносные площади и проведена количественная оценка прогнозных ресурсов олова. На карте прогноза выделен ряд оловоносных площадей с неодинаковым числом рудоконтролирующих факторов различной детальности. При рассмотрении и оценке перспектив оловоносности по выделенным площадям охарактеризованы геологическая позиция, магматические и структурные рудоконтролирующие факторы, косвенные и прямые индикаторы оруденения, состояние уровня эрозионного среза и определены прогнозные ресурсы по каждой площади в пределах выделенных рудных полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Системный анализ месторождений полезных ископаемых, основанный на сопоставлении их геотектонических позиций, отношении к геологическим формациям, минеральных парагенезисов, типоморфных особенностей минералов, рудной зональности, метасоматических изменений вмещающих пород, геохимических и геофизических полей, позволяет выявить главные факторы возникновения оруденения и его размещения в земной коре. Общие методические приемы

прогнозирования месторождений полезных ископаемых и оценка территорий могут быть разработаны на основе рудно-формационного анализа, исходя из характеристик абстрактных рудных формаций и присущих им поисковых и оценочных критериев.

Научное прогнозирование месторождений и тем более количественное определение прогнозных ресурсов в конкретных регионах и рудных районах требуют учета не только общих черт абстрактной рудной формации, но и в не меньшей мере учета особенностей конкретной рудной формации, обусловленных специфическими условиями геологического развития того или иного региона, влияющих на условия мобилизации, транспортировки и концентрации рудного вещества.

Должны обязательно учитываться особенности тектонических структур и условий проявления рудопроизводящего магматизма, размеры и морфология рудоносных plutонов, процессы дифференциации магмы, вещественный состав и геохимия оруденения, условия его локализации и морфологии. Кроме того, очень важно определить степень эродированности рудоносной магматической формации в целом, и в ареале ее распространения возможные перспективы территории на глубину, доступную для эксплуатации месторождений.

Детальное или локальное прогнозирование не может быть построено только на модели конкретной рудной формации. Для этой цели необходимо знать конкретные черты строения месторождения и его рудного поля, особенности их тектонической структуры, морфологии рудных тел, физического и геохимического полей, рудной зональности и др. Следовательно, чем детальнее и обоснованнее должен быть качественно-количественный прогноз оруденения, тем детальнее и полнее должна быть геологическая информация, положенная в его основу.

Ответственное прогнозирование базируется на необходимой и достаточной геологической изученности территории. Ошибки прогнозирования в большинстве случаев обусловлены либо недостаточным знанием объекта прогнозирования, либо недостаточной информацией о геологическом строении территории. При этом недостатки информации не могут быть восполнены никакими современными методами обработки материала, включая и машинно-математические.

На прогнозных картах должны быть отражены прежде всего геологические факторы, контролирующие размещение месторождений в земной коре, их позиции в тех или иных геологических и тектонических ее элементах, поисковые признаки и оценочные критерии оруденения. Это, конечно, целый набор геологических, геофизических и геохимических карт. С особой тщательностью должны быть отражены рудоносные геологические формации и ареалы их распространения. При этом большое внимание должно быть уделено

фациальным разновидностям пород, с которыми ассоциировано оруденение. Огромное значение имеет выделение различных типов тектонических структур и особенно тех, с которыми так или иначе связано оруденение. Метод аналогии и обсчет прямых признаков оруденения с учетом геологической ситуации позволяют на разных стадиях геологоразведочного процесса определять прогнозные ресурсы с различной степенью достоверности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апельцин Ф.Р., Павлов Е.С.* Разработка критериев прогнозирования и оценки вольфрамовых месторождений. Экспресс-информация ВИЭМС. Геол. методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых, вып. 5, 1979, с. 1—22.
2. *Арсентьев В.П., Хренов П.М.* Особенности стиля тектонической эволюции Саяно-Байкальского горно-складчатого комплекса (в пределах Бурятской АССР). — В кн.: Тектоника Сибири, т. 7, М., Наука, 1976, с. 24—29.
3. *Батурина Е.Е.* Глубинные разломы — главные рудоконтролирующие структуры Западно-Забайкальской редкометальной провинции. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 7, М., Наука, 1976, с. 143—149.
4. *Башкиров Б.Г., Попов Ю.В.* Вопросы прогнозирования крупных эндогенных месторождений. Обзор ВИЭМС. Эконом. минер. сырья и геол.-разв. работ. 1981.
5. *Белбусов Б.В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
6. *Бугаев А.Н., Дуденко Л.Н.* Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1976.
7. *Возраст рудоносных гранитоидных комплексов Западного Забайкалья / В.И. Игнатович и др.* — Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск, вып. 404, 1978, с. 92—116.
8. *Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки / Под ред. Ф.Р. Апельцина.* М., Недра, 1980.
9. *Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова / Под ред. Л.Т. Мишина.* М., Недра, 1974.
10. *Григорян С.В., Кравченко Э.С.* Литохимические методы поисков оловорудных месторождений. — В кн.: Вопросы методики поисков оловорудных месторождений. М., 1974, с. 246—258.
11. *Еремеев А.Н., Модников И.С., Писаревский В.М.* Опыт крупномасштабного прогнозирования редкометального оруденения в вулканогенных формациях с применением ЭВМ. — В кн.: Математические методы при прогнозе рудоносности. М., 1977, с. 164—192.
12. *Задачи и принципы детального количественного прогнозирования эндогенных руд / В.А. Королев, П.А. Шехтман, Ю.А. Аверин и др.* В кн.: Крупномасштабное количественное прогнозирование эндогенного оруденения, Ташкент, 1976, с. 3—5.
13. *Каждан А.Б.* Прогнозирование, поиски и разведка месторождений урана. М., Недра, 1983.
14. *Ларицкий В.А.* Геологические основы прогноза и методы оценки оловорудных месторождений. М., Недра, 1981.
15. *Лишневский Э.Н.* Глубинное строение Комсомольского оловорудного района по геофизическим данным. — Геол. рудн. месторождений, 1980, № 6, с. 37—46.
16. *Лишневский Э.Н.* Магнитное поле как индикатор оловорудного и молибденового профиля. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 2, с. 429—432.
17. *Лугов С.Ф., Макеев Б.В.* К принципам построения генетической классификации оловорудных месторождений. — В кн.: Минеральное сырье, вып. 24. Новые данные по геологии оловянных м-ний СССР. М., 1975, с. 5—18.
18. *Методические основы локального количественного прогнозирования и оценки штокверковых месторождений вольфрама / А.А. Фролов, В.С. Вальков, С.В. Белов и др.* Тез. докл. на X Всесоюз. металлогеническом совещании, т. 4, Алма-Ата, Наука, 1983, с. 177—178.
19. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., Недра, 1975.
20. *Основные типы оловорудных районов / Под ред. С.Ф. Лугова, М., Недра, 1976.*
21. *Пахомов М.И., Пахомов В.И.* Новый способ выделения зон гидротермально-метасоматических и околорудных изменений по петрофизическим данным при поисковых и прогнозных работах. Экспресс-информация ВИЭМС. Общ. и регион. геология, геолог. картирование, вып. 8, 1980, с. 9—19.
22. *Поиски, разведка и оценка коренных месторождений олова / Под ред. С.Ф. Лугова, М., Недра, 1983.*
23. *Покалов В.Т.* Две эпохи тектоно-магматической активизации и две молибденово-рудные формации в Западном Забайкалье. — Рудные месторождения, 1984, № 1, с. 3—11.
24. *Покалов В.Т.* Геологические основы поисков и оценки эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1983.
25. *Покалов В.Т., Васин В.В., Болохонцева С.В.* Вольфрам-молибденовое месторождение Малый Ойногор. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 12, с. 96—108.
26. *Покалов В.Т., Орлов В.Г.* Принципы оценки прогнозных запасов молибдена. — Сов. геол. 1973, № 5, с. 22—32.
27. *Покалов В.Т., Орлов В.Г.* Поисковые критерии и признаки, методы прогнозной оценки м-ний молибдена. — В кн.: Принципы прогноза и оценки м-ний полезных ископаемых. т. 1, М., 1977, с. 196—215.
28. *Покалов В.Т., Сальников А.Е.* К методике разведки молибденовых штокверков. — Сов. геология, 1980, № 8, с. 27—35.
29. *Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений.* Л., Недра, 1979.
30. *Прогнозно-поисковые комплексы и количественный прогноз рудных месторождений / Г.Р. Бекжанов, А.Н. Бугаев, А.И. Кривцов и др.* — Тез. докл. X Всесоюз. металлоген. совещ. Алма-Ата, 1983.
31. *Смелов А.А., Сердюков М.К.* Комплексный показатель аномальности горных пород — критерий поисков и прогнозирования рудных месторождений. — В кн.: Геофиз. исследов. при поисках и разв. рудн. м-ний в Казахстане, вып. 2, Алма-Ата, 1978.
32. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. Изд. 4-е. М., Недра, 1981.
33. *Соловов А.П.* Прогноз масштаба оруденения при геохимических поисках. — Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК. Проблема № 10. М., Наука, 1976.
34. *Соловов А.П., Матвеев А.А., Раховский В.М.* Геохимические методы поисков рудных месторождений, МГУ, 1978.
35. *Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова / Б.В. Макеев, А.Б. Павловский, В.Т. Покалов и др., М., Недра, 1983.*
36. *Суражский Д.Я., Еремеев А.Н.* Методы количественной оценки рудного потенциала слабо изученных территорий. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 16—25.
37. *Фролов А.А.* Штокверковые рудные месторождения. М., Недра, 1978.
38. *Фролов А.А., Белов С.В., Вальков В.О.* Опыт комплексных геолого-структурных и минерало-геохимических исследований штокверковых месторождений вольфрама. Экспресс-информация. ВИЭМС Геол. методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых, вып. 1, 1981, с. 9—19.
39. *Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск, Недра, 1976.
40. *Черемсина Е.Н., Митракова О.В., Вальков В.О.* О технологии постановки и решения геолого-прогнозных задач на ЭВМ на конкретном геологическом примере. — В кн.: Теория классификации и анализ данных. Новосибирск, 1982, с. 127—136.
41. *Чумаченко Б.А., Власов Е.П., Марченко В.В.* Системный анализ при геологической оценке перспектив рудоносности территорий. М., Недра, 1980.
42. *Agterberg F.P.* Automatic contouring of geological maps to detect target areas for mineral exploration. — J. Int. Assoc. Math. Geol., 1974, vol. 6, N 4, p. 373—395.
43. *Ambler E.P. and Facer R.A.* A silurian porphyry copper prospect near Jecval New South Wales. Journal of the Geological Society of Australia, vol. 22, pt. 2, June 1975, p. 229—241.
44. *Armstrong R.L., Harakal J.E., Hollister V.F.* Age determination of late Cenozoic porphy-

ry copper deposits of the North American Cordillera. Institution of Mining and Metallurgy, Transactions (Sect. B., vol. 85, November 1976, p. 13239–13244).

45. *Batchawana* area — a possible precambrian porphyry co copper district. C I M Bulletin, August, 1974, p. 71–76.

46. *Geochronology* of porphyry copper-type mineralization near Rockhampton, Eastern Queensland, Australia. Economic Geology, 1976, vol. 71, p. 526–539.

47. *Jacobson* J.B.E., Ph. D. Copper deposits in time and space. Minerals Sci. Engng., vol. 7, N 4, October 1975, p. 337–369.

48. *Lawrence L.J., Savag E.N.* Mineralogy of the Titaniferous porphyry copper deposits of Melonesia. Proc. Australas. Inst. Min. Metall., N 256, December 1975, p. 1–14.

49. *Rice R., Sharp G.J.* Copper mineralization in the forest of Coed-y-Brenin, North Wales. Institution of Mining and Metallurgy. Transactions. Sect. B, vol. 85, February 1976.

50. *Titley S.R.* Geological Characteristics and Environment of Some Porphyry Copper Occurrences in the Southwestern Pacific. — Economic Geology, 1975, vol. 70, p. 499–514.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.	3
Общая методология при оценке прогнозных ресурсов (В.Т. Покалов).	6
Локальный прогноз месторождений молибдена (В.Т. Покалов)	14
Промышленные типы и группы молибденовых месторождений	14
Типизация геологических обстановок нахождения месторождений	16
Геотектонические позиции	16
Молибденоносные области в складчатых поясах.	24
Молибденоносные области эпиплатформенной орогении	36
Рудопроизводящий магматизм.	52
Критерии оценки молибденового оруденения	61
Формации молибденовых месторождений	62
Критерии региональной оценки.	67
Критерии локальной оценки.	68
Методические приемы составления прогнозных карт и определения прогнозных ресурсов	97
Локальный прогноз месторождений вольфрама (Ф.Э. Апельцин, А.А. Фролов).	102
Систематика основных промышленных типов вольфрамовых месторождений	104
Типизация геологических обстановок нахождения месторождений вольфрама.	107
Особенности локализации вольфрамовых месторождений разных формационных и морфогенетических типов	119
Поисковые признаки и оценочные критерии промышленных вольфрамовых месторождений.	129
Прямые признаки проявления разнотипного вольфрамового оруденения.	145
Методические основы локального прогноза и количественной оценки вольфрамовых месторождений.	147
Крупномасштабные прогнозные карты и количественная оценка ресурсов вольфрама	173
Локальный прогноз месторождений олова (С.Ф. Лугов)	176
Систематика основных промышленных типов оловорудных месторождений	178
Типизация геологических обстановок нахождения месторождений олова	188
Геологические предпосылки выделения и типы оловорудных районов.	188
Районы развития месторождений оловоносных редкометалльных пегматитов	192
Районы развития месторождений касситерит-кварцевой формации	195
Районы развития месторождений касситерит-силикатной формации	203
Районы развития месторождений касситерит-сульфидной формации	213
Поисковые признаки и оценочные критерии	215
Методические приемы прогнозной оценки рудных районов и отдельных месторождений	225
Составление крупномасштабных прогнозных карт	231
Заклучение.	237
Список литературы	240

Файвель Рахмилевич Апельцин,
Сергей Филиппович Лугов,
Валентин Тихонович Покалов,
Анатолий Александрович Фролов

ЛОКАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ПЛУТОНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МОЛИБДЕНА, ВОЛЬФРАМА И ОЛОВА

Редактор издательства *Л.С. Цаплина*
Переплет художника *В.П. Христинин*
Художественный редактор *Е.Л. Юрковская*
Технические редакторы *О.Ю. Цишевская, Л.Н. Фомина*
Корректор *Г.Г. Большова*
Операторы *О.М. Карабанова, И.В. Волкова*
ИБ № 5332

Подписано в печать 27.03.85. Т-07257. Формат 60х90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Набор выполнен на наборно-печатающей машине. Гарнитура "Сенчури". Печать
офсетная. Усл.печ.л. 15,25. Усл.кр.-отг. 15,38. Уч.-изд.л. 17,97. Тираж 1000 экз.
Заказ **425** /9125-4. Цена 1 р. 10 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени Первая
Образцовая типография имени А.А. Жданова Союзполиграфпрома при Государст-
венном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
113054, Москва, М-54, Валовая, 28