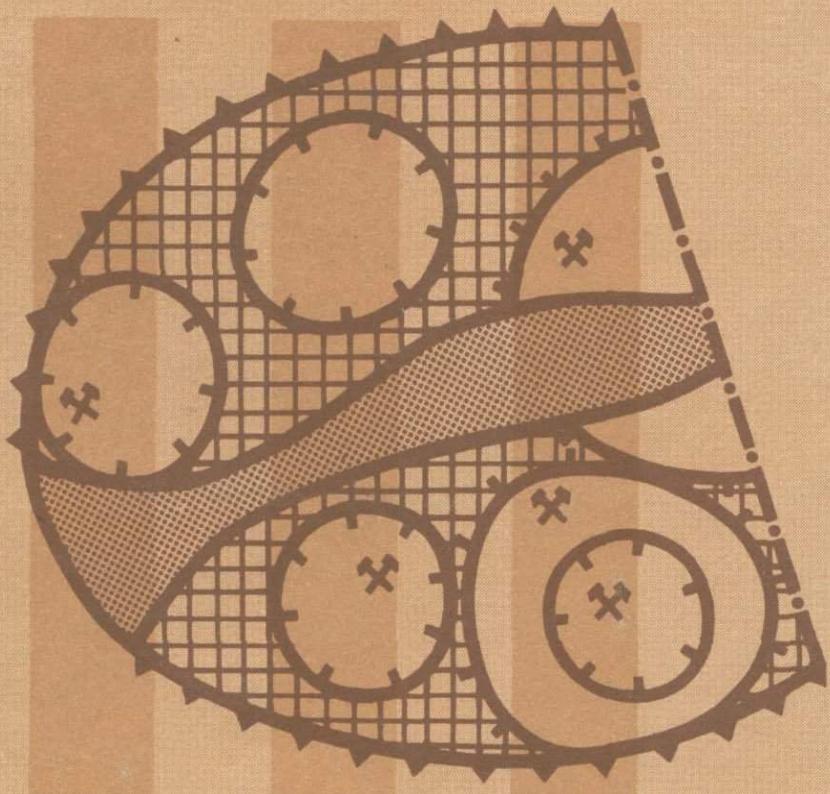


Рудоносность орогенных структур Срединного Тянь-Шаня



•НАУКА•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДENA ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Рудоносность орогенных структур Срединного Тянь-Шаня

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
Н.П. ЛАВЕРОВ

4420



МОСКВА
"НАУКА"
1985



Рудоносность орогенных структур Срединного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1985.

В данной книге на примере Срединного Тянь-Шаня рассматривается новый путь составления структурно-геологических карт рудоносных регионов на основе применения комплекса методов, включая дешифрование космических снимков, морфоструктурный и палеотектонический анализ. Составленная таким образом карта орогенной тектоники представляет собой новый тип структурной основы для прогнозно-металлогенических карт среднего масштаба. Проведено металлогеническое районирование в соответствии с выделенными сводовыми поднятиями различным рангов. Сделаны общие методические рекомендации по методам составления прогнозно-металлогенических карт.

Книга предназначена для широкого круга геологов, изучающих металлогению орогенных областей.

Ил. 31, табл. 10, библиогр. 50 назв.

Р е ц е н з е н т ы:

М.М. Константинов, В.Н. Левин

ВВЕДЕНИЕ

Чаткало-Кураминский регион представляет собой известную горнорудную область страны, чрезвычайно насыщенную месторождениями и рудопроявлениями различного типа. Ряд из них обеспечивает сырьевую базу действующих горнорудных предприятий. К настоящему времени достигнут очень высокий уровень геологической изученности региона. Объективно все труднее становится дальнейшее наращивание рудных ресурсов, когда резерв легкооткрываемых месторождений исчерпан уже давно. Необходимы новые идеи и новый методический подход к дальнейшему геологическому доизучению региона. Одним из таких путей является предлагаемый в настоящей работе пересмотр строения региона на основе представлений об орогенной тектонике. Другим новым аспектом исследований являются вопросы глубинного строения рудных районов, которые включают выявление глубинных ярусов оруденения, что открывает пути для глубинного прогноза.

На фоне имеющихся исследований, которые затрагивают широкий диапазон вопросов от металлогенического районирования до изучения конкретных вулкано-тектонических структур, предлагаемая работа имеет целью привлечь внимание геологов к орогенным структурам, методам их изучения и выяснению рудоконтролирующей роли. Это во многом поисковые задачи, поскольку в настоящее время не существует общепризнанных методов выявления и изучения структур, типоморфных для условий орогенной активизации. Сами орогенные структуры имеют наложенный характер и, поскольку их формирование происходило в континентальных условиях, нередко проявляются в скрытой форме.

Актуальность этой задачи и правомерность ее постановки определяются тем, что с позднепалеозойским орогенезом в Чаткало-Кураминском регионе связано подавляющее большинство рудных месторождений. Общепризнано, что проблемы орогенной металлогении имеют исключительно важное значение для провинции Тянь-Шаня. Именно им была посвящена IX Всесоюзная металлогеническая конференция 1979 г. Однако при этом во многих материалах конференции сохранялось традиционное понимание взаимоотношений между орогеном и геосинклиналью. Излагаемые в настоящей работе данные по структурному районированию орогена свидетельствуют в пользу автономного и наложенного характера орогенных структур.

Мы целиком разделяем мнение В.А. Арапова [3] о том, что в истории региона выделяются два этапа: квазиплатформенный и орогенный. Последний, таким образом, ни в коей мере не связан с геосинклинальным развитием и представляет, по существу, процесс орогенной активизации.

Специфические для этих условий структуры только начинают изучаться. Наиболее четко выраженные из них — вулкано-тектонические структуры, в настоящее время изученные наиболее полно благодаря исследованиям Н.П. Лаверова, В.А. Арапова и др. Однако многие из них относятся к локальному рангу орогенных структур, которые мы именуем очаговыми (размеры по площади не более 1500–2000 км²). Эти локальные структуры располагаются на фоне более крупных орогенных структур, которыми определяются условия их размещения.

Орогенные структуры среднего ранга и являются основным объектом наших иссле-

дований. Главными типоморфными структурами для условий орогенной активизации являются сводовые поднятия. Они оказывали определяющее влияние на условия возникновения и расположение различных металлогенических зон, тогда как подчиненные им очаговые структуры вмещают обычно рудные узлы и районы. Проведенные в последние годы уточнения в стратиграфии вулканогенных толщ позволили составить новые палеотектонические схемы, которые наряду с морфоструктурными данными послужили основой для структурного районирования орогена. Очень важную роль сыграло широкое привлечение материалов дистанционных съемок.

В работе поднимается и рассматривается наряду с проблемой размещения специализированных металлогенических зон также и другая проблема металлогенции – структурных условий концентрации оруденения. Рассматривается строение типовых рудных узлов, контролирующихся очаговыми структурами.

Таким образом, основная цель работы – восполнить имеющиеся пробелы в изучении рудоносных орогенных структур, и в первую очередь структур "среднего" ранга, а также усовершенствовать методическое обоснование их выделения. Это важная часть задачи, так как структуры рассматриваемого ранга носят скрытый характер.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

Большое значение для исследования рассматриваемого региона имеют работы Б.Н. Наследова (1934, 1935, 1961 и др.), посвященные в основном Карамазару и не потерявшие значения до сих пор. Помимо описания многочисленных рудопроявлений и пунктов минерализации, в работах Б.Н. Наследова приводятся и теоретические данные. Им установлено, что в Западном Тянь-Шане и Узбекистане основную роль в рудообразовании играл верхнепалеозойский магматический цикл, в пределах которого им выделены карбоновый и послекарбоновый металлогенез, связанный с интрузивами гранодиоритов и гранитов, и верхнепалеозойский металлогенез, связанный с малыми интрузивами гранит-порфировых пород. Б.Н. Наследов почеркивал большую роль блоковой тектоники в размещении эндогенной минерализации и слабое проявление вертикальной и горизонтальной зональности относительно интрузивов.

Идеи Б.Н. Наследова получили дальнейшее развитие в более поздние этапы в работах Х.М. Абдуллаева и сотрудников (1958, 1960, 1964 и др.), а затем в работах Т.М. Воронич (1970, 1979 и др.), В.Г. Гарьковца и др. (1979), Х.Н. Баймухамедова и др. Х.М. Абдуллаев и сотрудники выделили в наиболее продуктивном – герцинском – тектоно-магматическом цикле добатолитовый, батолитовый и дайковый этапы, каждый из которых характеризуется определенными чертами металлогении. Считая, что петролого-металлогенические черты тех или иных рудных районов определяются глубинным строением земной коры (специализацией магматических комплексов), указанные авторы вместе с тем отводят важную роль вмещающей среде, влияющей на процессы асимиляции и мобилизации различных элементов.

Многоэтапность оруденения региона рассматривали также Е.Д. Карпова, Х.Н. Баймухамедов, Т.М. Воронич, В.А. Арапов, К.Л. Бабаев, И.М. Исамухамедов, Т.Ш. Шаякубов, А.Д. Шмулевич и др. В этот же период появляются работы, в которых обсуждается тектоническая принадлежность региона, а также его тектоническое и металлогеническое районирование. Х.М. Абдуллаев (1958) выделил этот регион в единую Западно-Тяньшаньскую зону и описал ее рудоносность. Большое внимание тектоническому районированию как Средней Азии в целом, так и рассматриваемого региона уделено в работах А.С. Аделунга, а позднее также О.М. Борисова, М.А. Ахмеджанова и др. Тектоническое районирование этой территории основано ими на принципе выделения структурно-формационных комплексов, соответствующих определенным циклам и этапам развития подвижных зон и их тектоническому режиму (геантклинальный, геосинклинальный и т.д.). Эти авторы выделили Кураминскую и Чаткальскую зоны, в пределах последней – Северо-Чаткальскую и Южно-Чаткальскую подзоны, в каждой

из подзон — антиклинальные поднятия, прогибы, районы развития брахискладок и т.д. Это районирование принято до сих пор рядом среднеазиатских геологов (Т.М. Воронич, В.И. Попов, К.Т. Мустафин и др.).

Планомерные металлогенические исследования, начавшиеся в регионе лишь после Великой Октябрьской революции, обычно делят на три главных этапа : I — 1924—1945 гг., II — 1945—1970 гг., III — после 70-х годов.

В I этапе появились обобщающие работы А.Е. Ферсмана, Д.И. Щербакова, Ф.И. Вольфсона, Д.В. Наливкина, Б.Н. Наследова, Б.К. Брешенкова и др. В них была намечена связь рудных месторождений с определенными этапами геологического развития и процессами магматизма. В этот период был открыт ряд месторождений свинца, цинка, меди, вольфрама, висмута, в том числе медно-порфировые месторождения Алмалыка и др.

В 60-х годах (II этап) в изучении рудных месторождений территории определилось структурное направление. Его представители (Ф.И. Вольфсон, Л.И. Лукин, А.В. Корлев, Н.В. Нечелюстов, П.А. Шехтман и др.) внесли немалый вклад в изучение структур и зональности рудных месторождений и полей Карамазара. В это же время появились работы, касающиеся рудоносности вулканитов и выделения типов вулканогенных структур [2]. Эти исследования получили широкое развитие в последнее десятилетие в работах В.А. Арапова и сотрудников, а также Х.Н. Баймухамедова, Т.Ш. Шаякубова, А.Е. Антонова и др.

Следует отметить также появление в этот период ряда крупных работ, посвященных характеристике и систематике эндогенных рудных месторождений региона на формационной основе и их соотношений — выделению генетических рядов, семейств и т.д. (А.А. Малахов, И.К. Брагин, И.М. Евфименко и др., 1968, Т.М. Воронич и др., 1970, и др.).

III этап металлогенических исследований в рассматриваемом регионе ознаменовался не только появлением ряда интересных обобщающих работ по металлогенезу и геохимии (Т.М. Воронич и др., 1970, Т.М. Воронич и др., 1979, В.Г. Гарьковец и др., 1979), а также металлогенезом отдельных элементов (висмута — З.А. Дунина-Барковская, 1978; меди — Х.Н. Тулягенов и др., 1974; вольфрама — В.Д. Отрошенко и др., 1977; флюорита — Е.М. Головин, Х.Н. Баймухамедов, 1969; свинца и цинка — Рахимов, 1978, и др.) или рудных районов [35], но и развитием принципиально новых для этой территории идей. Так, работами Н.П. Лаверова, И.Н. Томсона, Н.Т. Кочневой и др. [28, 41] было установлено, что герцинская минерализация региона связана с орогенным этапом развития земной коры, а ее размещение контролируется типоморфными структурами этого этапа — сводовыми поднятиями и осложнющими их локальными купольными поднятиями и вулканогенными линейными и кольцевыми впадинами. Для выявления структур орогенного этапа и их внутреннего строения авторы использовали комплекс методов, включающий морфоструктурный анализ современного рельефа, дешифрирование космических и высотных снимков, палеотектонические реконструкции на периоды, соответствующие основным периодам рудообразования, построение металлогенических схем на эти же периоды. Применение этих методов позволило выделить на территории Западного Тянь-Шаня сводовое поднятие, состоящее из Чаткальского и Кураминского сложно построенных дочерних сводов.

Выше уже упоминалось, что в последние годы широкое развитие получили исследования герцинского вулканизма рассматриваемого региона. Среди работ, посвященных этой проблеме, особенно важными нам представляются работы Н.П. Лаверова, В.А. Арапова и сотрудников (Н.П. Лаверов и др., 1962; В.А. Арапов, 1964, 1970, 1977, 1983 и др.; В.А. Арапов, В.П. Коржаев, В.В. Михайлов, 1976; и др.). Многолетние исследования позволили В.А. Арапову прийти к выводу об отсутствии геосинклинального этапа в герцинском цикле развития Чаткало-Кураминского региона и выделению в этом цикле квазиплатформенного и орогенного этапов. С московского века по пермь включительно, по мнению В.А. Арапова, магматическая деятельность здесь связана лишь с вертикальными глыбовыми движениями. Интенсивная магматическая деятельность

орогенного этапа представлена пространственно и генетически тесно сопряженными эфузивными процессами. Значительный интерес представляет выделение В.А. Араповым (1983) шести гомодромных магматических ритмов в герцинском магматизме. Каждый из таких ритмов начинается со средних и основных пород и завершается кислыми. Эти шесть ритмов объединены в 4 стадии: 1) раннюю (первый ритм) С₂; 2) среднюю, собственно орогенную (второй ритм интрузивный) С₂; 3) позднюю (третий, четвертый и пятый вулканические ритмы) С₂—Р₁; 4) конечную (образование контрастных диабаз-гранофировых даек) Р₂. Вулканические ритмы заканчиваются внедрением разнообразных интрузивных массивов и нередко процессами рудообразования. На основании пространственной приуроченности оруденения того или иного типа к породам выделенных им разновозрастных вулканогенных формаций, а также геохимической специфики вулканитов В.А. Арапов предварительно наметил шесть этапов минералообразования.

Стадии орогенного развития, выделенные В.А. Араповым на основе установленных им магматических ритмов, на наш взгляд, достаточно убедительны, эти данные использованы нами в предлагаемой работе при выделении этапов минералообразования. В целом работы В.А. Арапова [3] представляют собой значительный вклад в изучение развития и металлогенеза рассматриваемого региона, хотя внимание в них акцентировано в основном только на локальных орогенных структурах.

Следует отметить еще одно обособившееся в последние годы направление в металлогенических исследованиях Чаткало-Кураминского региона и Средней Азии в целом, рассматривающее особенности размещения оруденения в зависимости от глубинного строения земной коры (работы И.Х. Хамрабаева, 1974, 1976, 1979, 1981 и др.; И.Б. Вольфсона, 1964, 1975; Н.Б. Вольфсона, В.Г. Гарьковца, А.Г. Хваловского, 1964; и др.).

Металлогенез орогенного этапа посвящены также работы Х.П. Баймухамедова, Т.Ш. Шаякубова, Ю.В. Бородина, К.Т. Мустафина и С.К. Мустафина, З.А. Дуниной-Барковской, А.Д. Шмулевича, Е.М. Головина, О.П. Гарькового, Л.М. Глейзера и др. В 1979 г. в Ташкенте состоялась Всесоюзная металлогеническая конференция, целиком посвященная металлогенезу орогенного этапа на примере Тянь-Шаня. Основные доклады были опубликованы в 1981 г. [7].

В последние годы все большее внимание исследователей привлекают внутреннее строение вулканогенных кальдер и закономерности размещения в них эндогенной минерализации (Н.П. Лаверов, С.Н. Задорина, А.Е. Антонов, В.А. Арапов, Н.Т. Кочнева, Г.А. Тананаева и др.). Для их выделения и характеристики использованы данные космических и высотных снимков, морфоструктурного и палеотектонического анализа.

Глава I

НОВЫЕ ПУТИ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОРОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Большинство эндогенных месторождений региона образовалось в условиях орогенного режима в позднепалеозойское время. Это был период глобального усиления орогенных процессов, формирования в континентальных условиях сводово-глыбовых структур и оживления линеаментов. Специфическими условиями орогенеза являются преобладание поднятий, увеличение контрастности движений при доминировании денудационных процессов и ограниченности областей осадконакопления. Типоморфными формациями для условий активных тектонических движений блоков континентальной коры являются молассовые, континентальные вулканические, а также плутонические.

Дискуссионной проблемой остается до настоящего времени вопрос о соотношении орогенных процессов с геосинклинальными, а также с процессами тектоно-магматической активизации. Длительное время орогенез отождествлялся или сопоставлялся со складчатостью. Это понимание орогенеза, высказанное в трудах геологов конца прошлого века, сохранилось вплоть до наших дней. Сравнительно недавно появились свидетельства того, что складчатость и горообразование разделены во времени и не обязательно следуют одно за другим. Известны примеры, когда вслед за складчатостью формируются красноцветы в условиях выровненного рельефа.

Разнообразные данные в пользу автономии орогенных процессов все в большем объеме накапливаются в последнее время. Однако дискуссионные вопросы все еще не получили однозначного решения из-за того, что до недавнего времени существование орогенных процессов не было раскрыто в полной мере. Карттирование типоморфных для орогенов сводово-глыбовых структур стало возможным лишь в последнее время благодаря применению комплекса методов, включая морфоструктурный анализ, дешифрирование космических снимков, палеотектонические реконструкции. Одна из задач настоящей работы – показать на примере Срединного Тянь-Шаня реальный путь для тектонического районирования орогена, который получает свое методическое обоснование. Проводя эту работу, мы исходили из гипотезы о наложенном характере орогенных структур и возможности их образования на гетерогенном основании. Подобная позиция не разделяется исследователями, рассматривающими орогенез в качестве этапа геосинклинального процесса. Однако автономия орогенеза еще много лет назад обосновывалась в отдельных работах. Органическая необходимость выделения третьего тектонического элемента континентов была показана в работах В.А. Обручева о "глыбовых горах" (1923), Д. Аргана о "глубинных складках фундамента" (1938), Г.Ф. Мирчинка о "глыбовых зонах" (1940), Чен-Го-да о структурах "дива" (1958), В.Е. Хайна о "подвижных платформах" (1959), А.А. Богданова об орогенных областях (1959). Г. Штилле выделил особые области германотипной тектоники (1928), которые он, правда, не рассматривал в качестве третьего основного структурного элемента. Ю.М. Косыгин предложил выделить "континентальный ряд структур" (1960). Н.П. Херасков отмечал своеобразие структуры некоторых районов по отношению к геосинклиналям и платформам (1967). При этом была подчеркнута недостаточность структурно-морфологического подхода и необходимость формационных данных при диагностике третьего структурного элемента. Несмотря на гетерогенность последнего, Н.П. Херасков под-

черкнул общность их формационной характеристики и предложил для них название "орогенные области или системы" (1967). При этом было подчеркнуто, что термин "активизированные области" не пригоден для характеристики третьего структурного элемента, так как под ними можно понимать "платформенные области, превратившиеся в геосинклинальные системы" (Херасков, 1967).

Если ранее неопределенным оставался вопрос о морфологии орогенных структур (германотипные складки, орогенные впадины), то теперь можно утверждать, что типоморфными для орогенов являются изометрические сводовые поднятия и очаговые структуры. Эти типы дислокаций резко наложены на линейные складки геосинклиналей, и их появление знаменует кардинальную структурную перестройку.

Мы разделяем также аргументы В.В. Белоусова [7], в пользу автономии орогенного режима по отношению к геосинклинальному. Основными из них являются: 1) отсутствие орогенного этапа после замыкания отдельных геосинклинальных систем и разобщение во времени этих процессов в других; 2) дискордантный характер взаимоотношения геосинклинальных и орогенных структур; 3) глобальный характер орогенных эпох. Одна из таких эпох охарактеризована в книге Ю.Г. Леонова "Тектоническая природа девонского орогенеза" [29]. Автору удалось убедительно показать наложенный характер орогенеза, а то обстоятельство, что местами его начало совпадало со временем завершения геосинклинальных процессов, рассматривается как частный случай. Ю.Г. Леонов отмечает, что геосинклинальный и орогенный процессы независимы и интерфеcируют друг с другом.

Ю.Г. Леонов отмечает также, что если в системе геосинклиналь—орогенез отсутствует связь по вертикали, то "это не означает, что между этими явлениями не имеются закономерные латеральные связи" [29, с. 182].

Проблемы внегеосинклинального развития и образования наложенных континентальных структур особенно широко обсуждаются в связи с задачами металлогенического районирования.

А.Д. Щеглов [49] в качестве третьего тектонического элемента континентов выделил области тектono-магматической активизации, наметил их типы и охарактеризовал стадии развития. В качестве новых структурных форм для этих областей им признаются разрывы и наложенные локальные прогибы. По мнению А.Д. Щеглова, многие области автономной активизации не являются сводово-глыбовыми и, таким образом, активизированные области противопоставляются орогенам.

Напротив, Ю.В. Комаров предложил термин "орогенная активизация", который отражает представления об идентичности орогенов и областей активизации.

Е.Д. Карпова [20] рассматривала сводово-глыбовые области в качестве третьего тектонического элемента континентов. Ею было подчеркнуто распространение орогенных формаций на гетерогенном фундаменте (складчатые области и платформы), несогласие орогенных комплексов со структурным планом основания и возрастной отрыв орогенеза от времени складчатости, наложенный характер орогенных гранитоидов. По мнению Е.Д. Карповой, наложенные формации, связанные с активизацией и заключительными стадиями геосинклинального развития, являются однотипными.

К.В. Боголепов предложил орогенез, следующий за геосинклинальной стадией, назватьprotoорогенезом, а горообразование на месте более древних пeneplенизованных горных сооружений — дейтероорогенезом. При этом К.В. Боголепов рассматривает орогенный режим развития самостоятельным, сравнимым с платформенным и геосинклинальным. Остаются неясными формационные различия между упомянутыми типами орогенеза. Интесрно, как отметили еще Ю.А. Кузнецов и А.Л. Яншин [26], что гранитоидный магматизм приурочен исключительно к орогенным условиям.

Коллективом ИГЕМ АН СССР разрабатывается проблема выявления структурных форм, типоморфных для условий орогенеза или орогенной активизации. В числе таких форм выделены и охарактеризованы локальные очаговые структуры, сводовые поднятия различных масштабов и сквозные линеаменты. Вопросы методов выявление этих структур были рассмотрены в работах И.Н. Томсона, М.А. Фаворской и др. за 1964—1982 гг.

Некоторые исследователи геологического строения Средней Азии уже давно разви-вали представления об автономном характере орогенных процессов.

Непосредственным предшественником этой концепции можно считать В.И. Попова, который еще в 1938 г. выдвинул представление о превалирующей тектонической роли "материковых глыб". При этом активными центрами развития были признаны ядра роста коры, тогда как геосинклинали рассматривались как межъядерные зоны. Обсужден вопрос о концентрически-зональном строении ядер. В.И. Поповым были выделены моногенные и полигенные поднятия, с которыми тесно сопряжены проявления магматизма. В этом уже наметился отход от признания повсеместного характера геосинклинального развития. Все больше накапливается фактов в пользу неоднократной смены геосинклинальных условий платформенными и о наличии в Средней Азии "жестких блоков". О.М. Борисовым было обосновано выделение Курамино-Ферганского срединного массива.

Возникает интерес к проблеме типоморфных структур для условий орогенеза – сводовых поднятий. Изучению процессов свodoобразования много внимания уделял И.В. Корешков. На основании геоморфологических данных им были выделены современные сводовые поднятия и разработаны представления о стадийности свodoобразования. Выделение сводовых поднятий в ряде регионов Средней Азии и Казахстана, а также металлогеническое районирование на этой основе проводились Н.А. Фогельман и М.А. Абдулкабировой. Автономию орогенеза на примере Средней Азии обосновала Е.Д. Карпова [20]. Она выделила Казахстано-Тяньшаньскую сводово-глыбовую металлогеническую провинцию, которая была в верхнем палеозое вся включена в орогенез. В.И. Попов и Б.Б. Таль-Вирский выдвинули представление о трансазиатском поясе глыбовых структур под наименованием "пояс Наливкина". Эти современные горные сооружения не были подготовлены предшествующим геосинклинальным развитием, они наложены на разновозрастные складчатые сооружения. Отмечается, что в основе их генезиса – явления свodoобразования. Упомянутые авторы, однако, различают постгеосинклинальные орогены и рифтовые орогенические пояса.

Согласно М.А. Ахмеджанову и О.М. Борисову [5], для Срединного Тянь-Шаня были характерны процессы "наложенной активизации", под которыми понимается оживление участков платформ, срединных массивов, областей завершенной складчатости с возникновением новообразованных структур. Однако эта группа структур связывается ими с влиянием развивающихся геосинклиналей. На основании предполагаемых соотношений с геосинклиналями выделяется несколько типов активизации. С этим трудно согласиться, учитывая, в частности, то, что формирование герцинских сводовых структур получило размах в конце палеозоя, когда собственно геосинклинальный режим развития уже завершился. В работе М.А. Ахмеджанова и О.М. Борисова справедливо признается, что "оконтуривание разных типов наложенных структур является одной из важнейших задач при построении прогнозно-металлогенических карт ..." [5, с. 133]. Именно этой задаче посвящена настоящая работа.

Несмотря на большой интерес, который вызывает проблема сводово-глыбовой тектоники, сторонниками этой концепции не было составлено детальных геолого-структурных карт, которые позволили бы проводить четкое районирование орогенных областей. Причиной этого было отсутствие надлежащего метода изучения орогенной тектоники, и в первую очередь выделения положительных структурных форм, занимающих в орогенах доминирующее положение. Так, методы анализа фаций и мощностей отложений, основные при изучении тектонического развития геосинклиналей, неприменимы к орогенным условиям, так как отсутствует сплошной покров коррелятных толщ. Из-за определенной "инерции" в методическом подходе к изучению тектоники орогенных областей часто фокусируется внимание только на орогенных впадинах. Последние же, как правило, представляют собой структуры, осложняющие сводовые поднятия и занимающие по отношению к ним подчиненное положение. Для составления карт орогенной тектоники необходим особый методический подход, который позволил бы районировать области поднятия.

Исходя из представлений об автономном и наложенном характере орогенеза по отношению к геосинклинальной истории и о том, что процессы активизации по форме своего проявления обычно тождественны орогенезу, ниже мы рассмотрим методические вопросы структурного районирования орогенических областей.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР, МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Вопрос о составлении карт орогенной тектоники представляет особый интерес прежде всего потому, что последние могут играть роль структурной основы для металлогенических и прогнозных карт. Действительно, орогенные эпохи во многих регионах выступают как весьма продуктивные на эндогенное оруденение. Существо орогенных процессов выражается в том, что абсолютное преобладание приобретают поднятия, резко сокращаются бассейны осадконакопления, но увеличивается интенсивность магматических процессов в интрузивной форме и в форме наземных вулканических извержений. Помимо этого, оживляются системы дизъюнктивных дислокаций, в том числе те, которые относятся по типу к зонам скрытых нарушений. Необходимо сразу же отметить, что эти две группы структур — сводовые поднятия и сквозные зоны разломов (линеаменты) — играют весьма различную металлогеническую роль. Некоторые линейные дислокации, которые выделяются в качестве рудоконцентрирующих, определяют расположение крупных рудных объектов независимо от их состава. Узлы пересечения систем разломов контролируют положение рудных узлов и полей. Главный тип орогенных структур — сводовые поднятия — определяет положение специализированных металлогенических зон, которые располагаются по отношению к ним концентрически и имеют дугообразную и кольцевую форму. Таким образом, сводовые поднятия контрол-

Таблица 1

Характеристика орогенных структур различных таксонометрических рангов

Сводово-глыбовые и очаговые структуры			Линейные структуры сквозного типа		
таксономические единицы	формы проявления	размеры	таксономические единицы	формы проявления	размеры
Мегасводы	Региональные поднятия, сопровождающиеся концентрическими поясами разнотипных гранитов. Сопутствующие впадины выполнены молассой и вулканитами	От 50 тыс. км ² и более			
Локальные своды	Локальные поднятия, сопровождающиеся радиально-концентрическими поясами дайек и отличающиеся преобладанием вулканитов во впадинах	От 5 тыс. км ² и более	Зоны линеаментов	Зоны попечерных структурных аномалий, линейные структуры барьеры	Ширина 40–50 км, длина — многие сотни километров
Очаговые структуры первичные	Кольцевые магматические ареалы	400–1500 км ²	Скрытые разломы фундамента (линеаменты)	Зоны сгущения трещиноватости, пояса концентрации магматических тел и др.	Ширина 5–10 км, длины — многие десятки километров
вторичные	Кольцевые магматические тела	До 400 км ²			

лируют качественную металлогеническую зональность. К этому необходимо добавить, что в орогенных условиях, помимо крупных сводов, возникают также очаговые структуры размером до первых десятков километров в диаметре, представленные кальдерами и наложенными куполами.

Обе группы структур — как сквозные линеаменты, так и сводовые поднятия — следует отнести к структурам нового типа, которые к тому же носят скрытый характер, проявляются в завуалированной форме и до недавнего времени не были объектами систематического изучения при геологических исследованиях. Комплексные методы выявления этих новых типов структур разрабатываются в настоящее время. Следует отметить, что скрытый характер упомянутых типов структур и своеобразный подход к их выявлению вызывал ранее недоверие у некоторых геологов в отношении реальности их существования. Однако сейчас с появлением материалов высотных и космических снимков эти скрытые структуры получают как бы второе рождение. Опыт исследований на Востоке СССР позволяет выделить ряд таксонометрических рангов структур сводово-глыбового и линейного типов (табл. 1).

Условия образования и методы изучения сводовых поднятий

Прежде чем перейти к характеристике методов выявления типоморфных орогенных структур, отметим общие специфические особенности орогенных эпох: 1) сокращенная геологическая летопись и преобладание поднятий; 2) типоморфные формации — моласса и наземные вулканиты; 3) широкое развитие плутонических формаций, обособленных на поднятиях; 4) существенное отличие от складчатых форм новообразованных структур, среди которых преобладают изометричные сводовые брахиоморфные поднятия с радиально-концентрической внутренней структурой; 5) впадины орогенного этапа, которые уступают по размерам поднятиям и расположены в кольцевом поясе по их периферии или развиты в виде грабенов вдоль оси поднятий; 6) характерные черты зональности в размещении различных магматических фаций внутри сводов, в общем случае выражаясь в направленной смене от центра сводов плутонических комплексов малыми интрузивами и вулканитами; 7) концентрическая петрохимическая и геохимическая зональность в составе интрузивных ареалов и вулканитов; 8) характерное концентрическое строение гравитационных полей с минимумами в центрах сводов; 9) связь тектонических форм современного рельефа с палеосводами и хорошая их корреляция с аномалиями гравитационного поля.

Для реконструкции сводовых поднятий, которые имеют скрытый и наложенный характер, необходимо применять комплексный подход, документируя эти структуры путем составления серии специальных схем, отражающих различные признаки сводовых поднятий.

Один из основных путей выявления сводовых поднятий — это составление палеотектонических схем для периодов их возникновения. На этих схемах анализируются не только особенности размещений орогенных формаций в наложенных впадинах, но и взаимное расположение интрузивных образований разных типов, зональность ареалов метаморфизма. Прямыми индикатором сводов можно считать, в частности, помимо зонального распределения тонко- и грубообломочного материала во впадинах, проявления концентрической зональности в размещении орогенных вулканических формаций, а также фаций интрузивных пород. В общих чертах зональность последних выражается в смене лейкократовых гранитов ядра гранитоидами повышенной основности по направлению к периферии и далее к малым интрузивам и затем к периферическим впадинам. В пределах последних уже могут преобладать вулканиты и осадочные толщи. Кроме того, впадины с вулканитами могут располагаться в обрамлении ядра или в осевой его части.

Важное значение имеет также составление сводной схемы разломов, среди которых затем выделяют радиальную и концентрическую системы.

Ввиду недостаточности геологической летописи особое значение приобретает также выявление черт зональности по геохимическим и петрохимическим особенностям интрузивных и вулканических пород, которая проявляется в соответствии с контурами сводовых поднятий и носит концентрический характер. Известны примеры региональной концентрической зональности по отношению Fe/Mg в магматических породах (мегасвод Восточного Забайкалья), по щелочности в вулканитах (Южно-Сихотэ-Алинский свод Приморья) и др.

Выявление концентрической геохимической и петрохимической зональности в магматических породах, образовавшихся в орогенный период, может само по себе быть индикатором сводовых поднятий. Кроме того, эти данные могут быть использованы при металлогеническом районировании. Для надежного выделения сводов целесообразно также привлекать дополнительные материалы, составленные с помощью других методов.

Одним из важных приемов является составление морфоструктурных схем современного рельефа, когда есть уверенность в унаследованном развитии этих форм от последней орогенной эпохи. Выявленные при таком подходе структуры в ряде случаев оказываются хорошо координированными с аномалиями гравитационного поля, производными которых они, по сути дела, и являются. Ставя задачу по выявлению сводовых поднятий на основе морфоструктурного метода, целесообразно опираться на определенные особенности строения рельефа. Специально морфоструктурные методы будут рассмотрены ниже.

В ассоциации с морфоструктурными материалами следует рассматривать и результаты дешифрирования космических снимков, на которых также удается видеть концентрические, радиальные и линейные структурные элементы. Для крупных сводовых сооружений эти элементы представляют собой широкие с неотчетливыми границами пояса, которые выявляются только на мелкомасштабных материалах.

Важную роль при выявлении сводовых понятий могут играть схемы интерпретации аномалий геофизических полей. В определенных случаях устанавливается отчетливое концентрически-зональное строение гравитационного поля с минимумом в ядерной части и периферическим концентрическим максимумом. Подобное строение гравитационного поля характерно для некоторых мегасводов, как это было показано ранее И.Н. Томсоном и др., для Восточного Забайкалья. Орогенные структуры подчиненного размера, осложняющие мегасводы, могут не находить четкого выражения в строении гравитационного поля, но они отчетливо выражены в аномалиях магнитного поля.

На основе комплекта схем, полученных с привлечением различных методов, составляется результирующая схема сводово-глыбовой тектоники. Повторный контроль различными методами позволяет сделать выделение сводовых поднятий достоверным.

Кратко коснемся также вопроса о металлогенической роли сводовых поднятий. Их основное значение заключается в том, что они определяют размещение специализированных металлогенических зон. Если до недавнего времени преимущественно выделялись линейные металлогенические зоны, то в настоящее время все отчетливее устанавливается концентрическая металлогеническая зональность в орогенных областях, контролируемая сводовыми поднятиями.

Важно отметить, что сводовые поднятия различных таксономических рангов контролируют разные группы рудных формаций. Так, с крупными мегасводами бывают связаны пояса "эпiterмальной" минерализации, а с локальными сводами — "мезотермальные" месторождения.

Следует также коснуться вопроса о позиции крупных рудных объектов в связи со сводовыми поднятиями. Имеющийся опыт исследований по Востоку СССР показывает, что рудные районы могут контролироваться отдельными секториальными блоками в пределах сводового поднятия или осложняющими его очаговыми структурами (кальдерами, купольными поднятиями). Особенно интересна роль последних в локализации не только рудных районов, но также узлов и полей.

Особенности строения и методы изучения очаговых структур

Очаговые структуры представляют собой класс локальных концентрических структур, имеющих особое происхождение, отличное от сводовых поднятий. И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской предполагается, что их образование связано с динамическим воздействием на вмещающие толщи со стороны магматических очагов или очагов разуплотнения масс внутри коры. Подобные структуры могли возникать и в результате взрывоизвихных процессов и процессов флюидизации.

Построение гистограмм размеров кольцевых структур различных регионов мира позволило установить, что эти структуры отчетливо по размерам разбиваются на четыре дискретные группы: до 70, 100–250, 450–650 и 900–1050 км². Как отмечалось М.А. Фаворской и И.Н. Томсоном, встречаемость структур от небольших к крупным резко убывает. Среди этих структур авторы выделяют первичные очаговые структуры размером 400–1500 км², являющиеся производными первичных очагов, и вторичные размером 100–400 км², связанные с вторичными очагами. Первичные очаговые структуры являются более древними и более крупными по размерам, чем вторичные.

Разномасштабные очаговые структуры нередко совмещаются в пространстве, причем куполовидные поднятия подчиненных размеров обычно локализуются в пределах более крупных структур такого же типа или на крыльях сводовых поднятий. На размещение этих структур оказывают влияние и сквозные глубинные разломы, в том числе рудоконцентрирующие. Так, во многих регионах известны цепочки куполов и кальдер, как бы нанизанных на линейные и дугообразные пояса концентрации даек и малых интрузивов.

По форме среди очаговых структур ведущее значение имеют изометричные или овальные купола, занимающие изолированное положение. Изометричным куполам с отношением осей $1 : 1 \div 1 : 0,8$ свойственны крутые радиальные и падающие к центру концентрические системы трещин. Овальные купола расчленены дугообразными разрывами, открытыми в сторону крыльев купола. Для удлиненных куполов характерны также продольные и поперечные системы разрывов.

Концентрические разрывы группируются в зоны близ подножий куполов и вокруг их центральной части. Зоны концентрических разрывов сопровождаются ступенеобразными перегибами поверхности купола или флексурами, а иногда приурочены к валиобразным поднятиям дугообразной или кольцевой формы на крыльях купола.

По радиальным разрывам купольные поднятия расчленены на секториальные блоки, приподнятые или опущенные относительно друг друга. Иногда вдоль радиальных разрывов возникают грабены или, напротив, им сопутствуют линейные валы. Особенности внутренних дислокаций тесно связаны с морфологией куполов. Эти элементы внутренней структуры куполов могут оказывать важное влияние на размещение минерализации в их пределах.

В некоторых случаях на морфологию очаговых структур влияют структурные особенности вмещающих их толщ. Так, вблизи крупных разломов сместителей образуются своеобразные удлиненные поднятия. В этом случае магматический очаг, по-видимому, экранируется разломом и приобретает удлиненную форму. Подобные линейно вытянутые поднятия можно именовать валами. В их пределах широко распространены пояса даек, трещинные интрузивы и экструзивы.

Другим примером влияния разломов на форму очаговых структур могут служить полукупола, которые с одной стороны обычно прикрепляются к разломам. Их форма не означает, что это части разорванного купола. Как показано Э. Уиссером в 1964 г., полукупола могут являться первичными структурами, примыкающими к разломам. Характерные черты внутреннего строения очаговых структур были воспроизведены в многочисленных экспериментах. Получаемые при этом купола обрамлены кольцевыми или дуговыми апикальными грабенами, которые залегают в подножии структуры. В центральных частях таких поднятий иногда возникают округлые впадины.

Остановимся на методах выявления очаговых структур, а также изучения их формы и строения. Прежде всего это дислокационные формы, непосредственно связанные с развитием очаговых структур: системы радиальных и концентрических разрывов, упомянутые выше, а также общая повышенная плотность разрывных нарушений в пределах изометричной площади.

О морфологических особенностях очаговых структур можно судить по характеру ареалов магматизма. Последние бывают как изометричными, так и линейными и дугообразными (дайковые пояса), что соответствует изометричным или овальным и линейно вытянутым структурам. Прекрасным индикатором очаговых структур являются некоторые магматические тела, например интрузивы центрального типа и вулканические кальдеры. Родственный характер имеют и блоковые ареалы магматизма, полигонально ограниченные разноориентированными разломами. Разломы кольцевых или полигонально замкнутых систем служат барьерами, ограничивающими распространение магматических образований ареала, и, таким образом, как бы совпадают с "проекцией" контуров питающих очагов.

Магматические комплексы центрального типа бывают очень разнообразными по строению в зависимости от уровня, эрозионного среза и истории развития структуры. Е.В. Свешникова в 1968 г. выделила девять типов кольцевых магматических комплексов по этим признакам. Она же сделала обобщение об этапах формирования магматических комплексов центрального типа.

Интрузивные массивы центрального типа являются лишь частным выражением очаговых структур, которые проявлены значительно менее отчетливо за счет недостаточной глубины эрозионного среза либо в результате искажений, связанных с влиянием более древних структур вмещающих толщ. Необходимо отметить, что далеко не все интрузивные массивы активно воздействуют на окружающую среду и создают очаговые структуры. Активная роль в большей мере присуща интрузивным образованиям эпохи орогенеза и водообразования.

Для очаговых структур нередко отмечается унаследованный характер и длительность развития. В таких случаях в их пределах после длительных периодов покоя возобновляются магматические процессы, в результате которых могут оказаться совмещеными генетически разнородные магматические образования, например производные базальтоидных и гранитоидных магм, а также вулканические и интрузивные фации магматических пород. При этом нередко обнаруживается зональность в размещении продуктов интрузивного магматизма различной основности: по периферии очаговой структуры локализуются более основные интрузивы, в центральной части — более кислые. В периферических частях очаговых структур преобладают кругопадающие интрузивные тела, во внутренних — межформационные залежи. Дислокационные формы, присущие очаговым структурам, выявляются проще, когда сохраняются молодые покровные толщи. Для выявления очаговых купольных поднятий следует составлять карты в изогипсах подошвы этих толщ. Анализ распределения мощностей орогенных отложений и фациальный анализ этих толщ также могут помочь оконтуриванию орогенных структур. При выявлении последних очень важно также изучение распределения рудных образований и гидротермальных метасоматитов, часто группирующихся в дугообразные и концентрические зоны. Такую форму, например, имеют многие поля вторичных кварцитов в Казахстане.

Весьма интересная особенность очаговых структур, которая может быть использована при их выявлении, — способность многих из них воссоздаваться в формах современного рельефа. В связи с этим интересно отметить, что причиной подъема ареалов гранитоидов, занимающих повышенные гипсометрические уровни, является существование под ними зоны пониженной плотности на глубине 8–14 км, как это следует из материалов Э.Н. Лишинского по Дальнему Востоку. Как показала Н.Т. Кочнева [24], используя морфоструктурные методы, можно реконструировать многие очаговые структуры. Для выявления очаговых структур целесообразно применять и высотные аэрофотосъемки.

Выше уже упоминалось, что очаговые купольные структуры имеют наложенный характер по отношению к складчато-глыбовым структурам вмещающей среды. Как отмечал Э. Уиссер еще в 1964 г., они образовались в связи с дифференциальными вертикальными тектоническими движениями и при их формировании происходили лишь слабая деформация с изгибом и глыбовые движения очагового блока в целом. При этом преобладают движения положительного знака. Полигональные очаговые блоки также испытывают изгиб и сходны по особенностям внутреннего строения с куполами. Они обычно отличаются очень пологими наклонами крыльев, не превышающими $10-20^{\circ}$. Что касается различных впадин, сопровождающих образование очаговых структур (в том числе и кальдер), то они возникают как вторичное явление на фоне куполообразования.

Методы выявления скрытых линеаментов

Структуры рассматриваемого типа могут быть: проявлены в метаморфических толщах фундамента в форме бластомилонитов. Переходя в толщи верхних структурных этажей, они расщепляются и выступают уже в форме зон мелкой трещиноватости. Нарушения этого типа, по-видимому, развивались снизу вверх и, неоднократно подновляясь в различные этапы, могли выражаться в форме, например, флексур, что позволяет именовать этот тип линеаментов "скрытыми разломами фундамента". Последние отличаются большой длительностью жизни и разной формой проявления на различных этапах развития. Многие индикаторные признаки "скрытых разломов", или линеаментов, можно охарактеризовать как системы геологических и структурных аномалий.

Фациальные изменения и перепады мощностей толщ, связанные с зонами скрытых разломов, более отчетливо проявляются в базальных горизонтах. В отличие от пограничных разломов, разделяющих блоки с разными фациями и мощностями, с линеаментами бывают связаны узкие полосы таких изменений ("фациальные коридоры"). Возможно, существуют типоморфные фации зон "скрытых разломов", например цепочки рифовых известняков и др.

Характерными признаками линеаментов являются также дислокационные аномалии. Зоны линеаментов, ориентированные под острым углом к простиранию складок, часто сопровождаются флексурообразными изгибами толщ по простиранию, причем конкретные зоны нарушений выступают не в форме единой крупной флексуры, а обычно отмечаются целой серией частных флексур, обнаруживающих четкую приуроченность к линейной зоне нарушений. Зоны линеаментов, поперечные к складчатости, во многих случаях совпадают с согласными поперечными перегибами серии параллельных складок.

Линеаменты, согласные по простиранию с общим направлением складчатости, могут сопровождаться серией тесно сжатых линейных складок с глубоко эродированными ядрами, в которых вскрываются более древние толщи, чем на окружающей территории. Такие складки чаще всего располагаются кулисообразно.

В тех участках складчатых систем, которым свойственны слабые дислокации, проявленные в форме широких и пологих складок или моноклиналей, зоны линеаментов сопровождаются сравнительно узкой полосой развития сжатых линейных складок, отличающихся также значительно меньшими поперечными размерами.

Магматические тела, группирующиеся в линейные пояса, являются важными индикаторами линеаментов.

В характере связи разнотипных магматических проявлений с разломами фундамента имеются важные различия. Если интрузивные тела формации малых интрузивов, как правило, обнаруживают четкую приуроченность к зонам линеаментов, то отношение крупных интрузивов гранитоидов к этим нарушениям уже иное. Так, установлено, что в разных областях линеаменты трассируются через крупные гранитоидные тела в виде поясов ксенолитов. Жерловые фации эфузивов обнаруживают тесную приуроченность к зонам линеаментов. Весьма характерно цепочечное расположение

вулканов центрального типа вдоль линий скрытых нарушений. Поэтому в вулканических областях картирование эфузивных фаций, которые тяготеют к палеовулканам, может широко использоваться для выявления линеаментов.

Цепи кольцевых структур также оказываются приуроченными к линеаментам. Последние сопровождаются системами разрывов в толщах верхнего структурного этажа. В некоторых случаях число таких разрывов в зоне нарушения весьма велико, и тогда можно говорить о существовании зоны повышенной трещиноватости.

В качестве дополнительных признаков, которые могут быть использованы при прослеживании линеаментов, можно указать на линейные пояса минерализованных пород, цепочки наложенных депрессий и др. Благодаря тому что зоны линеаментов отличаются длительностью и унаследованностью развития, для их реконструкции целесообразно прибегать также к геоморфологическим и неотектоническим построениям. В результате реконструкции современного тектонического рельефа часто удается установить узкие линейные формы современных поднятий и мульд, а также аномальные формы рельефа, вытягивающиеся вдоль линеаментов. Весьма важное значение для прослеживания линеаментов имеют геофизические методы, позволяющие выявить ступени геофизических полей, а также линейные пояса аномалий.

Особое значение для трассировки линеаментов имеют космические снимки. Только на этих материалах в ряде случаев можно непосредственно видеть скрытые структуры. Последние выступают здесь в форме линейных аномалий фототона, поясов "сгущения" мелких линейных нарушений и т.д.

Для выявления линеаментов целесообразно составлять серии специальных схем на основе индикаторных признаков этих структур, часть из которых была перечислена выше.

Сопоставление линейных зон, намеченных по различным признакам, позволит установить совпадения. Именно эти зоны, намечающиеся по различным признакам, можно относить к линеаментам и выносить на геологические карты.

Рациональная последовательность операций при выявлении линейных нарушений типа линеаментов включает вначале дешифрирование космических снимков и сопоставление с морфоструктурными схемами линейных нарушений. Эти материалы позволяют получить абристную схему линеаментов. Их геологическая природа и этапы активизации могут быть выяснены путем составления специальных схем по упоминавшимся выше индикаторным признакам.

При интерпретации металлогенической роли линеаментов следует прежде всего выделить проблему рудоконцентрирующих структур. Подобную роль могут играть некоторые из зон линейных нарушений второго порядка (шириной 5–40 км и протяженностью во многие сотни километров). Пересекая различные металлогенические зоны, эти структуры сопровождаются наиболее крупными рудными районами с оруденением того типа, который определяется пересекаемой металлогенической зоной, что позволяет именовать их рудоконцентрирующими. Подобные структуры отличаются большей тектонической дифференцированностью, выступают в форме поперечных поднятий, характеризуются большей "насыщенностью" малыми интрузиями, но прерывают анатектические тела.

На примере нескольких структур такого типа, изученных в Забайкалье и Приморье, можно наметить некоторые особенности, присущие рудоконцентрирующим зонам [40]. Так, в Забайкалье подобные структуры сопровождаются региональными поясами бор-а также фторсодержащих метасоматитов. В месторождениях различного состава появляются общие элементы-примеси, такие, как висмут, селен, теллур и др. Изотопные составы свинцов отличаются от таковых за пределами зон относительным обогащением изотопом ^{206}Pb . В пределах зон выделяется множество эксплозивных аппаратов. Иными словами, рудоконцентрирующие структуры сопровождаются, помимо структурных, также и геохимическими, петрохимическими, геоморфологическими, геофизическими аномалиями.

Выше были кратко освещены методические приемы, которые позволяют проводить

структурное районирование орогенов, а также дана характеристика основным типоморфным орогенным структурам и их металлогенической роли.

Комплекс исследований, который необходим для структурно-металлогенического районирования органов, по существу, отвечает задачам геологического доизучения горнорудных регионов. Поскольку традиционные методы геологического картирования сами по себе не обеспечивают структурное районирование орогенов, такие дополнительные исследования потребуется в дальнейшем провести во многих горнорудных районах.

Далее мы подробнее остановимся на характеристике морфоструктурных методов применительно к реконструкции орогенных структур. Необходимость их особого рассмотрения связана с тем, что они являются относительно новыми и позволяют с наименьшей затратой усилий получить схему современной орогенной тектоники.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОРФОСТРУКТУРНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР

Важную роль для выявления орогенных структур в настоящее время приобрели методы структурного анализа современного рельефа, которые будут использованы ниже при выделении Ферганского мегасвода, Кураминского и Чаткальского сводов, а также отдельных локальных структур, их осложняющих.

В последние годы в МГУ, ЦНИГРИ, ИГЕМ проведены обширные исследования по структурному районированию рудоносных орогенных областей с привлечением данных о тектонических формах современного рельефа. Основоположниками этого научного направления являются Ю.Г. Симонов, А.А. Лукашов, В.С. Зорина, Н.А. Фогельман, в основе его — представление И.Л. Герасимова и Ю.А. Мещерякова о тесной связи современных форм рельефа с геологическими палеоструктурами.

Потенциальная возможность использования морфоструктурного метода для целей структурного районирования рудоносных областей заложена в унаследовании структурными формами современного рельефа более древнего структурного плана. Предварительным условием при использовании морфоструктурного метода для металлогенических целей является выяснение возраста рудоконтролирующих структур и степень их унаследования современными структурами. Возраст заложения современных структур земной коры может быть весьма различным. Так, например, выяснено, что возраст плато Путоран мезозойский. В пределах Восточно-Африканского нагорья система разломов и связанных с ними морфоструктур существовала еще в юре. Современные тектонические формы Анд (Южная Америка) в различных сегментах тесно связаны со структурами кайнозойского, мезозойского, палеозойского возраста и даже более древними. Для Прибайкалья Ю.В. Комаровым установлена унаследованность современных тектонических форм от протерозойских. В пределах Средней Азии также неоднократно констатировалось унаследование современными структурами палеозойских тектонических форм. Об этом специально говорилось в работах В.И. Крестникова, Д.И. Резвого, В.И. Попова, В.Р. Королева, В.И. Кнауфа.

Исследования этих авторов показывают, что современные структуры Тянь-Шаня нередко развиваются унаследованно в основном с верхнепалеозойского периода. Так, например, В.И. Попов полагает, что многие современные разломы зародились в палеозое и поэтому складчато-глыбовые структуры часто формируются в рамках древнего структурного плана. Он считает также, что брахитектоника палеозоя и мезокайнозоя — это две формы одного и того же процесса. В.И. Кнауфом отмечено, что многие современные впадины Северного Тянь-Шаня заложены еще в каледонское время. Авторы настоящей работы при изучении Чаткало-Кураминского региона, Северной Киргизии, Памира тоже пришли к выводу об унаследованности развития современных структурных форм [24, 27]. Так, современные Чаткальский и Кураминский своды на геологических картах выступают в виде крупного мезозойского антиклиниорного сооружения, обрамленного по периферии мел-палеогеновыми отложениями. Позднепалео-



зойская структура этой области также в определенной мере унаследуется этим сооружением, о чем можно судить по преимущественному расположению верхнепалеозойских континентальных вулканогенных и молассоидных толщ по его периферии. Исходя из унаследованного характера структур Чаткало-Кураминского региона, с помощью морфоструктурного анализа была сделана попытка реконструировать структурные особенности позднепалеозойских орогенных форм. В конечном итоге это позволило обосновать структуры нового типа, имеющие важное значение при металлогеническом районировании [41]. Как уже отмечалось, перечисленные выше три типа структур (своды, купола и линеаменты) носят обычно скрытый характер и выявляются с помощью комплекса методов, взаимодополняющих друг друга. На основе изучения тектонических форм современной поверхности рельефа и палеореконструкций нами были выделены конкретные признаки скрытых рудоконтролирующих структур и установлены этапы их максимального развития.

В настоящей работе будут показаны результаты анализа современного рельефа, проведенного в разных масштабах. Морфоструктурный анализ карт масштаба 1 : 500 000 позволил выделить крупную мегаконцептрическую структуру. Анализ топографических карт масштаба 1 : 200 000 дал возможность реконструировать современный тектонический план Чаткало-Кураминского региона. На основе топографических карт масштабов 1 : 50 000 и 1 : 100 000 изучалась структура отдельных рудных районов: Алмалыкского, Лашкерекского. Исходным материалом для составления тектонических схем современного рельефа послужили в основном топографические материалы соответствующих масштабов. Кроме того, были использованы результаты дешифрирования космических и аэрофотоснимков.

Учитывая характер строения современной поверхности для выявления площадных и линейных элементов рельефа, нами были использованы методы морфотектонизогипс (обобщенных горизонталей), анализа рисунка речной сети, а также реконструкции вершинных поверхностей.

Метод морфотектонизогипс, предложенный Ю.Г. Симоновым и А.А. Лукашовым, заключается в последовательной генерализации горизонталей в целях получения схем идеального тектонического рельефа. Рельеф приобретает менее расчлененный облик и по своей сути приближается к деформированной поверхности выравнивания (см. рис. 3). Для исследуемых территорий были обобщены горизонтали и их разрядка. Обобщение горизонталей проводилось непосредственно на топографических картах. Так, для топопланшетов масштаба 1 : 100 000 исключались долины, размеры которых не превышали 0,7 см. Разрядка горизонталей проводилась в основном через 200 м. Генерализованный рельеф с топографических карт был вынесен на специальные схемы обобщенного рельефа.

Так как изучаемая территория включает как равнинно-холмистые, так и высокогорные, альпинотипные формы рельефа, то было принято для закраски гипсометрических уровней при масштабе исследования 1 : 100 000 использовать следующую шкалу: от 600 до 2000 м через 200 м; от 2000 до 2400 через 400 м; от 2400 до 4500 м через 600 м. Естественно, что с изменением масштаба исследований разрядка горизонталей соответственно уменьшается или увеличивается.

Подобные обобщения горизонталей позволяют наиболее наглядно выявить и проанализировать современный структурный план территории. Полученные неотектонические структуры расчленяются на одновысотные блоки, причем границы последних фиксируются стущением тектоморфоизогипс, на основании фронтальных уступов, однопорядковых долин рек и др.

Метод анализа рисунка речной сети состоит в выявлении особенностей размещения водотоков в плане, выяснения пространственного соотношения долин, характера расположения притоков по отношению друг к другу и к основному водотоку. Кроме того, характеризуются различные типы рисунка отдельных групп водотоков. В результате выделяются разнопорядковые долины, позволяющие оконтуривать структуры различных таксономических рангов. Дугообразные и прямолинейные долины, образую-

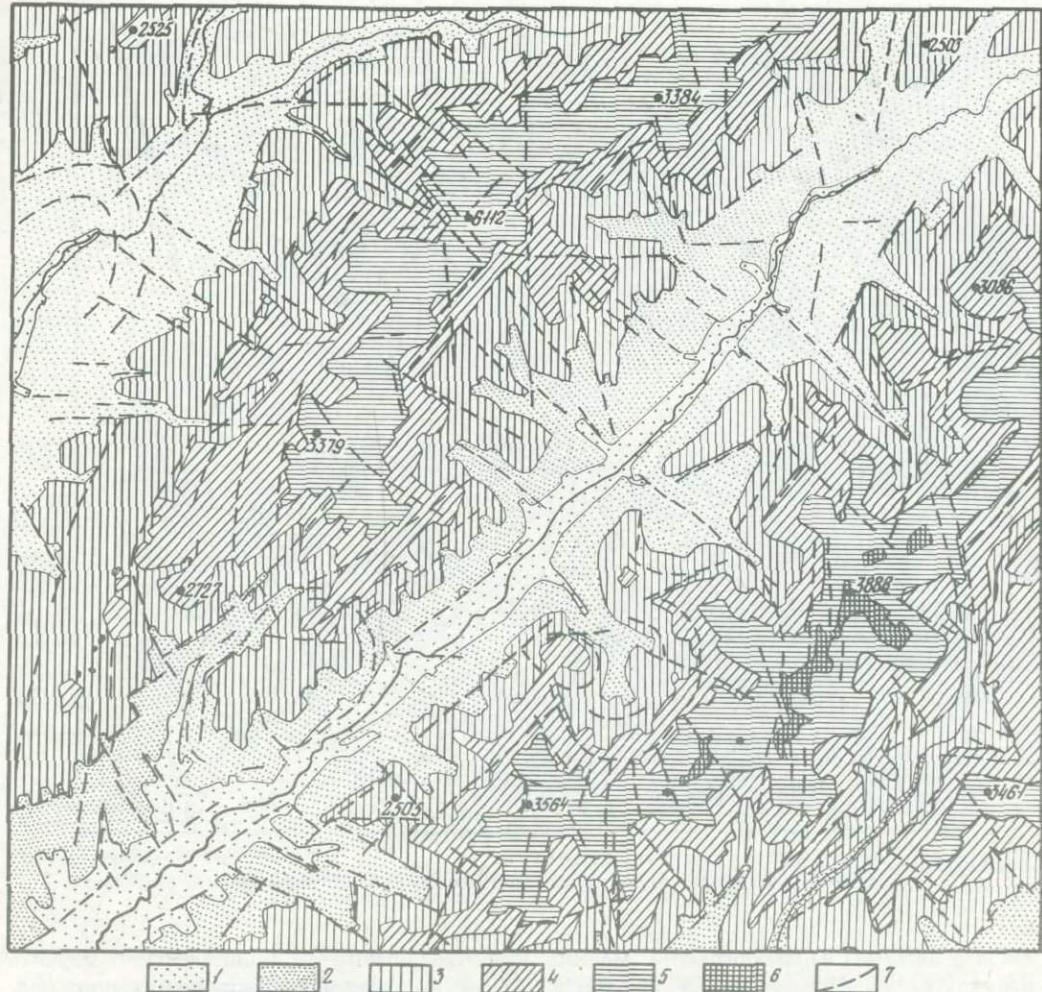


Рис. 1. Схема обобщенного рельефа

1–6 – шкала гипсометрических уровней; 7 – линейные элементы, выделенные по очертанию морфотектоногипс

щие радиально-центробежный или радиально-центростремительный типы рисунка гидросети, рассматриваются в качестве одного из индикаторов при оконтуривании сводовых и купольных структур. Морфология речной сети используется для выявления разрывных нарушений.

Кроме метода обобщенных горизонталей и анализа рисунка речной сети, при составлении морфоструктурной схемы был использован метод вершинных поверхностей. Метод заключается в выявлении площадей с различными высотными отметками междуречий на основе заранее установленной шкалы высот.

В результате как бы надстраивалась условная вершинная поверхность, касательная к наиболее крупным вершинам конкретных участков поверхности. Одновысотные блоки сравнивались по их принадлежности к разным генетическим типам рельефа на основе известных морфологических признаков (расчлененности, типов склонов, вершины и пр.).

Дешифрирование космических снимков масштабов 1 : 10 000 000 и 1 : 250 000 позволило дополнить и уточнить структурно-геоморфологическую информацию, полученную на основе топографических материалов. Хорошая разрешающая способ-

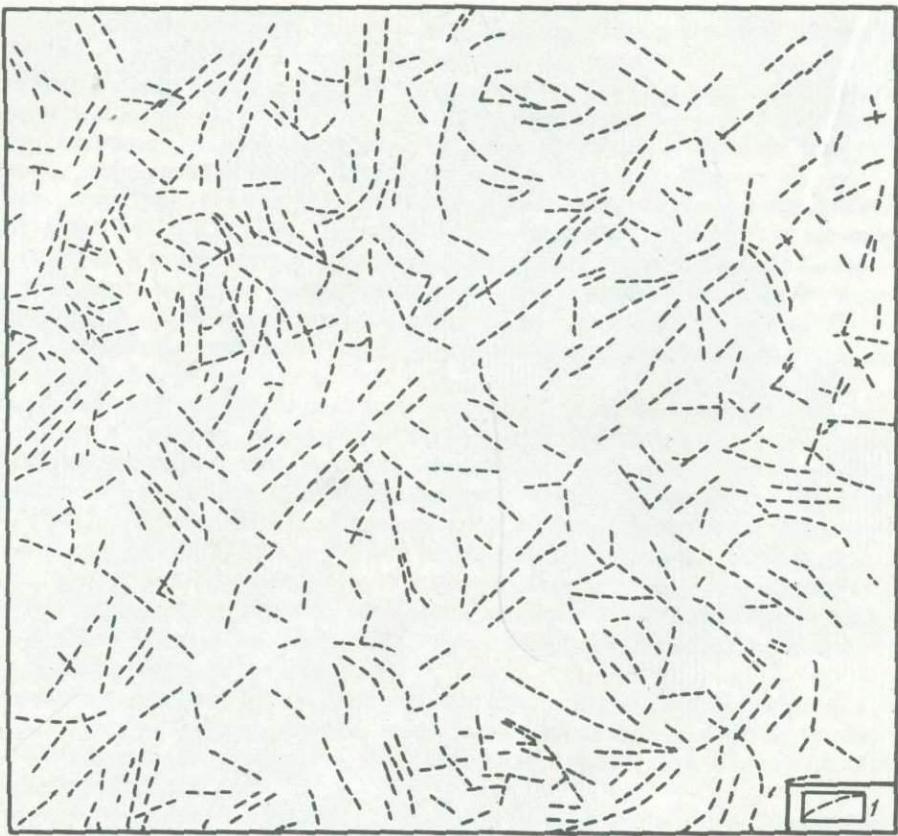


Рис. 2. Схема линейных элементов рельефа

1 — линейные тектонические элементы, выделенные по топографическому планшету

ность снимков и сравнительно мелкий масштаб позволили одновременно изучить структуры разных порядков и проследить их взаимосвязи. Дешифрирование проводилось последовательно для разных типов структур. Линейные элементы на снимках выделялись по различным линейным аномалиям. Мелкие линейные элементы могут группироваться в крупные линейные системы, имеющие устойчивые признаки. Так, например, одни системы совпадают с зонами линейных опусканий, другие — поднятий, третьи представлены сложнодифференцированными зонами.

Отчетливо при дешифрировании выявляются и концентрические структуры. Среди огромного количества концентрических структур, проявленных на снимках, нами отбирались лишь те, которые имеют признаки эндогенного происхождения [23].

На материалах дешифрирования удается видеть взаимосвязь между линейными и кольцевыми структурами. Так, широкие линейные зоны дислокаций сопровождаются концентрацией мелких кольцевых сооружений, пересечения крупных линейных зон бывают приурочены к центрам сводовых сооружений и т.д. Далее мы приводим пример последовательного составления схем на основе анализа современного рельефа в масштабе 1 : 100 000. При этом составляются четыре схемы: 1) схема обобщенного рельефа; 2) схема линейных элементов; 3) схема кольцевых элементов рельефа, составленная по результатам дешифрирования; 4) морфоструктурная схема, являющаяся синтезом двух предыдущих. Схемы подбираются на основе топографических планшетов. Далее в процессе сравнения с геологической картой этой же территории выясняется, какие новые структурные элементы выявляются при морфоструктурном анализе (рис. 1–3; 4 см. вкл.). Особо следует подчеркнуть, что современные структурные

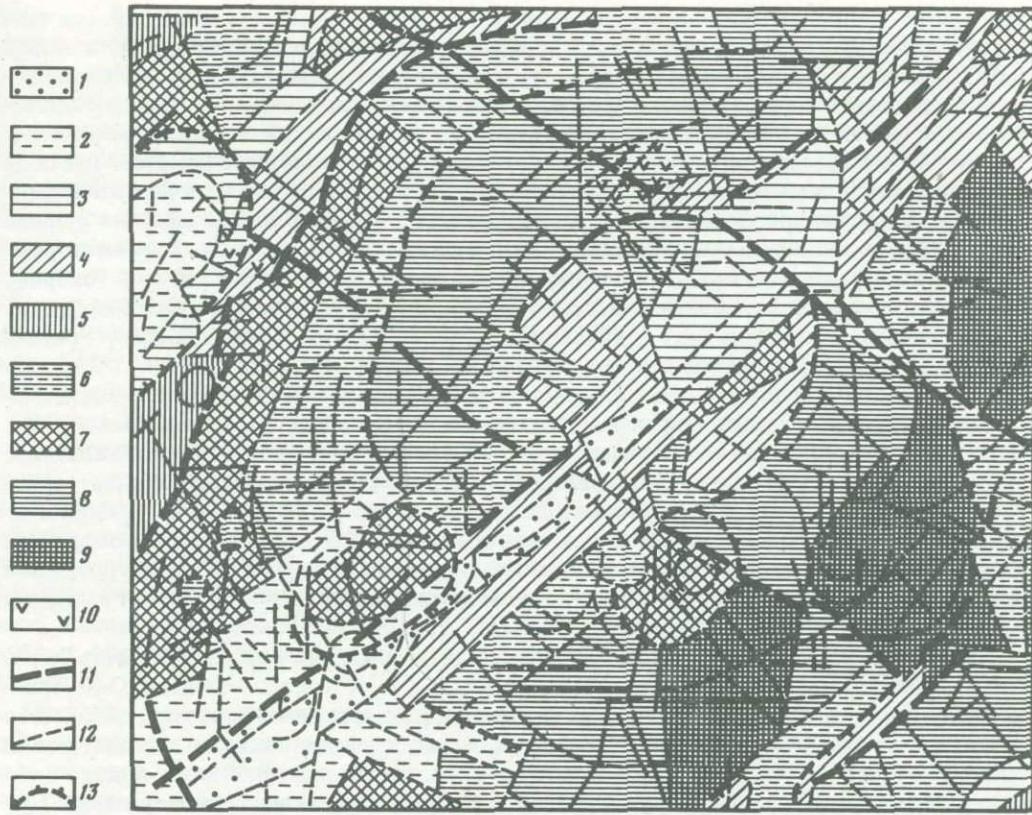


Рис. 3. Морфоструктурная схема

1–9 – блоки разных гипсометрических уровней; 10 – поверхность, интенсивно освоенная эрозией; 11 – крупные региональные разломы; 12 – прочие разломы; 13 – границы кольцевых структур

формы рельефа дают информацию, необходимую для реконструкции тектонического плана эпохи орогенной активизации. Для того чтобы воссоздать тектонический план этой эпохи, характеризующейся массовым развитием оруденения, составляются поэтапно палеоструктурные схемы. Данные морфоструктурных схем помогают воссоздать структурную основу для палеотектонических схем соответствующего периода. Причем из разнообразных современных структур при палеореконструкциях выбирались лишь унаследованные элементы, контролирующие размещение магматических аппаратов, впадин соответствующего геологического этапа. Последовательный подбор нескольких палеоструктурных схем для отдельных периодов орогенной активизации позволяет раздельно рассмотреть условия размещения разновозрастной рудной минерализации.

РУДНОФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПРИМЕНЕНИТЕЛЬНО К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ ЦЕЛЯМ

В процессе металлогенического анализа и составления прогнозных карт важное значение приобретает рудноинформационный анализ.

Современные представления о рудных формациях как о естественных группах рудных месторождений со сходным минеральным составом, по существу, играют роль аналога понятия о виде в биологии. Хотя в настоящее время не имеется общепринятого определения рудной формации, нам представляется наиболее отвечающим задачам металлогении определение, предложенное Р.М. Константиновым [22]: "Рудная форма-

ция — это группы месторождений со сходным минеральным составом и близкими геологическими условиями нахождения", Р.М. Константинов и Г.А. Соколов, а также В.А. Кузнецов и И.Г. Магакьян и др. подчеркивали равнозначность и обязательное сочетание признаков минерального состава и геологических признаков, так как месторождения различных рудных формаций могут иметь близкий минеральный состав. Только совместное изучение указанных групп признаков позволяет наметить границы и объем рудной формации. Существование отличий в какой-либо из этих групп признаков делает выделение формаций спорным. Основное значение для выделения рудных формаций, по нашим данным, помимо минерального состава сравниваемых месторождений, имеют характер дорудных и синхронных с оруденением метасоматитов (скарны, грейзены, березиты, калишпатиты и т.д.) и типы магматических пород, ассоциирующих с оруденением, особенно их фациальный характер. К близким выводам пришли В.К. Денисенко, В.Г. Гарьковец и др., Э.А. Дунин-Барковская и др. Так, В.К. Денисенко, выделивший плутоногенную, плутоно-вулканогенную и гидротермально-метасоматическую группы рудных формаций вольфрама, основными их признаками считает устойчивые минеральные ассоциации и метасоматические породы, сопровождающие оруденение. В.Г. Гарьковец и др. разделили рудные месторождения Узбекистана на три группы по их связи с магматическими породами: плутоногенную, вулканогенную и телетермальную. Аналогичные точки зрения высказаны Г.Н. Комаровой, М.М. Повилайтис и др. Некоторые отличия в минеральном составе месторождений при значительном сходстве геологических условий их нахождения позволяют выделить внутри рудной формации минеральные типы.

Очень существенным при металлогенических исследованиях является понятие "о рядах рудных формаций", выдвинутое И.Н. Томсоном, Р.М. Константиновым, О.П. Поляковой в 1968 г. Согласно перечисленным авторам, рядом рудных формаций называется серия месторождений родственных рудных формаций, расположенных в соответствии с направленным изменением минерального состава (количественной роли какого-либо минерала или устойчивой минеральной ассоциации). Месторождения, минеральный состав которых является промежуточным между двумя крайними, называются переходными. Сравнение геологических условий, сопровождающих месторождения, обычно позволяет выявить геологические признаки, влияющие на минеральный состав. Существование взаимопереходов между рудными формациями дает основание для систематики рудных месторождений в форме рядов. Здесь также уместно проведение аналогии с рядами видов в биологии (по Н.И. Вавилову), которые представляют собой основной закон их множественности.

Общее число намеченных в настоящее время рудных формаций достигает многих десятков. По характеру переходов между рудными месторождениями Р.М. Константинов выделяет горизонтальные и вертикальные ряды рудных формаций. Горизонтальные ряды рудных формаций отличаются тем, что переход от одной рудной формации к другой осуществляется путем изменения состава устойчивой, определяющей формуцию минеральной ассоциации, образовавшейся в одну какую-либо стадию минерализации. В вертикальных рядах переход от одной рудной формации к другой происходит путем уменьшения количественной роли (до полного исчезновения) минеральных ассоциаций, возникших в одну стадию минерализации.

При анализе геологических факторов, влияющих на изменение минерального состава каких-либо месторождений, в состав ряда рудных формаций можно включать разновозрастные и достаточно удаленные друг от друга месторождения. Однако на конкретных территориях, в частности в Чаткало-Курминском регионе, и горизонтальные и вертикальные ряды могут объединять месторождения, образовавшиеся одновременно, но на разной глубине от поверхности либо на различном расстоянии от магматического очага. В то же время вертикальные ряды рудных формаций в некоторых случаях объединяют разновозрастные, сформированные в последовательные этапы гидротермальной деятельности месторождения. Такие ряды близки к понятию "рудной серии", хотя обычно последние объединяют разнородные, но близкие по минераль-

ному составу месторождения различных рудных формаций (например, скарновые молибдено-вольфрамовые, такие же грейзеновые, а затем кварцевые березитовые).

Как показали Р.М. Константинов и Г.А. Тананаева, в некоторых рядах переход от одной рудной формации к другой является сложным – одновременно горизонтальным и вертикальным. Разные типы рядов рудных формаций могут определять характер металлогенической специализации рудноносных площадей различных рангов от металлогенических поясов до рудных районов, что может быть использовано для металлогенического районирования. С другой стороны, реконструирование рядов рудных формаций создает потенциальную возможность для прогнозов новых, неизвестных еще в регионе типов оруденения. Реконструкцию рядов месторождений на основании направленного изменения минерального состава можно также применять как метод анализа взаимоотношений между рудными формациями [22], позволяющий проследить качественные скачки в сопутствующих геологических условиях, отвечающие таким же изменениям в вещественном составе.

Важное значение при металлогеническом районировании имеет выделение рудных комплексов и рудных серий. Рудным комплексом называются группы рудных формаций, ассоциирующих в пространстве и времени с определенными магматическими комплексами [26]. Месторождения рудных формаций, входящих в такой комплекс, обычно располагаются зонально по отношению к магматическим телам. Рудные серии в нашем понимании – это последовательно и закономерно сменяющие друг друга во времени месторождения различных рудных формаций, обычно связанные с определенным магматическим комплексом [22, 26]. Разные типы естественных группировок рудных формаций формируют характер металлогенической специализации рудноносных площадей.

Основные металлогенические категории, которые будут рассмотрены ниже, – это металлогенические зоны и рудные районы. Последние представляют собой изометричные площади, отличающиеся повышенной концентрацией оруденения, которые как бы “осложняют” металлогенические зоны. Рудноинформационная характеристика металлогенических зон и приуроченность к ним рудных районов в основном идентичны, хотя в пределах рудных районов минерализации проявляются более отчетливо и дифференцированно.

Ряды рудных формаций и рудные серии, установленные на территории Чаткало-Кураминского региона, будут подробно рассмотрены ниже.

Глава II

ОРОГЕН ТЯНЬ-ШАНЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО РАЗВИТИЯ

ПОЗИЦИЯ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СИСТЕМЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Тянь-Шань представляет собой периферический сегмент Казахстано-Тяньшаньской провинции, которая в целом является метаконцентрической структурой (Зайцев, Буш, 1975). Этим объясняется и дугообразный характер складчатых и подвижных поясов Тянь-Шаня, которые меняют свое простирание от субширотного к северо-западному и далее к меридиональному в направлении к Уралу.

Каракумо-Таджикский краевой массив – внешнее жесткое обрамление этих поясов, которые традиционно подразделяются на Южно-Тяньшаньский герцинский пояс и пояс активизированных стабильных массивов, куда входит и Срединный Тянь-Шань. Последний граничит по структурной линии В.А. Николаева с каледонидами Северного Тянь-Шаня.

Основные складчатые и подвижные пояса Тянь-Шаня разделены краевыми швами. Так, по границе пояса герцинид и стабильных массивов пролегает Южно-Ферган-

ский краевой шов, а между герцинидами и Бухаро-Южногиссарским вулкано-плутоническим поясом – Гиссарский шов.

Антитяньшаньскими разломами все пояса Тянь-Шаня расчленяются на поперечные блоки. По существу, Срединный Тянь-Шань является юго-восточным поперечным блоком пояса активизированных стабильных массивов, сложенным в осевой части Сырдарынским срединным массивом, который с юго-запада опоясан Бельтау-Кураминским вулкано-плутоническим поясом, а с северо-востока – Карагатай-Нарынской складчатой системой. Согласно В.А. Бушу, эта система на ранних этапах герцинского цикла представляла собой орогенную молассовую впадину. Позднее (фамен–нижний карбон) здесь образовались геосинклинальные прогибы, которые выполнены квазиплатформенными существенно карбонатными формациями. Таким образом, эта "геосинклиналь" представляет собой перикратонный прогиб и не может объединяться или параллелизоваться с герцинидами Южного Тянь-Шаня.

Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс сформирован на окраине Сырдарынского срединного массива. О.М. Борисов и И.А. Фузайлов рассматривают его в качестве примера резонансно-тектонического типа структур. Иначе говоря, это активизированная окраина Сырдарынского срединного массива. Кураминский регион расположен на юго-восточном фланге пояса и представляет собой поперечный блок, который отчленен от остальной его части Джамско-Чимкентским антитяньшаньским разломом. Этот блок, так же как и Чаткальский сегмент Карагатай-Нарынского складчатого пояса, в современном рельефе выступает как горная область в отличие от сопредельных блоков, покрытых мезо-кайнозойским чехлом. Последние входят в состав Туранской платформы.

Таким образом, пояс активизированных стабильных массивов имеет асимметричное строение. В его осевой части – Сырдарынский срединный массив, в тыловой части процессами тектонической активизации переработанный в парагеосинклиналь, а во фронтальной части в результате тектономагматической активизации на его окраине образован вулкано-плутонический пояс.

В Срединном Тянь-Шане эти две окраинные зоны Сырдарынского массива непосредственно смыкаются друг с другом вдоль зоны Кумбельского разлома, не оставляя места осевому массиву. Все сказанное выше противоречит недавно появившемуся мнению о неоправданности выделения Срединного Тянь-Шаня [3]. Последний совершенно определенно обоснован тектонически как фланг пояса стабильных массивов, подвергшийся активизации и орогенезу.

В позднепалеозойский период орогенной активизации возникали наложенные сводовые поднятия, причем крупнейшие из них схватывали части соседних структурно-формационных зон, что явилось шагом к их перестройке.

СИСТЕМЫ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР ТЯНЬ-ШАНЯ

Дешифрирование космических снимков "Метеора" и составление мелкомасштабной морфоструктурной схемы позволили наметить дугобразную цель концентрических структур, которые образуют современный орогенный пояс Тянь-Шаня. Согласное расположение орогенных формаций (впадин с молассой, наземных вулканитов, инрузивов) с контурами этих структур, выявленных по неотектоническим признакам, позволяет полагать, что эти структуры унаследованы по крайней мере от позднепалеозойского орогена. Пояс мегаконцентрических структур отчетливо выступает на морфоструктурной схеме, отражающей тектонические формы современного рельефа (рис. 5). Это цепь мегаструктур, размеры которых по длиной оси достигают 400–500 км. К рангу мегаструктур относятся пять концентрических сооружений Тянь-Шаня: I – Сырдарынское; II – Ферганское; III – Нарынское; IV – Иссыккульское; V – Халтынтау-Кетменское. Эти мегаструктуры образуют взаимосвязанную систему, причем соседние структуры накладываются друг на друга примерно на треть диаметра. В результате такого наложения восточные и западные границы структур искажаются

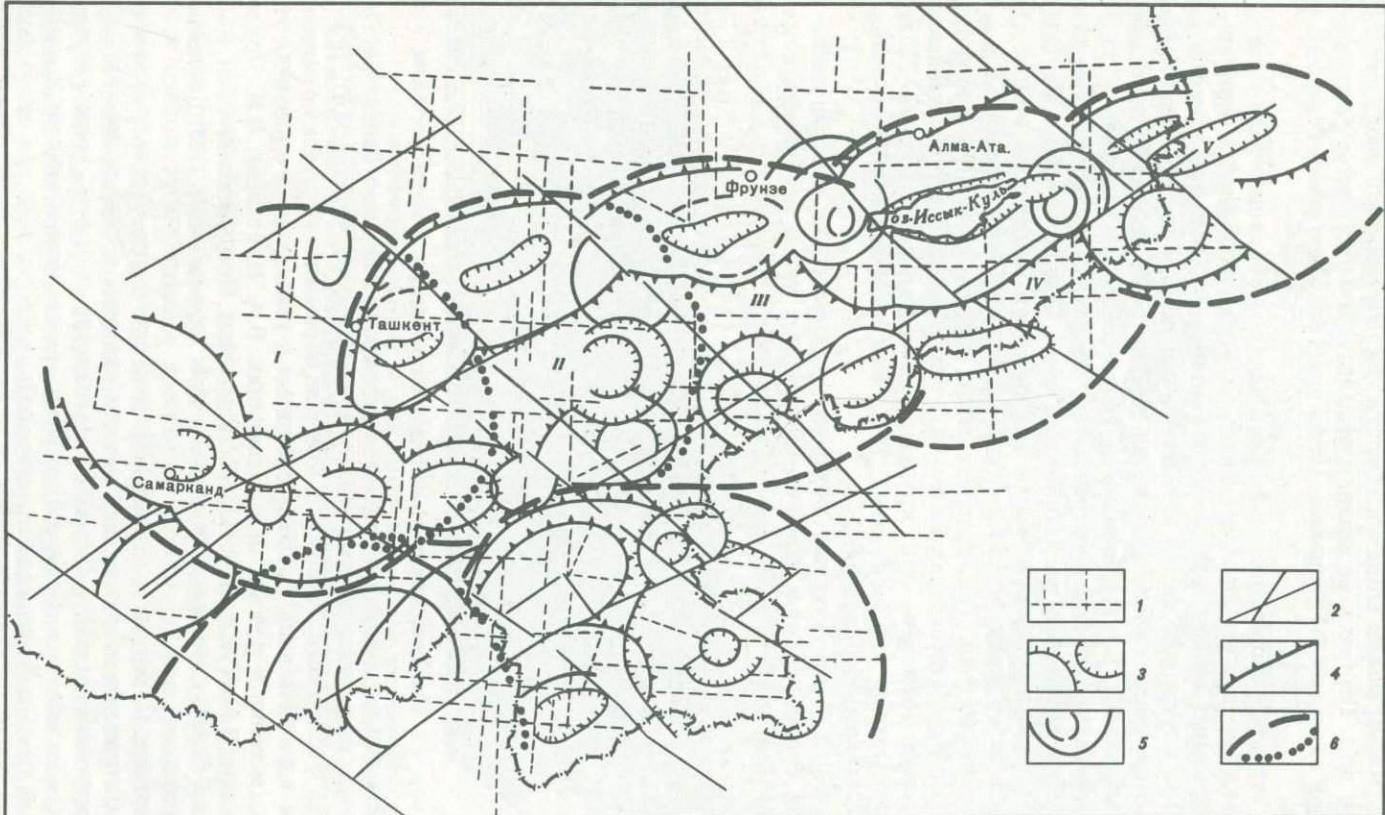


Рис. 5. Система мегаконцентрических структур территории Средней Азии. Составила Н.Т. Кочнева

Тектонические элементы рельефа, выявленные по результатам дешифрирования К.С.: 1 – ортогональные линейные элементы; 2 – диагональные линейные элементы; 3 – кольцевые поднятия и опускания; 4 – кольцевые структуры, подчеркивающиеся плановым рисунком размером до 100 км в поперечнике; 5 – кольцевые поднятия от 100 до 250 км в поперечнике; 6 – контуры мегакольцевых структур размером от 700 до 500 км в поперечнике

и смещаются. Ввиду этого более выразительно на космических снимках выступают северные и южные границы мегаструктур, с которыми в большинстве случаев совпадают крупные дугообразные хребты. Каждая из мегаструктур представляет собой мегасвод, осложненный центральной впадиной (Ферганской, Нарынской, Голоднотепеской, Иссыккульской и др.). Центральные впадины выделенных мегаструктур расположены примерно на одной оси и как бы продолжают одна другую в широтном и северо-восточном направлении.

Большинство структур орогенного пояса Тянь-Шаня имеет специфическое геологическое выражение. Так, для мегасводов типично наличие дугообразных периферических, а также центральных впадин, выполненных континентальными отложениями позднего палеозоя. Для внутренних частей мегасводов характерен так же гранитоидный магматизм. Напротив, участки взаимоналожения соседних мегасводов обычно осложнены впадинами, выполненными терригенами и вулканическими толщами. К такому совмещению соседних мегасводов пространственно приурочен Чаткало-Кураминский регион, который будет подробно рассматриваться ниже. Основные мегасводы осложнены дочерними кольцевыми сооружениями, которые часто размещены вокруг центральной впадины. В то же время многие дочерние структуры имеют определенную автономию в своем расположении. Так, дочерние своды в свою очередь группируются в самостоятельные пространственно связанные системы, образующие протяженные линейные цепи. Следует отметить, что крупные мегасводы контролируют "эптермальные" сурмяно-рутные и флюоритовые, тогда как дочерние – редкометальные, магнетитовые, медные рудопроявления.

Подобный раздельный структурный контроль эптермальной минерализации со стороны крупных сводов и более высокотемпературных типов оруденения локальными поднятиями был впервые подмечен Э. Уиссером на примере западных штатов США и Мексики.

Далее на конкретных примерах орогенных структур различного таксономического ранга рассмотрим их строение и металлогеническое значение. Вначале мы остановимся на методах выделения и внутреннем строении Ферганского мегасвода. Повышенное внимание, которое будет уделено этой орогенной мегаструктуре, оправдано специфичностью ее типа, своеобразием условий образования и наложенным характером, а также тем, что именно с этой мегаструктурой связаны пояса "эптермальной" минерализации.

ФЕРГАНСКИЙ МЕГАСВОД

Особенности геологического строения

Ферганский мегасвод расположен в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня. Орографически мегасвод выражен в системе хребтов Кураминского, Чаткальского, Пскемского, Таласского, Ферганского, Алайского, которые обрамляют Ферганскую впадину, расположенную в ядре мегасвода. Вопросы тектоники и геологического развития этой области нашли отражение в работах Д.В. Наливкина, В.А. Николаева, В.И. Попова, И.П. Васильковского, М.М. Кухтикова, И.М. Синицына, В.А. Петрушевского, В.И. Кнауфа, К.К. Пяткова, Р.С. Поршнякова, И.Я. Кунина, М.А. Ахмеджанова, О.М. Борисова и многих других исследователей.

Орогенный Ферганский мегасвод накладывается на две структурно-формационные зоны Казахстано-Тяньшаньской герцинской складчатой системы Срединного и Южного Тянь-Шаня. Структурный план герцинид юга Тянь-Шаня был предопределен влиянием Казахстанской глобальной мегаструктурой, причем герцинские прогибы окаймляли с юга в виде пологой дуги Сырдарыинский срединный массив.

В позднем палеозое большая часть территории Средней Азии была вовлечена в общее поднятие, которое сопровождалось интенсивным магматизмом и массовым развитием оруденения [33, 20]. Именно в этот орогенный период был в основном сформирован Ферганский мегасвод. К началу мезозоя активные магматические про-

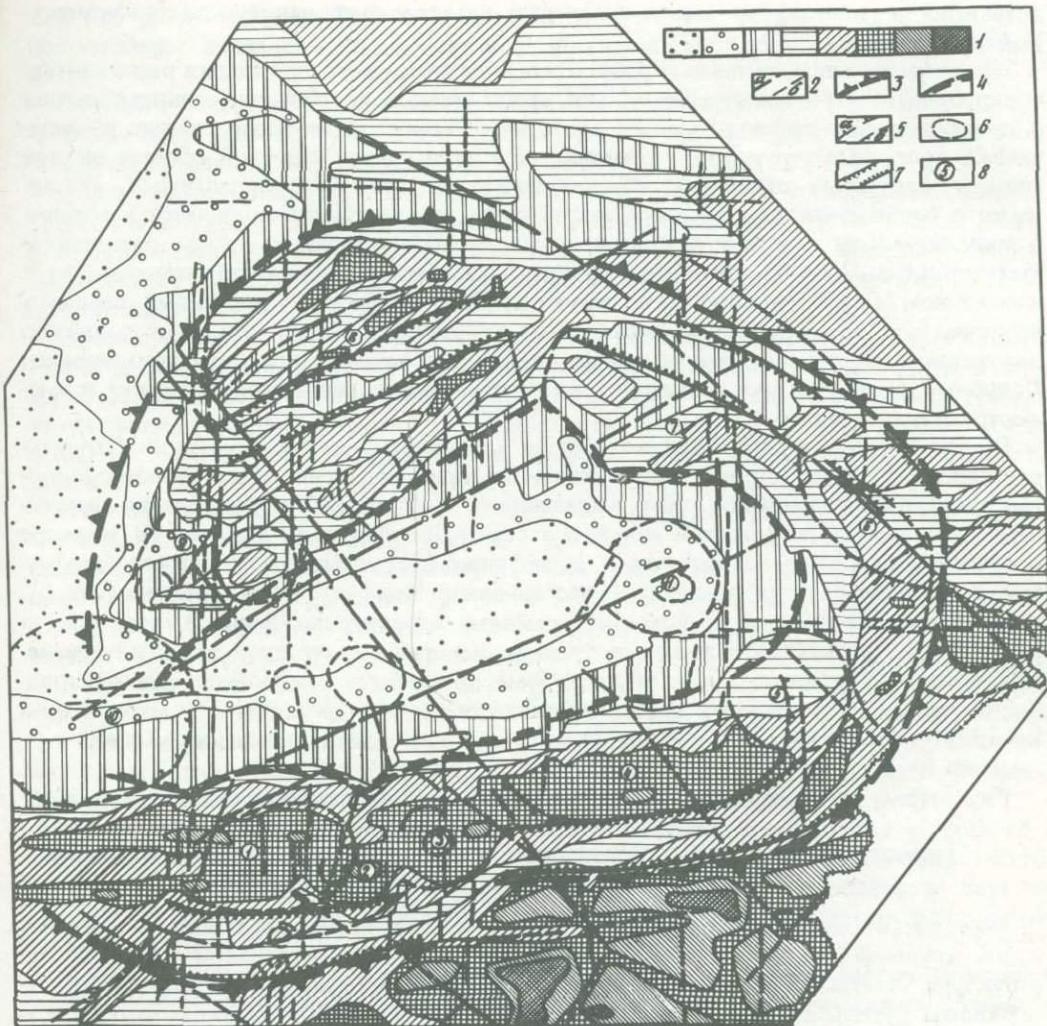


Рис. 6. Морфоструктурная схема Ферганского мегасвода. Составила Н.Т. Кочнева

1 – шкала морфотектонизогипс; 2 – основные дислокации современного структурного плана (*a* – разломы прослеженные, *b* – предполагаемые); 3 – контуры мегасвода; 4 – контуры современной Ферганской впадины; 5 – локальные концентрические структуры (*a* – своды, *b* – впадины); 6 – кольцевые структуры; 7 – границы дугообразной депрессионной зоны; 8 – обозначение локальных сводов

цессы затухли. В позднем триасе почти на всей территории Средней Азии наступила общая регрессия, и с юры началась новая перестройка структурного плана. В это время продолжалось активное прогибание Ферганской впадины, форма которой сохранилась до современных условий. В мелу и палеогене Тянь-Шань представлял собой низкую пенепленизированную сушу, на западную окраину которой трансгресировали моря. В эоцене западная часть Тянь-Шаня была почти полностью покрыта морем. В Южном и Срединном Тянь-Шане возвышались лишь узкие полосы невысокой суши или цепи островов. Изменение режима наступает в конце эоцена–олигоцена, когда начинаются дифференцированные движения, приведшие к созданию современного орогена. В результате активизации новейших движений были оживлены основные тектонические структуры, сложившиеся в позднепалеозойское и мезозойское время. Унаследованность современных тектонических форм от древних дает

возможность реконструировать и проследить развитие Ферганской мегаконцентрической структуры.

Несмотря на многочисленные работы, посвященные орогенной стадии развития горнорудных Срединного и Южного Тянь-Шаня, среди авторов не сложилось единого мнения о происхождении структур, возникших в этот период. Одни исследователи рассматривают орогенные структуры в рамках геосинклинально-складчатой области, другие считают орогенные структуры самостоятельными, внегеосинклинальными, связанными с процессами тектонической активизации, третья группа склоняется к мнению о промежуточном – между геосинклинальным и платформенным – характере орогенных структур. Авторы настоящей работы разделяют взгляды о самостоятельном и наложенном характере орогенных структур. Действительно, в орогенный период в условиях резкой активизации восходящих движений возникли сводовые поднятия, наложенные на соседние структурно-формационные зоны предшествующего периода. Подобные структуры уже выделялись в Средней Азии на основе геологических и морфоструктурных данных.

По своей форме в плане своды относятся к концентрическим структурам. Структуры подобного типа хорошо обнаруживаются при дешифрировании мелкомасштабных космических снимков. Для выделения и внутреннего районирования Ферганского свода был использован комплекс взаимодополняющих методов. В качестве основы мы опирались на материалы дешифрирования космических снимков и результаты структурно-геоморфологических исследований. Морфоструктурная схема (рис. 6), составленная по данным изучения современных структурных форм, выраженных в рельефе, дает возможность выделить границы и установить главные черты внутренне-го строения Ферганского мегасвода. Кроме того, были составлены палеотектонические схемы для основных этапов орогенного развития региона. Эти материалы в комплексе послужили основой для выделения мегасвода и выяснения условий размещения специализированных металлогенических зон.

Рассмотрим далее результаты проведенного структурного районирования.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФЕРГАНСКОГО МЕГАСВОДА

Феранская мегаконцентрическая структура в современном рельефе представляет собой крупный ороген, осложненный в центральной части Ферганской впадиной. Эта структура отчетливо дешифрируется на космических снимках. Северная граница ее проявлена дугообразным уступом, отделяющим высокогорные поднятия Чаткало-Кураминских гор от Туранской равнины. Южная граница простирается вдоль дугообразной Алайской долины, западная – намечается на стыке Алайского и Туркестанского хребтов. На востоке мегаструктура ограничивается линейным Ферганским хребтом. Однако некоторые дугообразные элементы, согласные концентру структуры, проектируются за пределами этого хребта.

Мегаструктура охватывает горные сооружения Срединного и Южного Тянь-Шаня, которые представляют собой типичное альпинотипное высокогорье. Высота хребтов достигает 3000–5000 м. Здесь выделяются все ярусы горного рельефа. Активно развита речная сеть. Более многоводные реки находятся в Алайском хребте. Слоны хребтов в основном круты и прямые, вдоль склонов встречаются аккумулятивные шлейфы и конуса выносов. В Срединном и Южном Тянь-Шане хорошо сохранились древние поверхности выравнивания. На самых древних из них сохранились морские мел-палеогеновые отложения. Кроме речной эрозии, для описываемой территории типична деятельность временных потоков селевого характера. Феранская долина опущена относительно горного обрамления на 3000–4000 м. Ее гипсометрические отметки не превышают 500–600 м, поверхность долины относительно ровная, местами всхолмленная.

Орогенные поднятия, опоясывающие Ферсанскую впадину, приблизительно выдержаны по высоте. По периферии их согласно с ними расположены линейные депрессии

ширины до 25–30 км. Одна из депрессий соответствует Алайской долине, другая протягивается вдоль реки Узун-Акмат, еще одна пролегает вдоль долин рек Чаткал и Ангрен.

Радиально-концентрическая система разломов мегасвода отчетливо отражена рисунком речной сети. Причем следует отметить, что в приброртовых частях Ферганской впадины наблюдается центростремительный тип рисунка речной сети.

Анализ современных структурных форм и дешифрирование космических снимков позволили выделить мегаконцентрическую структуру размером 410 × 430 км. Мегаструктура имеет асимметричное строение. Ядро структуры опущено, крылья приподняты. Северное крыло имеет большие размеры, но относительно опущено (на 1000 м) по сравнению с южным.

Анализ морфотектоизогипс дает возможность выделить внутри мегасвода концентрические зоны разных гипсометрических уровней. Зональное строение хорошо подчеркивается также сечением морфотектоизогипс. Так, в приподнятых зонах сечение уменьшается, в депрессионных — увеличивается. Самые небольшие сечения между морфотектоизогипсами наблюдаются на склонах в приброртовых частях Ферганской впадины.

Изучение строения современной поверхности рельефа приподнятого обрамления Ферганской впадины позволило выделить три блока, разделенных крупными линеаментами, радиально расположеными по отношению к ядру мегаструктуры. Каждый из этих блоков, являясь частью крупного мегаконцентрического сооружения, имеет и свои специфические особенности. Северо-западный блок состоит из двух локальных сводов (8,9) – Чаткальского и Кураминского.

Восточная часть обрамления Ферганской впадины складывается из отдельных блоков, группирующихся в единое дугообразное поднятие. Внутри поднятия выделяются два локальных свода, один из которых представляет узкий овал, вытянутый в северо-западном направлении, другой – полуовал, как бы обрезанный с востока Талассо-Ферганской зоной разломов (6,7).

Южная часть горного обрамления Ферганской долины, совпадающая с Алайским хребтом, отличается монолитным обликом и устойчивыми высотами. Дочерние своды южной части обрамления, различные по размерам и форме, накладываются друг на друга и при этом сильно "деформируются" (1–5). Для них характерен радиальный рисунок дислокаций.

Соединение восточной и южной частей мегаструктуры с ядерной частью отличается наибольшей расчлененностью. Следует обратить внимание на однотипное строение дочерних сводов внутри каждой крупной части мегасвода. В то же время все кольцевые структуры образуют взаимосвязанную цепочку вокруг Ферганской впадины.

Фернская впадина, расположенная в ядре мегасвода, грушевидной формы. Она вытянута в северо-восточном направлении на расстояние 200 км, достигая в поперечнике 100 км. Границы соединения впадины с горным поясом резкие, уступообразные, ступенчатые. Впадина имеет асимметричную форму с крутым северо-восточным и относительно пологим юго-западным бортами. Подобная асимметрия может быть связана с активными вертикальными движениями Алайского хребта в наиболее приподнятой зоне мегасвода. Дешифрирование космических снимков позволило выделить внутри Ферганской впадины по характеру фототона меридиональную линейную зону, проходящую через г. Коканд. К западу от этой линейной зоны расположена наиболее узкая, но относительно приподнятая часть впадины. Отчетливо выделяется линейный элемент северо-западного простирания, являющийся продолжением на юг крупной зоны Кумбель-Арашанских разломов. Следует отметить также валиобразное линейное поднятие северо-восточного простирания и две дочерние кольцевые структуры, одна из которых выделена на западе впадины и названа нами Ленинобадской (10), другая – на востоке и названа Андижанской (11). Тектонический характер Ферганской впадины рассматривается по-разному. В.Е. Хайн и Д.П. Резвой считают ее мегасинклиналью, В.В. Белоусов – парагеосинклиналью, В.И. Попов, И.Н. Васильковский, С.С. Шульц,

Б.А. Петрушевский — межгорной впадиной. Авторы придерживаются последнего представления.

Кроме радиально-концентрической системы дислокаций, определяющих внутреннее строение мегасвода, характерны сквозные линейные зоны, прослеживающиеся далеко за его пределы. Среди них выделяются северо-восточные, контролирующие многие орографические элементы территории. Линеаменты северо-западного простирания отчетливо выступают в современном рельфе в виде тектонических уступов. В большинстве своем эти зоны унаследуют древние зоны разломов и тектонические швы. Это Талассо-Ферганская и Кумбель-Арашанская зоны разломов.

Выделены также сквозные структуры ортогональной системы, и среди них наиболее крупная меридиональная расположена в западной части мегасвода. Эта зона выступает в качестве пологого вала, наложенного на современный орографический план. Далее рассмотрим взаимоотношения выявленных современных тектонических форм рельефа с характером геофизических полей.

СТРОЕНИЕ МЕГАСВОДА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Особенности гравимагнитного поля Ферганского мегасвода

Если обратиться к общему характеру гравитационного поля (полная топографическая редукция) орогенной области восточной части Средней Азии, то необходимо прежде всего отметить, что оно представляет собой чередование протяженных зон с линейным и изометричным характером аномалий силы тяжести [50]. Область ферганского мегасвода относится к Срединно-Тяньшаньской зоне с изометричной формой аномалий, которая захватывает также и часть Южного Тянь-Шаня (рис. 7). Изученная территория включает в себя Чаткало-Кураминский ороген и обрамляющие его с запада и юга депрессии и часть южного горного обрамления Ферганской впадины. Чрезвычайно важной закономерностью является то, что по морфологии гравитационного поля эта область представляет собой крупную изометричную аномалию с концентрическим характером ее внутреннего строения. При этом область разделяется протяженной зоной горизонтального градиента северо-восточного простирания шириной 5–10 км на две равные половины — юго-восточную, Ферганскую, с прилегающим горным обрамлением, характеризующуюся относительно повышенным уровнем гравитационного поля, и северо-западную, Кураминскую, с относительно пониженным уровнем поля. В целом аномальная область обозначается кольцевым максимумом силы тяжести диаметром около 280 км, шириной 20–60 км, прослеживаемым на востоке и юге вдоль восточного и южного борта Ферганской депрессии, на западе вдоль западного окончания Чаткало-Кураминских гор и на севере вдоль Талассо-Ферганского разлома. Этот кольцевой максимум фрагментарно окаймляется линейными горизонтальными градиентами шириной 3–7 км. На западе характеризуемая аномальная область граничит с Сырдарьинской областью спокойного поля. Среднечастотная составляющая гравитационного поля внутренней части аномальной области представлена чередованием линейно-дуговых локальных аномалий разного знака размером $10 \div 20 \times 20 \div 50$ км. Простирание этих аномалий в целом север-северо-восточное с выпуклостями к северо-западу и юго-востоку. По этим изгибам аномалии группируются в две самостоятельные локальные области — Чаткало-Кураминскую с центром в среднем течении р. Ангрен и Ферганскую с центром у слияния рек Сырдарьи и Карадарьи. Поперечные размеры этих локальных аномальных областей около 100 км.

Для гравитационного поля Чаткало-Кураминской локальной области характерно наличие отрицательной высокочастотной составляющей различного простирания и интенсивности.

Анализ распределения изостатических аномалий изучаемой территории свидетельствует (рис. 8) о том, что выделяемая в неполной топографической редукции аномальная область обозначается по периферии кольцевой зоной недокомпенсации и четко

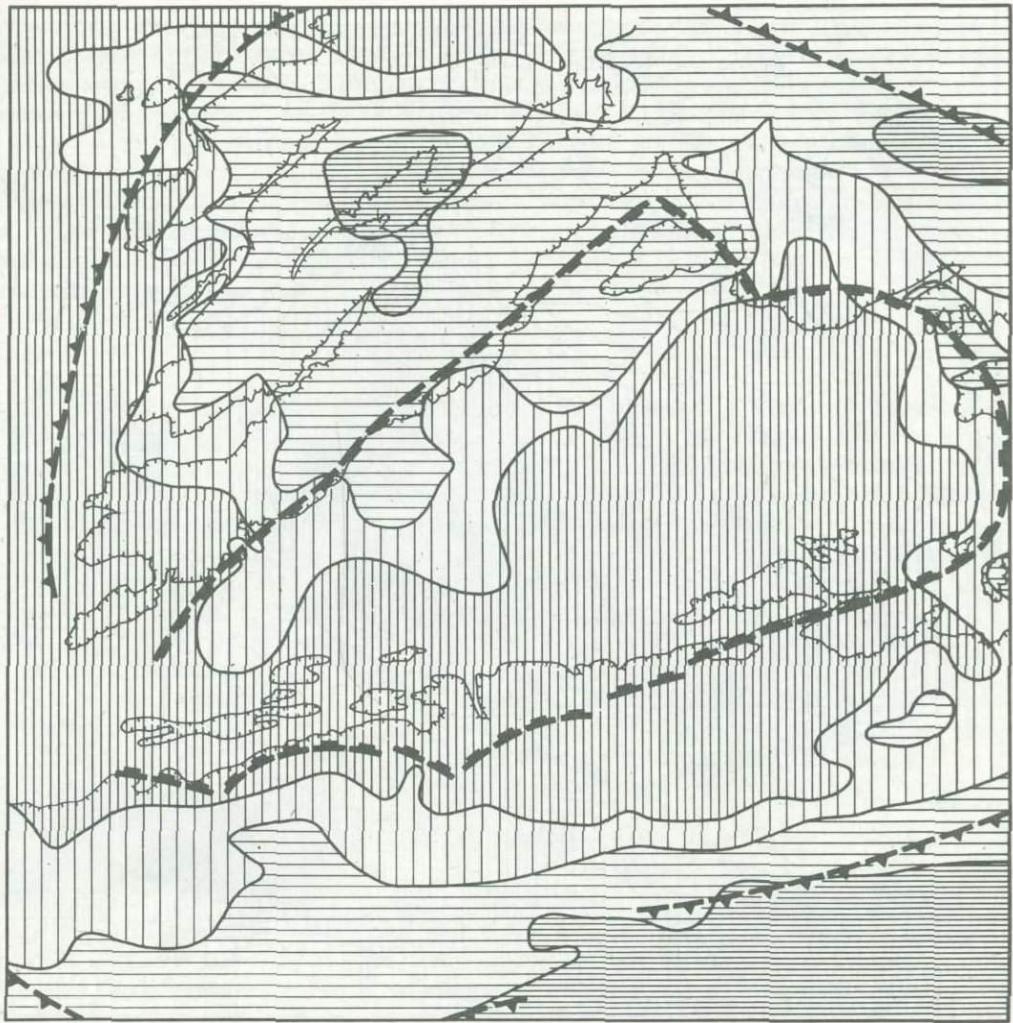


Рис. 7. Схема зонального строения гравитационного поля в пределах Ферганского мегасвода

1 – повышенное поле; 2 – пониженное поле (а – сильно пониженное, б – слабо пониженное);
3 – "нейтральное" поле; 4 – контур палеозойских пород; 5 – внешние границы мегасвода; 6 – гра-
ницы Ферганской впадины; 7 – геофизические поля

разделяется на две половины – юго-восточную перекомпенсированную и северо-запад-
ную преимущественно скомпенсированную. Из рассмотрения схемы изостатического
состояния следует, что центральный участок Чаткало-Кураминской локальной аномаль-
ной области гравитационного поля отличается относительным максимумом изостати-
ческого поля, обрамленным кольцевым минимумом.

По особенностям морфологии магнитное поле исследуемой области Чаткало-Кура-
минского региона подобно гравитационному. При этом магнитное поле районируется
аналогичным образом лишь в региональном плане, до выделения изометричной аномаль-
ной области, соответствующей в общих чертах Ферганскому мегасводу, и разделения
ее на две половины – Ферганскую со спокойным положительным полем и Чаткало-
Кураминскую локальную область со знакопеременным полем. Особенностью строения
магнитного поля в Чаткало-Кураминской локальной области является наложение

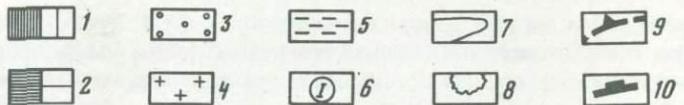
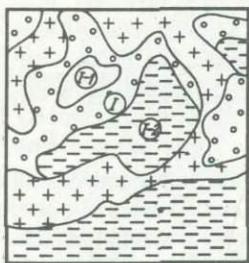
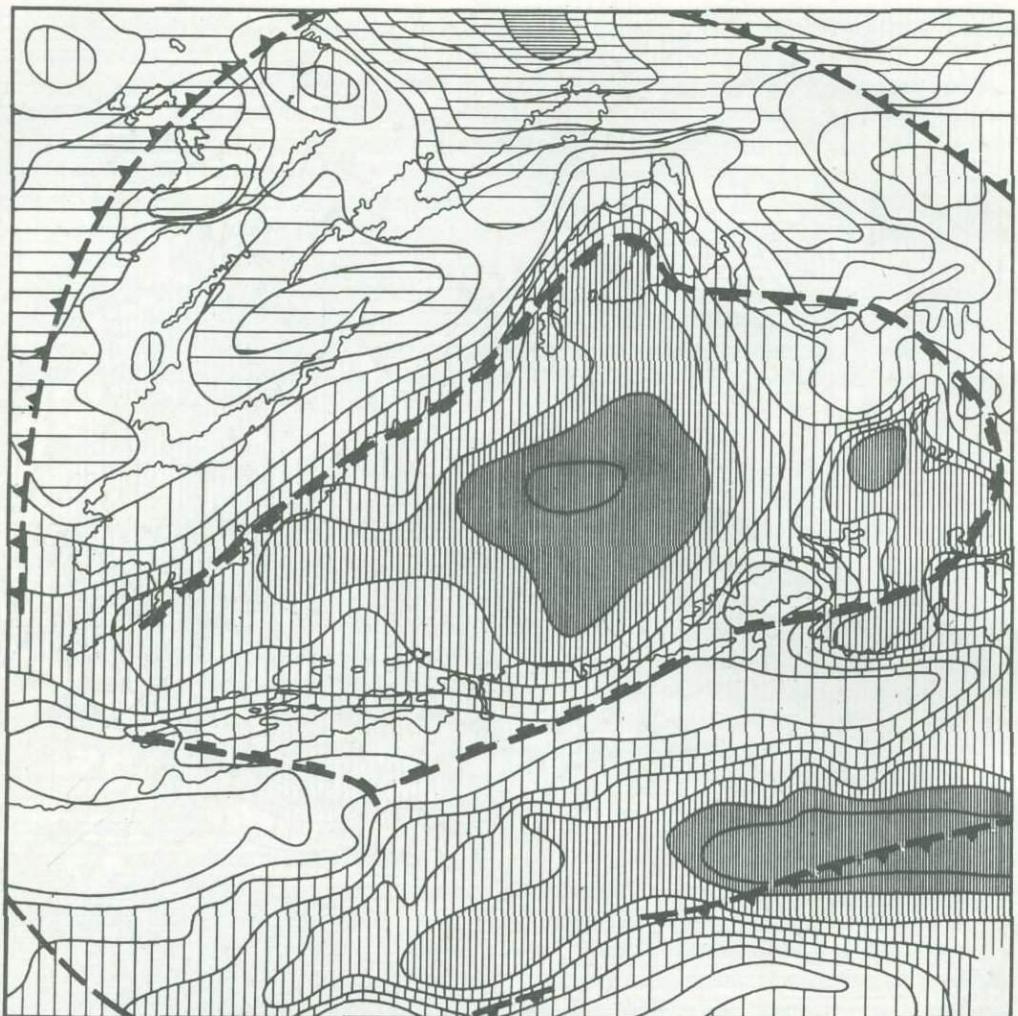


Рис. 8. Схема распределения изостатических аномалий области Ферганского мегасвода

A – схемы изостатической компенсации земной коры; *Б* – схема районирования изостатических аномалий; 1 – участки перекомпенсированной земной коры (1–7-й степени); 2 – участки недо-компенсированной земной коры (недокомпенсированные области); 3 – уравновешенные области; 4 – области относительных максимумов изостатического поля (недокомпенсированные области); 5 – области относительных минимумов изостатического поля (перекомпенсированные области); 6 – Кураминская аномальная область (*I*), состоящая из Чаткало-Кураминской (*I-1*) преимущественно скомпенсированной области и Ферганской (*I-2*) перекомпенсированной области; 7 – изодинамы; 8 – выходы палеозоя; 9 – внешние границы Ферганского свода; 10 – границы Ферганской впадины

двух типов аномалий — "нормального" намагничивания и "обратного" намагничивания, окаймленных интенсивными зонами градиентов. Аномалии среднечастотной составляющей магнитного поля представлены в основном кольцевыми, линейно-дуговыми максимумами "нормального" и минимумами "обратного" намагничивания размером $10 \div 20 \times 25 \div 60$ км, интенсивностью 250—500 Нт. Высокочастотной составляющей поля отвечают магнитные аномалии разных знака, интенсивности и простирации.

Дополнительная информация о внутреннем строении мегасвода может быть получена путем составления схем, отражающих строение глубинных поверхностей раздела. Рассмотрим далее сначала предпосылки их составления, а затем результаты проведенных исследований.

Физические предпосылки истолкования природы гравимагнитного поля

По данным петрофизических исследований, выполненных в Чаткало-Кураминском регионе и прилегающей территории орогенной области Средней Азии [4, 32, 50], в разрезе палеозоя вулканогенно-флишоидная толща имеет плотность $2,70 \div 2,75 \text{ г/см}^3$, кремнисто-известковистая $2,67 \div 2,75 \text{ г/см}^3$, вулканиты андезит-дацитовой формации и их интрузивные аналоги $2,65 \div 2,67 \text{ г/см}^3$, вулканиты липарит-трахилипаритовой формации $2,55 \div 2,65 \text{ г/см}^3$. Отсюда в целом для палеозоя, исключая магматическую составляющую кислого состава (выделяемую в самостоятельный комплекс с плотностью $2,60 \text{ г/см}^3$), средняя объемная плотность равна $2,70 \text{ г/см}^3$. Архей-протерозойский комплекс представленный сланцами ($\delta_{\text{ср}} = 2,71 \text{ г/см}^3$), гнейсами ($\delta_{\text{ср}} = 2,63 \text{ г/см}^3$) известняками, мраморами ($\delta_{\text{ср}} = 2,75 \text{ г/см}^3$), амфиболитами ($\delta_{\text{ср}} = 2,89 \text{ г/см}^3$), кварцитами ($\delta_{\text{ср}} = 2,70 \text{ г/см}^3$), имеет среднюю объемную плотность $2,80 \text{ г/см}^3$. Плотность нижележащих глубинных горизонтов земной коры — "базальтового" слоя и верхней мантии, по общепринятым данным [9], составляет $2,95 \div 3,25 \text{ г/см}^3$ соответственно. Покровные мезо-кайнозойские образования имеют наименьшую плотность ($\delta_{\text{ср}} = 2,3 \text{ г/см}^3$) [47].

Таким образом, суммарное аномальное гравитационное поле Чаткало-Кураминского региона обусловлено в основном влиянием плотностных границ раздела: мезокайнозой-палеозой ($\Delta\sigma = 0,4 \text{ г/см}^3$), кислые магматические образования-палеозой ($\Delta\sigma = 0,1 \text{ г/см}^3$), палеозой-протерозой ($\Delta\sigma = 0,1 \text{ г/см}^3$), граница K ($\Delta\sigma = 0,15 \text{ г/см}^3$), граница M ($\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$). При изучении глубинного структурного тектонического строения исследуемого региона влияние мезо-кайнозойского чехла из суммарного гравитационного поля исключалось.

Магнитное поле исследуемой территории сформировано преимущественно магматическими образованиями — вулканогенными породами среднего и кислого состава ($\text{с } I_{\text{зф}} = -500 \div 2000 \cdot 10^{-6} \text{ CgS}$), вулканитами основного состава и их интрузивными аналогами ($\text{с } I_{\text{зф}} = 1000 \div 3000 \cdot 10^{-6} \text{ CgS}$). С первыми связаны поля интенсивных аномалий "обратного" намагничивания, а со вторым — крупные положительные аномалии "нормального" намагничивания. Локальные магнитные аномалии обоих знаков, как правило, связаны со скоплениями магнитной минерализации (с эффективным намагничиванием различного знака и интенсивности) в зонах разломов и контактов интрузий с вмещающей средой.

Методика построения глубинных границ раздела земной коры

Для сужения пределов неоднозначности при изучении глубинного геологического строения орогенных областей по аномалиям гравитационного поля необходимо привлекать дополнительную объективную внешнюю информацию аналогичного "потенциального" характера, или дискретные геолого-геофизические данные. Такой информацией в исследуемой горной области могут служить рельеф дневной поверхности и "реперные" геологические и сейсмические данные об ожидаемом залегании глубинных границ раздела земной коры.

Использование поля силы тяжести и рельефа местности при изучении глубинного геологического строения земной коры может осуществляться на основе совместного анализа аномалий в изостатической редукции, и особенно рельефа, или его гравитационного эквивалента. Для исследуемого региона имеются лишь аномалии силы тяжести в неполной топографической редукции (аномалии Буге), а вычисление аномалий в изостатической редукции необходимой детальности и точности — весьма трудоемкий процесс. Поэтому получение этих аномалий осуществлялось с помощью "стахостатического" способа, основанного на дополнении аномалий Буге поправками от сферических зон (практически постоянными для всего Чаткало-Кураминского региона) и введении в аномалии неполной топографической редукции — поправок за компенсацию от дневного и "подземного" рельефа, вычисляемых по зависимости $\Delta g_k = f \Delta g_t$ (где Δg_t — гравитационный эффект топографических масс дневного и "подземного" рельефа, пересчитанный на высоту, равную средней мощности земной коры).

Изучение глубинного геологического строения земной коры осуществлялось раздельно для верхней части разреза по аномалиям Буге и имеющейся геологической информации и для нижних плотностных границ раздела земной коры по аномалиям в изостатической редукции, гравитационному эффекту рельефа и данным ГСЗ. Из анализа гравитационного поля и плотностного разреза следует, что в верхней части земной коры высокочастотная и среднечастотная составляющие поля отвечают магматическим образованиям кислого состава и границе палеозоя соответственно. Выделение первой составляющей гравитационного поля осуществлялось путем исключения фона, который для высокочастотной составляющей определялся путем математического восстановления (экстраполяцией, интерполяцией) по его неискаженным ("реликтовым") участкам аномалий силы тяжести. Среднечастотная составляющая из полученной карты фона выделялась путем исключения более низкочастотного фона, определяемого на основе "геологического" редуцирования по дискретным реперным геологическим данным о вероятной глубине залегания подошвы палеозоя. По выделенным высоко- и среднечастотным составляющим гравитационного поля составлены схема распределения кислых магматических образований (с вариациями мощности) и схема строения поверхности архей-протерозойского комплекса. При их построении мощность и глубина интерпретируемых объектов определялись решением обратной задачи гравиразведки способом подбора. На схеме отчетливо проявляется связь поднятий комплекса с крыльями мегасвода и глубокое его погружение в Ферганской впадине.

Изучение глубинных плотностных границ раздела земной коры включало в себя построение первых приближений этих границ по гравитационному эффекту рельефа соответствующей частоты при наличии полной изостатической компенсации морфоструктур рельефа на отвечающих им уровнях. В последующем осуществлялась коррекция этих границ по изостатическим аномалиям соответствующей частоты (второе приближение). Построение границ первого и второго приближений осуществлялось подбором решения прямой задачи гравиразведки.

Составляющие гравитационного эффекта рельефа и изостатических аномалий, отвечающие глубинным границам раздела земной коры, выделялись путем пересчета этих полей в верхнее полупространство и вычисления разностных аномалий. Уровни пересчета определялись на основании частотного анализа изостатических аномалий исследуемого региона в соответствии с рекомендациями Б.А. Андреева, И.Г. Клушина.

Из графика зависимости $\Delta g_i = f(H \uparrow)$ следует, что нарушение изостатического равновесия ожидается на уровнях 10, 20, 40 км. Уровни 20 и 40 км соответствуют глубинам залегания границ K и M , что согласуется с данными ГСЗ, а уровень 10 км отвечает среднему положению границы палеозой-протерозой, что согласуется с "реперными" геологическими данными [16]. При изучении глубинных границ раздела на основе использования аномалий в изостатической редукции были построены схемы строения поверхностей M и K и получены глубины залегания границы палеозой-протерозой. Последние необходимы для оценки объективности выполненных построений. Обращает на себя внимание факт конформного положения изогипс поверхности кровли

архей-протерозойского комплекса с основными структурными элементами Ферганского мегасвода. Поднятия этой поверхности соответствуют крыльям мегасвода, а глубокое погружение – центру Ферганской впадины.

На всех схемах строения поверхности глубинных границ раздела земной коры показано современное положение этих границ, отражающее как элементы древних структур, так и наложение последующих тектонических движений. Для поэтажного изучения строения земной коры по этим схемам были составлены карты изопахит базальтового и архей-протерозойского комплексов, для изучения динамики структурно-тектонических преобразований во времени – схемы структурно-динамического районирования исследуемой территории на период архей–катаархей и палеозой–протерозой, построенные по данным вычисления отношения вариаций мощности архей-протерозойского комплекса к "базальтовому" слою и палеозоя к архей-протерозайскому комплексу.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ ФЕРГАНСКОГО МЕГАСВОДА ПО ГРАВИМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Изложенные выше физические предпосылки и методика построения глубинных границ раздела земной коры позволили составить схемы строения последних. На схеме строения поверхности M отчетливо обособливается область, соответствующая Ферганскому мегасводу. Эта область имеет симметричное строение относительно Ферганской впадины, которой соответствует подъем поверхности M .

Северное крыло мегасвода (область Чаткальского и Кураминского сводов) выступает как единый прогиб поверхности M , который на западе ограничен меридиональной Шамаджон-Музбельской линейной флексурно-разрывной зоной, а на юго-востоке – северо-восточной Северо-Ферганской флексурной зоной (шириной 25–55 км и амплитудой 3–6 км). Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона прослеживается и вдоль северного борта Ферганской депрессии, а Шамаджон-Музбельская зона – к западу от линии гора Музбель–хр. Шамаджон, вдоль которой в верхней части разреза выделяется одноименный разлом [48]. В Чаткало-Кураминской области поверхность M имеет форму синклинального прогиба, ось которого видна по линии гора Бабайтаг–верховье р. Чаткал и погружается в северо-восточном направлении от 48-го до 53-го км. В Ферганской впадине поверхность M приподнята по отношению к Чаткало-Кураминскому и Южно-Тяньшаньскому блокам. Форма поверхности плоская, средняя, высота строения $H = -48$ км. В Сырдарынском блоке поверхность M имеет аналогичную плоскую форму и приподнята до $H = -40$ км.

На схеме строения поверхности K (рис. 9) в отличие от поверхности M выделяются локально-структурные области, разделенные линейно-дугообразными зонами шириной 5–10 км и амплитудой 2–4 км. Оси этих зон на поверхности K смешены по отношению к их расположению на поверхности M для Южно-Ферганской зоны к югу и для Шамаджон-Музбельской – к западу. В целом поверхность K в пределах Чаткало-Кураминского региона представляет собой прогиб. Амплитуда прогиба по отношению к периферическим блокам 4–5 км. Региональный прогиб осложнен локальными изометрическими впадинами. Одна из них приурочена к юго-западной окраине Чаткальского свода. Ось прогиба, который, возможно, соответствует Кураминскому своду, смешена в сторону Ферганской впадины. Кроме того, в пределах прогиба отмечаются сквозные линейные поднятия шириной 10–40 км – Ангрен-Чаткальское северо-восточного простирания (прослеживаемое вдоль долин одноименных рек) и Черкасар-Кугалинское субмеридионального простирания (прослеживаемое по линии р. Сох – р. Гавасай). Северо-западные и субширотные границы этих поднятий и прогибов флексурно-разрывного характера.

На схеме поверхности кровли архей-протерозойского комплекса нашли отражение прежде всего альпийские движения – хребты и впадины современных орогенных сооружений. Поэтому данная схема использована в основном для составления карт изопахит архей-протерозойского и палеозойского комплексов, по которым производилось изучение строения соответствующих структурных этажей.

На схеме изопахит архей-протерозойского комплекса (рис. 10) выделяется элипсо-

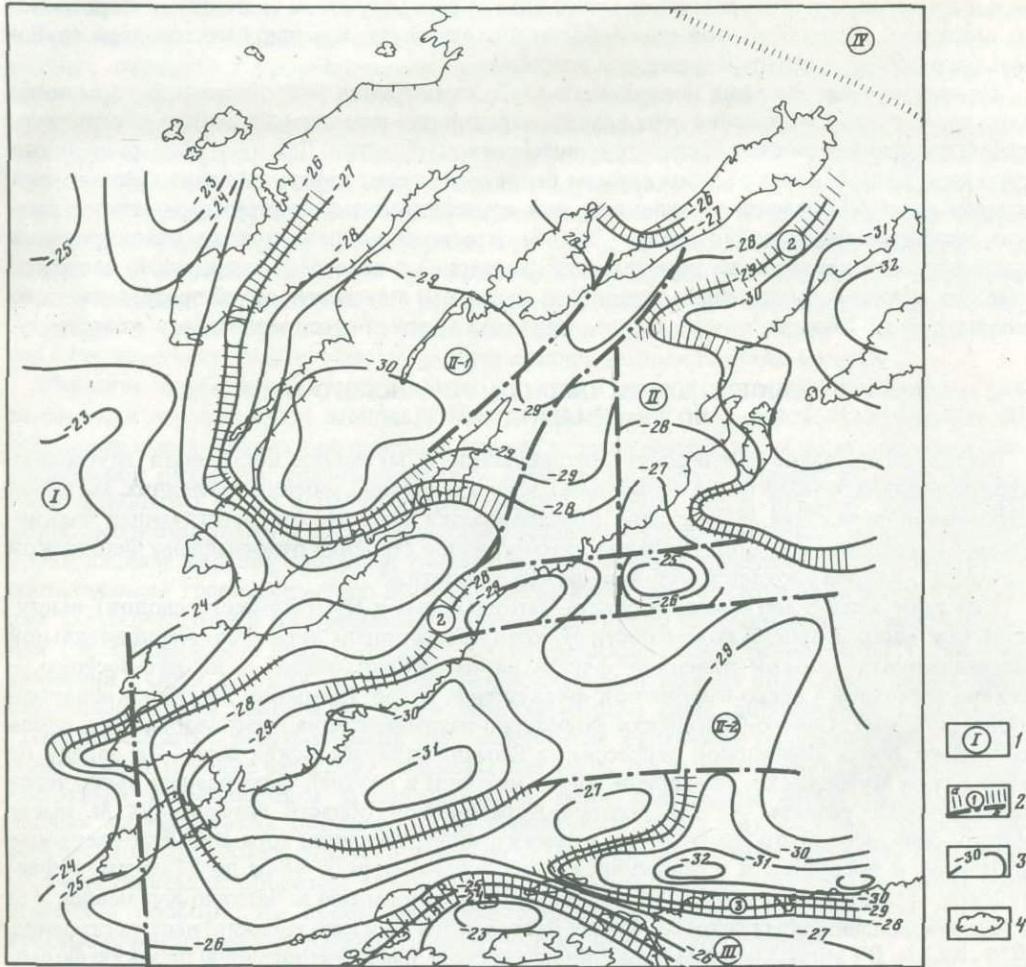
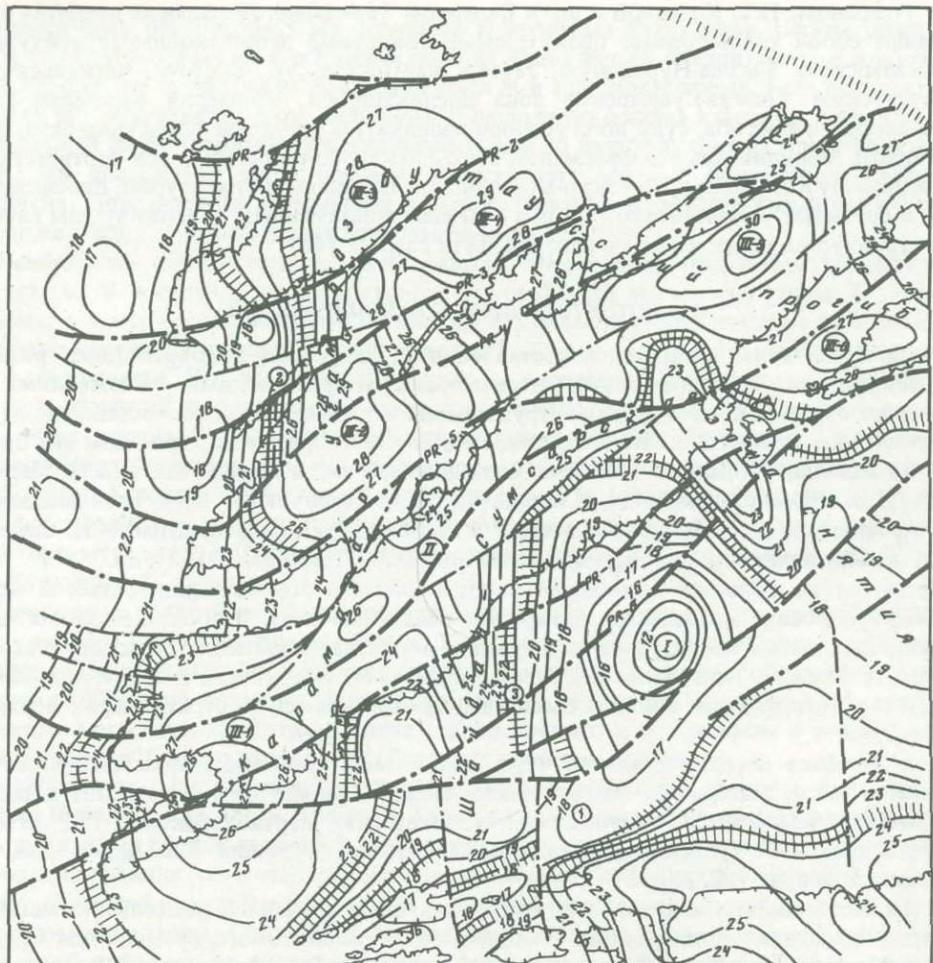


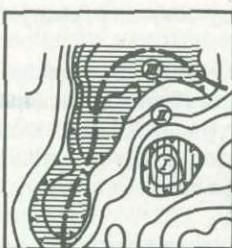
Рис. 9. Схема строения поверхности К области Ферганского мегасвода

1 – геоструктурные блоки: I – Сырдаринский, II – Кураминский (II-1 – Чаткало-Кураминский блок, II-2 – Ферганский блок), III – Южно-Тяньшаньский, IV – Северо-Тяньшаньский; 2 – зоны тектонических нарушений: а – флексурно-разрывные (1 – Шамаджон-Музбельская, 2 – Северо-Ферганская, 3 – Южно-Ферганская), б – разрывные; 3 – изогипсы обобщенной поверхности К; 4 – палеозойские породы

идная область уменьшения мощности (размером 75 × 250 км) с центром в месте впадения р. Гавасай в р. Сырдарью. Эта область, возможно, отмечает Центрально-Ферганский палеосвод, сформированный, по-видимому, в конце протерозоя. Этот свод, вероятно, образовывал ядро будущего Ферганского мегасвода. Эту древнюю положительную структуру окаймляют следующие друг за другом узкие кольцевые прогибы и поднятия шириной по 15–25 км, образующие мощную дугообразную Шайдан-Сумсарскую зону дислокаций, ось которой прослеживается вдоль долин рек Шайдан, Пангаз, Ахсы, Сумсар. С севера ее окаймляет широкий Карамазар-Угам-Бозбутауский прогиб, повторяющий форму Центрально-Ферганского палеосвода. Поперечные размеры прогиба изменяются в пределах 30–60 км, амплитуда прогиба в его локальных впадинах (с центрами в западной части горы Карамазар, в районе горы Кызылнур, в пределах Угамского хребта, в восточной части Пскемского хребта, у восточного окончания Чаткальского хребта и в пределах гор Бозбутау) составляет 5–7 км. Карамазар-Угам-Бозбутауский прогиб вместе с этими структурами представляет собой "гирляндую" систему концентрических структур, аналогичную подобной системе, выделяемой



A



Б

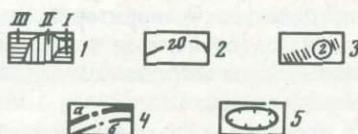


Рис. 10. Схема изопахит архей-протерозойского комплекса Чаткало-Кураминского региона

А – структурно-тектоническое строение архей-протерозойского комплекса; Б – схема структурного районирования архей-протерозойского комплекса; 1 – основные структуры: I – Центрально-Ферганский мегасвод, II – Шайлан-Сумсарская зона смятия, III – Карамазар-Угам-Бозбутауский прогиб (локальные депрессивные структуры в прогибах): III-1 – Карамазарская, III-2 – Кызылнуринская, III-3 – Угамская, III-4 – Пскентская, III-5 – Восточно-Чаткальская, III-6 – Бозбутауская; 2 – изопахиты архей-протерозойского комплекса; 3 – флексурно-разрывные зоны: 1 – Южно-Ферганская, 2 – Шамаджон-Музбельская, 3 – Черкасар-Кугалинская; 4 – зоны разрывных нарушений (а – с большой амплитудой подвижек, б – с малой амплитудой подвижек); 5 – палеозойские породы

И.Н. Томсоном, Н.Т. Кочневой и др. в Северном Тянь-Шане. Локальные впадины представляют собой типоморфные изометричные локальные депрессионные структуры — Карамазарскую, Кызыл-Нуринскую, Угамскую, Пскемскую, Восточно-Чаткальскую и Бозбутаускую. Пангаз-Сумсарская зона дислокаций и периферия Карамазар-Угам-Бозбутауского прогиба, судя по сгущению изопахит, обозначены флексурно-разрывными зонами. Меридиональные фрагменты этих флексурно-разрывных зон соответствуют Шамаджон-Музбельской и Черкасар-Кугалинской глубинным структурам, прослеживающимся в пределах "базальтового" слоя, и отвечают одноименным долгоживущим глубинным структурам, выделяемым в верхней части разреза [48].

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Рассмотрим далее вопросы сопоставления выделенного в современном рельефе мегасвода, подтверждающегося концентрическими геофизическими аномалиями с позднепалеозойскими орогенными структурами. С этой целью были составлены палеотектонические схемы для основных этапов орогенного развития, при этом мы опирались на данные, собранные многими исследователями, и прежде всего А.П. Марковским, Д.В. Наливкиным, Н.М. Синицыным, А.С. Аделунгом, Н.П. Васильковским, З.П. Артемовой, А.Д. Миклухо-Маклаем, Ф.Р. Бенш, П.Л. Бельговским, М.Н. Соловьевым, Г.А. Сикстель, В.А. Араповым, А.П. Титовой, Г.С. Поршняковым и др.

Несмотря на большое количество работ в области стратиграфии, остается много неясных вопросов, касающихся датировки осадочных свит. В последнее время были сделаны обобщения по результатам изучения верхнепалеозойских отложений для Срединного и Южного Тянь-Шаня А.С. Масумовым, О.М. Борисовым и Ф.Р. Бенш. Кроме того, Г.А. Бельговским с соавт. были сведены материалы по стратиграфии верхнего карбона.

Для изучения истории развития Ферганского мегасвода мы использовали все эти данные, а также материалы геологических съемок. Кроме того, в качестве дополнительного материала были использованы геологическая карта Узбекской ССР 1974 г. по редакцией Х.Т. Туляганова, схема магматических формаций Т.А. Додоновой, геофизические данные [18, 38].

В процессе составления палеотектонических схем изучалось размещение магматических и осадочных толщ начиная с башкирского-московского времени для Срединного и Южного Тянь-Шаня. Вслед за А.С. Масумовым, В.А. Араповым, Е.В. Панченко, Г.С. Поршняковым и другими исследователями мы принимаем башкирско-московское время за начало орогенного периода. В это время начинается коренное перераспределение суши и моря в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня.

В состав Ферганской мегаструктуры входит восточная часть Сырдарьинского срединного массива, южная часть Карагат-Нарынской и восточная часть Южно-Тяньшаньской складчатых областей. В пределах этой территории пояса интрузивных тел, а также прогибы с орогенными позднепалеозойскими толщами образуют почти непрерывный кольцевой пояс вокруг современной Ферганской впадины. Кольцевой пояс отчетливо дешифрируется и на космических снимках.

Магматические ареалы в пределах этого пояса распределены неравномерно. В южной его части позднекарбоновые-пермские гранитоидные тела образуют дугу, прослеживающуюся вдоль Алайского хребта. Здесь наблюдается зональное расположение интрузивных пород разного состава. На фоне диоритовых и гранитных тел выделяется пояс щелочных пород. Он имеет форму дуги, выгнутой на юг.

Иной характер носит распределение интрузивных пород в Чаткало-Кураминском секторе, где гранитоидные интрузивы здесь имеют больший возрастной диапазон и группируются в пояса вокруг дочерних Чаткальского и Кураминского сводов. Но и здесь также намечается дугообразная полоса мелких интрузивов основного и щелочного состава, которая поворачивает на юг в восточной части Ферганского мегасвода. Таким образом, вокруг ядерной части свода на северо-востоке, востоке и юге просле-

живается пояс разновозрастных основных и щелочных интрузивов. Необходимо отметить, что ультраосновные и основные породы пояса начали внедряться еще в доорогенний период, но продолжали образовываться и в орогенное время. Есть основания полагать, что интрузивные тела основного и щелочного состава контролируются концентрическими дислокациями, заложившимися еще до начала активных орогенных движений. Эти дислокации стали основой структурного каркаса Ферганского сводового поднятия. Определенная асимметрия в распространении магматических пород отмечается также между западной и восточной частями свода.

Наибольшей концентрацией магматических образований отличается западная часть мегасвода. В восточной части мегасвода интрузивный магматизм развит в меньшем объеме, а в юго-восточной почти не проявлен. Согласно геофизическим данным интрузии присутствуют и в западной части Ферганской впадины, где они перекрыты молодыми отложениями. Это заключение сделано на основании сравнительного анализа магнитных аномалий в открытых и закрытых районах Курамы и Ферганской впадины. Восточная граница зоны распространения положительных магнитных аномалий, соответствующих интрузивам, контролируется меридиональной линией, расположенной восточнее г. Коканда. Этой границе адекватна также крупная гравитационная ступень.

Эффузивные образования распределены внутри мегасвода еще более неравномерно. Они преимущественно сосредоточены в северо-западном секторе мегасвода (Каржантау-Кураминские горы).

Орогенные осадочные толщи позднего палеозоя, напротив, довольно равномерно распределены вокруг центра мегасвода. Контуры прогибов, выполненные позднепалеозийскими осадочными формациями, обычно вытянуты согласно с обрамлением современной Ферганской впадины. Формационный тип отложений в пределах площади Ферганского мегасвода меняется начиная с башкирского и в основном с верхнемосковского времени. С этого периода преобладают наземные отложения.

Наибольшее распространение континентальные вулканиты имеют в пределах Каржантау-Кураминских гор и отчасти в Чаткальском хребте. Местами по периферии склонов вулканиты переслаиваются с лагунными отложениями и континентальной молассой и сопровождаются многочисленными экструзивами, субвулканическими телами, дайками. Осадочно-вулканическая толща с резким несогласием залегает на консолидированном основании. Сложная вулканогенно-осадочная толща Чаткало-Кураминского региона большинством исследователей расчленяется на ряд свит: минбулакскую, акчинскую, надаскую, ояйскую, шурабайскую, равашскую и кызылнуринскую. Сохраняется ряд спорных вопросов относительно целесообразности выделения и возрастных соотношений некоторых из них.

Вдоль Угамского и Пскемского хребтов выделяются осадочно-вулканогенная верхнеугамская свита, датируемая верхнебашкирским-нижнемосковским временем, и небольшие участки континентальных конгломератов и песчаников позднемосковского времени.

В Южном Тянь-Шане отложения верхнего палеозоя сохранились от размыва лишь в отдельных прогибах. Эти толщи с размывом залегают на различных свитах нижнего и среднего палеозоя.

В высоких предгорьях Алайского хребта верхнемосковские отложения представлены грубообломочной толщей, перекрывающей вулканиты девона. А.Д. Миклухо-Маклай и Р.С. Поршияков делят ее на две свиты — шанкольскую и алдыкинскую. В южной части Фергано-Кокшаальской складчатой зоны отложения верхнемосковского подъяруса выявлены лишь местами и условно на основании стратиграфического их положения.

Отложения верхнекарбонового возраста слагают и ряд прогибов в Алайском хребте. По составу это мелководные образования с большим количеством грубообломочного материала и довольно бедной флорой и фауной. В районах развития морских отложений выделяются джилгинсайский, учбулакский (касимовский ярус) и даэтарский (гжельский ярус) горизонты.

Стратиграфия каменноугольных отложений в восточной части Алайского хребта

не вполне ясна. Сборы фауны, сделанные Ф.Р. Бенш, данные М.И. Соловьевой, А.В. Яговкина пока еще не позволяют прийти к единому мнению о стратиграфическом положении выделяемых здесь свит.

К нижней перми О.М. Борисов и А.С. Масумов относят кумбельскую и мадмскую свиты Туркестанского хребта. Подобные отложения с морской фауной развиты на южных склонах Алайского хребта и принадлежат ассельскому ярусу. Выше по разрезу здесь выделяется также бегичинская свита и сложенная разногалечными конгломератами и песчаниками карасуурская толща черных глинистых сланцев с прослойями конгломератов и черных известняков.

В районах Северной и Северо-Восточной Ферганы верхнепалеозойские отложения развиты в пределах Нанайской депрессии на склонах Чаткальского, Атойнахского хребтов, в горах Баубашата. Разрезы верхнего палеозоя этих районов построены однотипно и состоят из трех частей: 1) нижней, базальной, сложенной конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и известняками; 2) средней, карбонатной с прослойями песчаников, аргиллитов, конгломератов; 3) конгломерато-песчаниковой с алевролитами в восточной части территории. Здесь выделяются следующие свиты: чаакская, акзовская, саюктюбинская, бекечальская, акташская, мамайская, улукская, келематинская и карасуйская, причем, по данным Г.А. Сикстель, улукская свита может быть отнесена к раннепермскому времени.

В Восточной Фергане отложения верхнего палеозоя слагают обширные области. Разрез представлен терригенными толщами, в которых органические остатки отсутствуют. В этом районе средний карбон не отченен от верхнего и даже от перми.

Осадочные отложения верхнего палеозоя по данным бурения и геофизическим исследованиям установлены в Приташкентском районе и в бортовых частях Ферганской впадины. Кроме того, они вскрыты двумя скважинами в Нанайской впадине и несколькими десятками скважин в Андижанском и Майлисуйском районах на глубинах 1500–2500 м под отложениями юрского и нижнемелового возраста. Вскрытые на глубине отложения представляют собой терригенные породы, состоящие из песчаников, алевролитов и темных сланцев и датируемые в районе Майлису средним—верхнем карбоном, а в Юго-Восточной Фергане — пермью. По определению Ф.Р. Бенш, здесь на глубинах 1300–1400 м вскрыта толща глинистых и известковистых алевролитов.

Сопоставление стратиграфических разрезов из разных сегментов Ферганской мегаструктуры показало, что все они имеют много общих черт (рис. 11, см. вкл.). Как уже отмечалось, континентальные отложения датируются верхнепалеозойским временем. Кроме того, сопоставление разрезов позволяет выделить два крупных цикла седиментогенеза, соответствующих двум стадиям орогенного развития — средне-верхнекаменноугольной и пермской. Начало каждого из этих циклов фиксируется грубообломочной, молассовой фацией, которой обычно предшествует опускание, фиксируемое развитием сланцев, известняков, песчаников. Внутри каждого крупного цикла выделяются свиты, отражающие ритмический характер процессов седиментогенеза. В определенных пределах возможно сопоставление упомянутых циклов для всей территории, окаймляющей современную Ферганскую впадину.

Изучение стратиграфических разрезов и анализ расположения контуров отдельных верхнепалеозойских впадин, размещение магматических образований позволили наметить внутреннее строение Ферганской мегаструктуры для двух орогенных этапов.

Для этого были составлены две палеотектонические схемы для средне-верхнекаменноугольного и пермского этапов, на которых были выделены обобщенные ареалы распространения как магматических, так и осадочных формаций каждого этапа.

Области поднятий на каждой из схем выделялись по ареалам интрузивных пород, области опусканий — по контурам впадин с осадочными формациями. Причем предварительно было проведено обобщение соседних контуров. В закрытых территориях для выделения поднятий были использованы геофизические данные.

В верхнекаменноугольное время большая часть территории Тянь-Шаня вступает в орогенное развитие и происходит обособление Ферганского мегасвода. В этот период

сформировались ядро и орогенные поднятия крыльев мегасвода и конформные им дуговые и радиальные дислокации (рис. 12). Вокруг ядра мегасвода фактически сложилась и вся орогенная мегаструктура, и поэтому важно отразить направленность его развития в орогенный период.

Ядерная часть мегасвода в начале периода орогенного развития, вероятнее всего, представляла собой высокое поднятие. Об этом можно судить по геофизическим данным Ф.Х. Зуннунова, Б.Б. Таль-Вирского, А.С. Орловского и приведенным выше материалам Ю.С. Шманенко и Н.К. Роза. Они свидетельствуют о присутствии в основании впадины нескольких крупных массивов интрузивных пород. Причем характер магнитных аномалий, по которым выявлены эти массивы, аналогичен породам карамазарского плутона. Кроме того, следует заметить, что в отдельных глубоких скважинах, пробуренных в Ферганской впадине, были вскрыты лишь пермские осадочные породы [31]. Присутствие верхнекаменноугольных осадочных толщ надежно не установлено. Таким образом, опускание впадин, по-видимому, началось в перми. Вывод о существовании относительного поднятия на месте Ферганской впадины в средне-верхнекаменноугольное время сделали также П.Л. Бельговский с соавт. [8] при составлении мелкомасштабной палеоструктурной схемы для московского века.

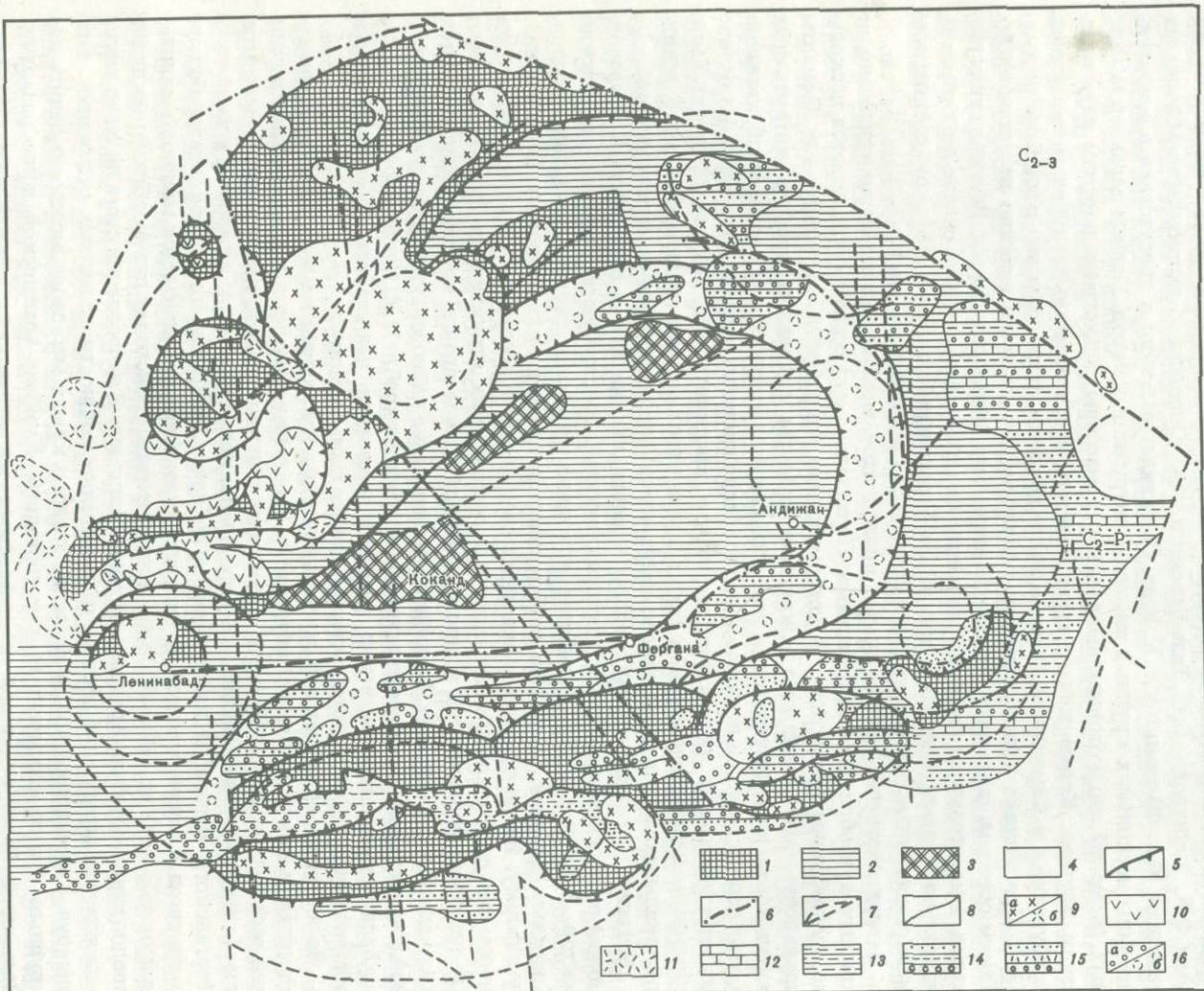
В верхнекаменноугольное время приподнятое ядро мегасвода было отчленено от крыльев дугообразными депрессиями. Параллельно депрессиям располагается несколько дугообразных разломов. В южном крыле дугообразные структурные элементы проявлены более отчетливо. Округлые контуры локальных ареалов интрузивных пород верхнекаменноугольного возраста свидетельствуют о возможном образовании в этот период цепочки локальных сводов, осложняющих крылья мегасвода. На основе палеотектонических реконструкций можно заключить, что локальные своды были обрамлены периферическими, а также осложнены осевыми впадинами. Оевые впадины локальных сводов согласны с концентрическими дислокациями мегаструктуры.

Мегасвод среднекаменноугольного периода, так же как и современный мегасвод, можно расчленить на три части (сектора): южную, восточную и Чаткало-Кураминский сектор. В южном секторе наиболее отчетливо проявлена система локальных сводов. Благодаря влиянию последних периферическая впадина мегаструктуры имеет волнистую форму. Вдоль оси цепи локальных сводов также проходит осевой грабен. Эти же локальные своды хорошо проявлены в современных структурных формах рельефа. Своды, сформировавшиеся в верхнекаменноугольное время, хорошо дешифрируются и на космических снимках. Подобное унаследование кайнозойскими структурами палеозойских дислокаций отмечено ранее для Алайского хребта М.И. Соловьевой.

Характер стратиграфических разрезов позволяет представить ту тектоническую обстановку, в которой формировалась южная часть мегаструктуры.

Во впадинах, обрамляющих локальные своды, накапливались мелководно-морские – лагунные и континентальные отложения. В разрезах башкирского и в нижней и средней частях московского ярусов преобладают толщи сланцев, песчаников, конгломератов (с линзами известняков). По мере продвижения на восток в разрезах южной части Ферганского мегасвода наблюдается огрубление осадочных толщ, появляется больше песчаников и конгломератов. В этом же направлении увеличивается мощность отложений от 100–400 до 1000–3000 м. Эти изменения происходят скачкообразно по линии продолжения Кумбель-Арашанской зоны разломов. В направлении с юга на север также наблюдается огрубление состава и увеличение мощности осадочных отложений. Анализируя вышеизложенное, в пределах южного крыла мегасвода можно выделить два крупных блока, разделенных продолжением Кумбель-Арашанской зоны разломов. Восточный блок отличался контрастными тектоническими движениями, западный в это время переживал относительно спокойный тектонический режим. Таким образом, локальные своды южной части Ферганской мегаструктуры были сформированы на фоне активного поднятия, но в разной тектонической обстановке.

Меньше данных имеется по восточному крылу Ферганского мегасвода, поэтому верхнепалеозойскую толщу мы показываем на схеме нерасчлененной. Г.С. Поршняков,



А.С. Масумов [31], О.М. Борисов и др. отмечают, что здесь в позднебашкирское—московское время в прибрежно-морских условиях накапливались терригенные, грубофлишевые толщи, которые выше по разрезу сменились молассоидными. Общая мощность осадков от позднебашкирского до касимовского времени колеблется от 700 до 7000 м. Кроме того, в это время в восточной части мегасвода очень слабо был проявлен магматизм. Поэтому для палеореконструкций использовались общие контуры выходов осадочных толщ и геофизические данные. Здесь выделяются две согласные дугообразные впадины. Они продолжают подобные им впадины южной части мегасвода. Между дугообразными впадинами предположительно можно выделить поднятие. Последнее оконтуривается зонами больших мощностей молассовой толщи, которая выделяется в бортовых частях Ферганской впадины. Молассовая толща могла быть образована лишь при наличии горного рельефа.

Чаткало-Кураминский сегмент Ферганского мегасвода в средне-верхнекаменноугольное время представлял собой расчлененное поднятие, где в пределах дочернего Кураминского свода происходит активная вулканическая деятельность. В это же время и в Чаткальском своде внедрялись крупные гранитодные массивы [28, 41]. Наряду с локальными сводами проявились дислокации, связанные с мегасводами в целом. К их числу можно отнести две линейные впадины. Одна из них прослеживается вдоль современной северной границы Ферганской долины. Сейчас здесь сохранились выходы верхнекаменноугольных отложений, расположенных в прибортовой части Ферганской впадины. Другая, согласная с ней, намечается вдоль долин рек Чаткал и Ангрен. В долине р. Чаткал не установлено выходов верхнепалеозойских осадочных пород, но многие авторы предполагают, что они ликвидированы эрозией. Нет здесь и гранитоидных интрузивов, в то время как повсеместно в окружении развиты тела гранодиоритового состава. Таким образом, можно предположить, что здесь была зона относительного опускания. В основании Ангренской депрессии местами залегают эффузивные толщи среднего состава.

Важно отметить, что Чаткальская и Ангренская впадины являются, с одной стороны, осевыми по отношению к локальным сводам, а с другой, — продолжая друг друга, образуют депрессионную зону, приуроченную к дугообразным дислокациям мегасвода.

Кумбель-Арашанская зона разломов разделяет северное крыло мегасвода на два блока. Кураминский блок, осложненный локальным сводом, отличается исключительно широким развитием вулканогенных толщ мощностью более 3000 м. В пределах Чаткальского свода верхнепалеозойские отложения представлены песчаниками, конгломератами, иногда с линзами известняков мощностью до 500–1000 м. В западном блоке имеются проявления эффузивного магматизма, тогда как в восточном преобладает интрузивный магматизм. Кроме того, зона Кумбель-Арашанских разломов является барьером, разграничающим области распространения разных фаций и разных мощностей осадочных комплексов этого времени.

Заключая описание палеотектонической схемы средне-верхнекаменноугольного периода, можно отметить следующее. В это время определились основные черты строения Ферганского мегасвода. Последний был в этот период монолитным, включая приподнятое ядро. Достаточно отчетливо выражены его концентрические дислокации, определяющие внутреннюю структуру мегасвода.

Для пермского периода также с учетом морфоструктурных данных была составле-

Рис. 12. Палеоструктурная схема Ферганского мегасвода средне-верхнекаменноугольного периода.
Составила Н.Т. Кочнева

1 — максимальные поднятия; 2 — относительные поднятия; 3 — погребенные поднятия домен-зойского фундамента; 4 — опускания; 5 — граница, оконтуривающая поднятие; 6 — разломы средне-позднепалеозойского времени заложения (с "Карты разломов территории СССР и сопредельных стран" под ред. А.В. Сидоренко, 1980); 7 — разломы, выявленные в результате морфоструктурного анализа; 8 — обобщенные контуры магматических и осадочных пород; 9 — гранодиориты: а — выходящие на поверхность, б — предполагаемые; 10 — вулканогенные породы среднего состава; 11 — вулканогенные породы кислого состава; 12 — известняки; 13 — сланцы, алевролиты; 14 — песчаники; 15 — эффузивно-осадочная толща; 16 — конгломераты: а — выходящие на поверхность, б — предполагаемые

на палеотектоническая схема (рис. 13, см. вкл.). В этот период область Ферганской мегаструктуры после относительно слабых нисходящих движений (гжельско-артинское время) вновь претерпевает активизацию восходящих движений (кунгурско-уфимское время). Отложения пермских депрессий достигают по мощности тысячи метров и состоят из конгломератов песчаников, сланцев. Раннепермская фауна представлена фораминиферами, брахиоподами, пелециподами, гастropодами, аммоноидеями, ругозами, остраподами и другими группами. В песчано-сланцевых породах известны многочисленные растения. Характерным для этого времени является проникновение на территорию Срединного Тянь-Шаня ангарской флоры. Общее распространение магматических и осадочных формаций позволяет заключить, что западная часть мегасвода была более приподнятой, чем восточная. В западной части в большей степени распространены интрузивы гранодиоритов и гранитов. Период восходящих движений завершается формированием небольших штоков и массивов щелочных гранитов.

Данные бурения и палеотектонические выкладки позволяют предположить, что область современной Ферганской впадины только в пермское время начинает активно прогибаться (В.И. Попов, В.П. Резвой, Н.М. Синицын, Б.Б. Таль-Вирский, Ф.Х. Зуннуноу и др.). Это подтверждается наличием мощных толщ пермских конгломератов, обнаруженных в бортовых частях впадины и в скважинах. Мощности отложений в восточной части впадины значительно больше, чем в западной. В пермское время Ферганская впадина имела размеры заметно большие, чем современная. Разраставшаяся впадина включила систему концентрических депрессий, которые оконтуривали ядро мегасвода в верхнекаменноугольное время (см. рис. 13).

В южном крыле мегасвода магматические и осадочные комплексы перми сосредоточены в основном в западном блоке. Область их распространения ограничивается продолжением Кумбель-Арашанской системы. К востоку от этой системы разломов прослеживается лишь пояс щелочных интрузий. Из локальных сводов, которые были образованы в верхнекаменноугольное время, в перми сохранились лишь два, которые к тому же изменили свою форму. В восточной части свода 1 обособился еще один свод (1а), который структурно соединился со сводом 2. Осевые впадины внутри сводов резко сократились в размерах. Интересно отметить, что структурные элементы пермских сводов хорошо проявлены и в современном структурном плане. В это время в южной части мегасвода выделяются сквозные линейные зоны. Они трассируются поясовыми выходами основных и щелочных пород. Один из поясов, имеющий форму пологой дуги, расположен согласно с цепью локальных сводов (1, 1а, и 2) и прослеживается за их пределами. Он контролируется фактически зоной концентрических дислокаций мегасвода. Другой интрузивный пояс прослеживается в меридиональном направлении и отмечает собой участок крупного линеамента, который ранее был выделен нами с помощью дешифрования космических снимков [24].

В северном сегменте мегасвода в пермское время располагалась Каржантау-Кураминская вулканическая область, по периферии которой образовались прогибы с морской и континентальной молассой. Вулканическая область представляла систему крупных наземных вулканов центрального типа. В заключительный период вулканализм имел субщелочной характер. Одновременно сформировались малые интрузии пестрого состава. Различия между Чаткальским и Кураминским дочерними сводами также сохраняются. Внутри Чаткальского свода в пермское время образуется несколько дочерних структур. Особенно отчетливо среди них выступает Кассансайское поднятие. Вместе с тем в северном сегменте видны концентрические структурные элементы Ферганского мегасвода. Так, в частности, здесь прослеживается зона щелочных и основных пород, которая имеет сквозной характер по отношению к локальным сводам.

В восточной части Ферганского мегасвода в пермское время почти не проявилось магматической активности. Некоторые периферические впадины в этот период были заполнены морем, которое также образовало узкие проливы вдоль восточного борта современной Ферганской впадины.

В разрезах этих впадин встречаются прослои известняков до 50 м мощностью. В

позднепермское время в ряде остаточных мульд накапливались красноцветные терригенные отложения, среди которых известны прослои пепловых туфов.

Таким образом, проследив историю геологического развития отдельных частей Ферганского мегасвода в пермском периоде, можно отметить, что, несмотря на перестройки и оседание ядра в это время, общая конфигурация мегасвода и основные внутренние структурные элементы сохранились. Причем следует отметить, что многие черты строения, проявившиеся в перми, унаследуются от структурных форм, образованных в верхнекаменноугольное время.

Сохраняются и основные элементы его внутреннего строения: ядро, крылья, радиальные и концентрические дислокации, причем для мегаструктуры характерно унаследованное развитие не только планового рисунка, но и характера вертикальных движений (за исключением ядра), которые с верхнекаменноугольного времени были преимущественно восходящими.

Ядро мегасвода в верхнекаменноугольное время было представлено относительным поднятием, и его границы почти совпали с современной Ферганской впадиной. В пермское время ядро было вовлечено в опускание и площадь его расширилась. Некоторые внутренние впадины испытывали миграцию во времени. Верхнекаменноугольные дугообразные впадины по периферии ядра резко сокращаются по площади в пермское время. Однако возникают новые впадины, конформные прежним. В современном рельефе унаследуются фрагменты впадин разных геологических эпох.

Устойчиво развиваются на протяжении орогенного времени дочерние кольцевые структуры, которые отчетливо дешифрируются и в современном рельефе.

Следует еще раз подчеркнуть важное значение некоторых линейных зон разломов, активно проявленных в разных геологических периодах, в том числе барьерную роль зоны Кумбель-Арацанских разломов. Последняя влияла на размещение ареалов магматизма и бассейнов осадконакопления, а влияние южного продолжения этой зоны ощущается в пределах как ядра, так и южного крыла мегасвода. Об унаследованном развитии структур Тянь-Шаня уже неоднократно поднимался вопрос в литературе. Упоминание об унаследованности современных структур от палеозойских имеется в работах В.И. Крестникова, Д.И. Резвого, В.И. Попова, В.Г. Королева, В.И. Кнауфа, Л.И. Соловьевой и др. Исследования этих авторов показывают, что многие современные разломы и складчато-глыбовые структуры зародились в рамках древнего структурного плана. Приводимые здесь палеотектонические реконструкции Ферганского мегасвода еще раз подтверждают длительность формирования современных структур Тянь-Шаня.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Внутренняя структурная зональность Ферганского мегасвода определяет некоторые важные черты металлогенической зональности региона. Как было показано выше, основной особенностью строения мегасвода является наличие в его центре крупной Ферганской впадины, которая обрамлена с севера и юга поясами орогенных поднятий. Последние имеют сходство в том, что осложнены осевыми позднеорогенными впадинами как на севере (Чаткальский и Ангренский), так и на юге. Эти линейные грабенообразные структуры как бы отчленяют внутреннюю зону мегасвода, прилегающую к Ферганской впадине. Есть существенные различия в строении крыльев мегасвода, что определяет его асимметрию. Как уже отмечалось, северный орогенный пояс слагается из двух самостоятельных сводов: Чаткальского и Кураминского. Южный орогенный пояс образован цепью небольших концентрических структур. Устанавливается также определенная аналогия в развитии некоторых возрастных групп гранитоидного магматизма в северном и южном поясах орогенных поднятий как одно из свидетельств сходства или даже единства геологических процессов в этот период к северу и югу от Ферганской впадины.

Выше была рассмотрена история развития Ферганского мегасвода, которая расчленена на два этапа. Каждому этапу соответствовал импульс эндогенной активности. Так,

в раннеорогенный этап образовалась редкометальная минерализация, связанная с гранитоидами. В северном крыле мегасвода в этот период проявилась скарново-полиметаллическая, медно-порфировая минерализация, которая отсутствует в южном крыле мегасвода.

Разнообразно проявлено оруденение позднеорогенного этапа. В этот период возникла сложная гамма эптермальной, телетермальной и стратиформной минерализации, которая обособлена в самостоятельных рудных поясах. Эти пояса контролируются дислокациями, связанными с мегасводом. В противовес этому с дочерними структурами связаны другие типы минерализации, например медно-висмутовая, скарново-полиметаллическая. Так, пояса сурьмяно-ртутной, флюоритовой, телетермальной полиметаллической минерализации находят выражение как в северном, так и в южном орогенном поясе Ферганского мегасвода, что свидетельствует об их связи с мегасводом в целом. Возраст флюоритсодержащих ртутно-сурьмянных месторождений Южной Ферганы составляет от 220 до 260 млн. лет (по данным Е.М. Головина и В.П. Федорчука). Щелочно-базитовый флюоритоносный комплекс Чаткальской и Кураминской зон имеет возраст 252–271 млн. лет (Рахманов, Аскаров, 1972). Таким образом, флюоритоносные магматические тела и минерализация образовались в близком интервале времени в северном и южном орогенном поясах Ферганского мегасвода в поздний этап орогенного развития. Близкий возраст, вероятно, имеет и сурьмяно-ртутное оруденение, которое в южном орогенном поясе образует переходы к флюоритовой минерализации. В работах Н.Д. Никифорова и др., посвященных металлогении сурьмы и ртути, обычно рассматриваются изолированно Южно-Ферганский и Северо-Ферганский пояса. Последний охарактеризован недавно К.Т. Мустафиным и С.К. Мустафиным [17]. В предыдущих работах позиция сурьмяно-ртутных поясов рассматривалась по-разному. Отмечалась приуроченность Южно-Ферганского пояса к олиголитам $C_1 - C_2$ эвгеосинклинальной зоны при важной роли широтных разломов. Однако при такой трактовке не учитывается возрастной отрыв оруденения от периода геосинклинального развития и игнорируется роль новообразованных орогенных структур, наложенных в том числе и на эвгеосинклинальную зону. Для Северо-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса предполагается связь с границей срединного массива и Чаткальской миогеосинклинальной зоны. Необходимо отметить, что Южно-Ферганский и Северо-Ферганский сурьмяно-ртутные пояса смыкаются в восточной части Ферганской впадины через посредство Майлисуйской сурьмяно-ртутной зоны. Последняя простирается в северо-западном направлении и прослеживается на юго-восток в сторону Южно-Ферганского пояса, где он поворачивает навстречу в северном направлении. В этом районе известны также пояса, где установлена повышенная концентрация киновари в шлихах. Северо-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс прослеживается параллельно северному блоку Ферганской впадины и в юго-западном направлении погружается под ее отложения. Таким образом, есть основания считать, что существует единая система сурьмяно-ртутных поясов, опоясывающая полукольцом Ферганскую впадину с востока, юга и частично с севера.

Наиболее четкая металлогеническая зональность устанавливается в южном крыле мегасвода. Согласно данным Н.А. Никифорова и др. [17], к югу Ферганской впадины происходит смена одних металлогенических зон другими. Фрагментарно проявлены зона со свинцово-цинковыми месторождениями. Затем следует зона с телетермальным ртутным оруденением. Далее на юг (в зоне высоких предгорий) выделяется зона с телетермальным ртутно-сурьмяно-флюоритовым оруденением. В пределах последней отмечается также полиметаллическая минерализация (рис. 14).

Еще южнее выделяется металлогеническая зона "мышьяково-вольфрамового рудного комплекса", которая включает скарновые и гидротермальные месторождения средне-позднекаменноугольного возраста. Внутри этой зоны (в ее западной части) обособлен редкометальный рудный пояс с пегматитовыми и другими месторождениями. Таким образом, в южном крыле мегасвода проявлена обратная металлогеническая зональность, выраженная в смене от центральной впадины в сторону периферии свода телетермальной минерализации высокотемпературными ее типами. Последние, по-

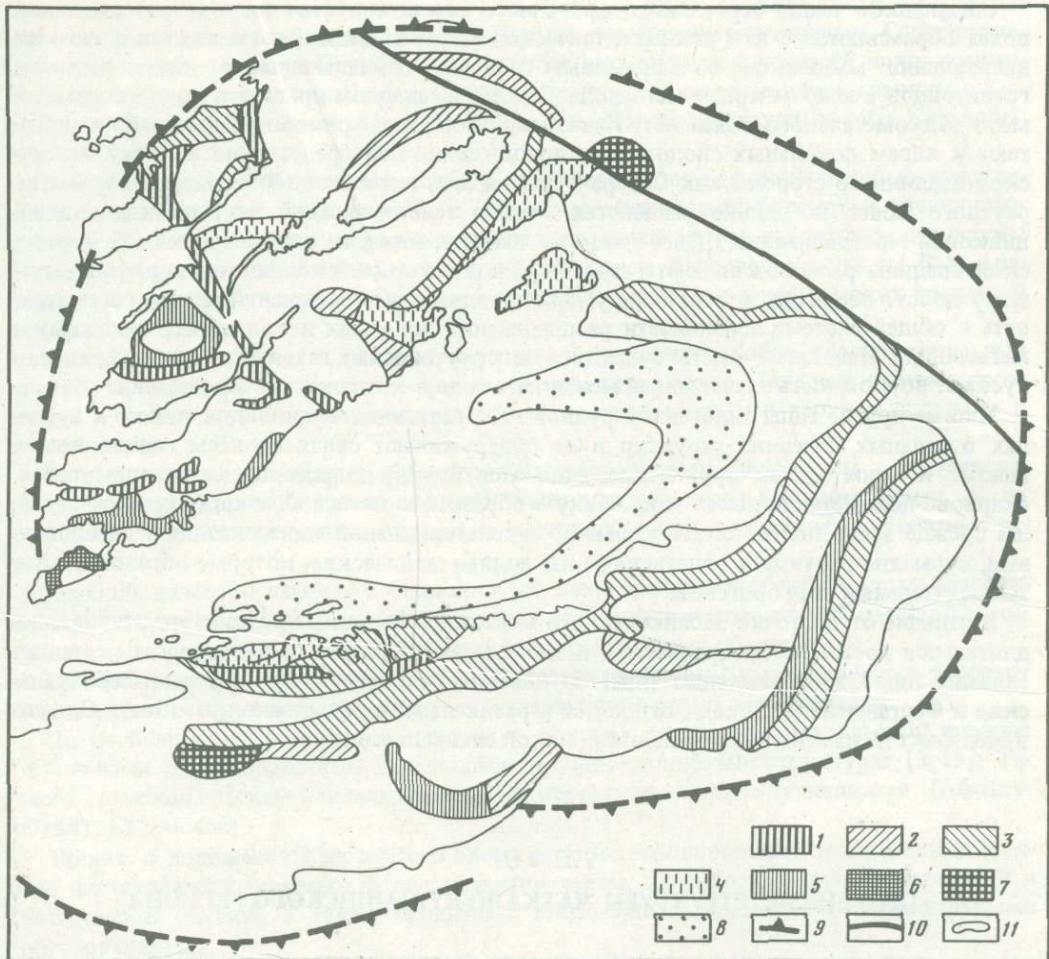


Рис. 14. Схема минерагенической зональности Ферганского мегасвода

1–7 – зоны с различной эндогенной минерализацией пермского возраста: 1 – флюоритовой; 2 – сурьмянной; 3 – ртутной; 4 – стратиформной галенит-сфалеритовой; 5 – галенит-сфалерит-березитовой; 6 – вольфрам-молибденовой; 7 – вольфрам-мышьяковой; 8 – зона нефтегазоносности; 9 – контуры мегасвода по морфоструктурным данным; 10 – Талассо-Ферганский разлом; 11 – палеозойские породы

видимому, в большинстве случаев имеют более древний возраст и образовались в раннеорогенный этап развития мегасвода.

В северном крыле мегасвода (в основном в его восточной части) непосредственно к впадине примыкают зоны телетермальной полиметаллической или ртутной минерализации. Севернее прослеживается сурьмяно-ртутный пояс. В этой части металлогеническая зональность в основном соответствует таковой южного крыла мегасвода. К внешнему обрамлению северо-восточной части мегасвода приурочен свинцово-цинково-сурьмяный пояс, который прослеживается в виде пологой дуги за пределами Талассо-Ферганского разлома. Своебразное положение в северном орогенном поясе занимают пояса флюоритовой минерализации. Хотя они и приурочены к дочерним Чаткальскому и Кураминскому сводам, но преимущественно развиты в их северных крыльях. Этим, видимо, отражается их приуроченность одновременно к Ферганскому мегасводу. Действительно, в южном орогенном поясе этой структуры также проявлена флюоритовая минерализация, но здесь она образует сурьмяно-ртутно-флюоритовый пояс.

Спецификой Южно-Ферганского орогенного пояса является то, что эпимеральные пояса обрамляются с юга полиметаллической минерализацией и сменяются в этом же направлении мышьяково-вольфрамовым поясом, совпадающим с зоной развития гранитоидов в южном крыле мегасвода. Однако в северном крыле мегасвода соизмеримого редкометального пояса нет. Известные здесь вольфрамово-рудные районы тяготеют к ядрам локальных сводов. При продвижении непосредственно к борту Ферганской впадины со стороны как Северо-Ферганского, так и Южно-Ферганского сурьмянортутного пояса последние сменяются зонами телетермальной ртутной и свинцово-цинковой минерализации. Далее в этом же направлении уже в пределах самой Ферганской впадины расположен нефтегазоносный пояс, который конформен сурьмянортутному поясу. Вероятно, и этот пояс углеводородных месторождений можно рассматривать в общей системе зональности распределения полезных ископаемых, связанных с мегасводом. Известные факты существования ртутноносных газовых месторождений допускают возможность взаимосвязи между этими двумя типами месторождений.

Многие другие типы эндогенной рудной минерализации встречаются только в пределах отдельных дочерних структур и не обнаруживают связи со всем мегасводом в целом. К этим типам оруденения относятся адуляр-кварцевая, медно-висмутовая, скарново-полиметаллическая и др. Таким образом, с мегасводом оказываются связаны прежде всего пояса "эпимеральной" и телетермальной минерализации: флюоритовые, сурьмянортутные и родственные им полиметаллические, которые образовались в заключительный этап орогенеза.

В отличие от Восточно-Забайкальского мегасвода Феранская структура развивалась длительное время. Несмотря на это, и здесь непосредственно с мегасводом оказались связаны лишь эпимеральные типы оруденения позднего этапа. Восточно-Забайкальский и Ферганский мегасводы относятся к различным морфологическим типам. Однако и этот факт не изменил их металлогенической специализации.

Глава III ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРНОМ РАЙОНИРОВАНИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

Чаткало-Кураминский регион представляет собой крупный выход домезозойских пород на поверхность, в пределах которого отчетливо выделяются две области с существенно различным геологическим строением.

В.И. Попов в 1938 г. отнес регион в целом к Срединному Тянь-Шаню, выделил в его пределах Кураминскую и Чаткальскую подзоны.

В схемах районирования, включающих области Срединного Тянь-Шаня, перекрытые мезо-кайнозойскими осадками, различными исследователями выделяются Карагату-Нарынская (Чаткало-Нарынская) и Кураминская (Фергано-Кураминская, Бельтау-Кураминская) структурно-формационные зоны, включающие в себя соответственно Чаткальскую и Кураминскую подзоны В.И. Попова.

Позднее Бельтау-Кураминская зона была подразделена на собственно Бельтау-Кураминскую зону и Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс [2, 3, 15].

Многими авторами подчеркивается существование в Срединном Тянь-Шане докембрийского платформенного основания, частично деконсолидированного в течение каледонского и герцинского циклов. При этом Кураминская подзона в продолжение каледонского и первой половины герцинского цикла представляла собой срединный массив, а во второй — мегасинклиниорий [3, 5, 20]. В.И. Попов [33] отмечает повышенную "жесткость" Кураминской подзоны, относя ее к числу ядерных зон. Чаткальская подзона отнесена к междуядерным. В.А. Арапов [3], относя вслед за В.И. Кнауфом и

Д.Н. Резвым территорию Срединного Тянь-Шаня к Южно-Тяньшаньской складчатой области, выделяет в ее пределах Карагату-Нарынскую складчатую систему, Сырдарынский срединный массив и Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс, возникший на жестком основании Сырдарынского срединного массива вдоль границы с Кызылкумско-Кокшаальской геосинклинальной системой и включающий в себя Кураминскую подзону.

Таким образом, Кураминская подзона характеризуется высокой степенью консолидации допалеозойского фундамента и может рассматриваться близкой к срединному массиву по типу развития до верхнего палеозоя, когда на нее наложились структуры Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса. В пределах подзоны В.А. Араповым [3] выделена система блоковых поднятий и вулкано-тектонических депрессий верхнего палеозоя.

Чаткальская подзона в нижнем палеозое представляла собой геосинклинальный прогиб, заложенный на эпикарельском платформенном чехле. Инверсия прогиба произошла в конце ордовика–нижнего силура в северной части и в верхнем силуре – к югу от долины р. Чаткал.

В среднем палеозое область характеризуется устойчивым опусканием и формированием крупного прогиба, выполненного квазиплатформенными формациями. В их основании – континентальная моласса, а в верхней части – морские карбонатные отложения.

Верхний палеозой начиная с башкирского века представляет собой эпоху устойчивого дифференцированного поднятия, сопровождавшегося интрузивной магматической деятельностью при практическом отсутствии вулканогенных образований.

Граница между подзонами везде тектоническая, фациальные переходы разрезов Чаткальского и Кураминского типов отсутствуют либо резко редуцированы.

По особенностям развития в нижнем и среднем палеозое в Чаткальской подзоне различными исследователями выделяются крупные блоковые структуры [3, 15]: Талассо-Угамская, Пскем-Сандалашская, Карагерекская, Верхне-Чаткальская (Афлатунская), Кассанская.

Вопрос о положении Кассанского блока в схеме районирования дискуссионен. Многие исследователи отмечают в его развитии черты, характерные для Кураминской и Чаткальской подзон, а также сходные с Южно-Тяньшаньскими геосинклинальными образованиями.

Исходя из того что в нижнем палеозое этот блок входил в состав Чаткальского геосинклинального прогиба, а в верхнем палеозое – в Чаткальское глыбовое сооружение, нами он рассматривается в составе Чаткальской подзоны. Не исключено, однако, что часть его к югу от Кассанского грабена следует рассматривать в составе Кураминской подзоны. Талассо-Угамский блок четко обособился в девоне как область интенсивного прогибания, отделенная Пскемским разломом от среднего Пскем-Сандалашского поднятия с резко сокращенными разрезами кембрия [16] и девона. В нижнем карбоне (турне–визе) Пскем-Сандалашское поднятие стало областью максимального прогибания (по данным А.П. Титовой).

Карагерекский блок во многом сходен с Кассанским, отличаясь обилием выходов докембрийских пород, проявлением основного (диабазового) вулканизма в верхнем ордовике, отсутствием нижнедевонских вулканитов, особенностями разрезов живета–франа. В северной части блока имеется небольшой выход вулканитов минбулакской свиты.

Афлатунский блок представляет собой асимметричную брахисинклинальную структуру, ограниченную разломами. В намюре территории блока представляла собой остаточный морской бассейн на фоне общей регрессии моря. Интрузивный магматизм развит слабо и представлен небольшими штоками диоритов среднего карбона.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Докембрийская история развития территории восстанавливается с трудом из-за ограниченности выходов соответствующих отложений. Большинство исследователей сходятся на том, что к началу палеозоя вся территория Срединного Тянь-Шаня имела зелую континентальную кору [5, 15].

Судя по сравнительно слабому развитию анатектонического гранитообразования в пределах обнаженных территорий, степень консолидации докембрийской коры была весьма неоднородной. Г.И. Макарычев считает, что к началу позднего рифея были сформированы участки гранито-гнейсового слоя, разделенные выходами океанической коры. В этой связи обращает на себя внимание повышенная меланократовость нижних горизонтов метаморфического комплекса в Кассанском блоке (амфиболы, биотитовые сланцы), относимых к архею-нижнему протерозою [16]. Не исключено, что формирование гранитного слоя в Срединном Тянь-Шане происходило в основном в протерозое.

Интересны данные Ю.С. Шманенко и Н.К. Роза, приведенные в настоящей работе. Эти исследователи, проводя комплексную интерпретацию результатов гравиметрических съемок, получили площадные характеристики мощностей базальтового и гранито-гнейсового слоев. Исходя из предположения, что мощность слоя обусловлена геологическими процессами соответствующего ему возраста, они выделили по изопахитам базальтового слоя крупные своеобразные поднятия, вероятно, катархейского возраста: Кураминское и Восточно-Ферганское.

Первое осложнено впадиной, проходящей в субширотном направлении вдоль р. Ахангаран в район р. Чаркасар. В верхнем течении р. Чаткал выделен прогиб восток-северо-восточного простирания, разворачивающийся к юго-западу в район рек Кассан и Гава.

В период формирования архей-протерозойского комплекса произошла крупная перестройка структурного плана. Кураминский и Восточно-Ферганский своды в большей своей части стали областью прогибания, а в Центральной Фергане на стыке этих структур возник новый Центрально-Ферганский свод, окруженный Карамазар-Угам-Бозбутауским прогибом. В верховьях Чаткала сохранились условия прогибания.

Каледонский этап. Различия в геологической истории Чаткальской и Кураминской подзон отчетливо проявились уже в раннем палеозое. В этот период произошла де-консолидация докембрийской платформы. Чаткальская подзона стала областью вторичного геосинклинального прогиба, а Кураминская большую часть этапа оставалась областью поднятия.

Разрезы Чаткальской подзоны включают:

а) кембро-среднеордовикскую карбонатно-кремнисто-сланцевую формацию мощностью 350–1100 м, распространенную по всей подзоне, кроме района Терса-Кассана. В Пскемском хребте отмечаются сокращенные разрезы этой формации;

б) средне-верхнеордовикскую вулканогенно (андезит-диабазовую)-карбонатно-кремнисто-терригенную формацию (320–1500 м). Область распространения формации включает дополнительно к предыдущему району также участок Терса и верховьев Кассана.

Вулканогенные образования (спилиты, диабазы, андезиты) имеют локальное развитие только в Сандалашском хребте (кроме юго-западной его части) до верховьев р. Чаткал и в Карагерекском блоке. Не исключено, что эти два ареала относились к одной вулкано-тектонической структуре, смещенной по разлому северо-восточного простирания, проходящему вдоль современной долины Чаткала.

По характеру разрезов большая часть Чаткальской подзоны может быть отнесена к миогеосинклинали, за исключением вулканогенных толщ района Сандалаша-Карагерека, которые параллелизуются с эвгеосинклинальными отложениями Северного Тянь-Шаня. В отличие от последнего они не сопровождались интрузивной деятельностью. Начиная с нижнего силура к северу от долины Чаткала возникла область поднятия;

в) нижне-силурскую вулканогенно-флишоидную формацию (1000 – 3200 м), распространенную к югу от долины Чаткала. Наибольшие мощности ее приурочены

к Кассанскому прогибу северо-западного простирания [3], по-видимому, связанному с зарождающейся Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системой.

Замыкание прогиба произошло в конце нижнего—начале верхнего силура и, так же как и в ордовике, не сопровождалось интрузивной деятельностью.

В течение описанного периода Кураминская подзона представляла собой срединный массив. Здесь полностью отсутствуют отложения кембрия—среднего ордовика.

Формирование прогибов началось в нижнем силуре, лишь в Моголтау известны отложения верхнего ордовика—нижнего силура. Весь разрез представлен флишоидной толщей, метаморфизованной до слюдистых сланцев в экзоконтактах интрузивных тел. Мощность толщи 1935 м в Моголтау, 873 м в районе Сардобсая. Общий ареал их развития описан В.А. Араповым [3] как Моголтау-Сардоб-Болгалинский прогиб, вытянутый в субмеридиональном направлении. Формирование толщи не сопровождалось вулканизмом. В конце нижнего силура произошло замыкание прогиба и внедрение интрузий габбро-плагиогранитов-гранитов.

По расположению интрузий и ориентировке фрагментов складчатых структур могут быть намечены две оси антиклинальных структур — Сардобской и Бельтауты-Дукентской. Простирание их северо-западное, а в восточной части — субширотное.

К каледонскому орогенному ярусу относится также липарито-андезитовая формация нижнего девона, развитая по периферии Кураминского срединного массива (без Каржантау) и залегающая на размытой поверхности нижне-верхнесилурийских отложений. Нижнедевонские вулканиты образуют два ареала.

В восточной части региона в бассейне рек Сумсар, Кассан выделяются: нижняя арчаконушская вулканогенно (андезито-базальтовая)-осадочная свита (650 м) и верхняя чарканакская свита (580 м) [16], сложенная туфами с туфолавами кварцевых и дацитовых порфиров, андезитовых порфириотов.

Отложения этих свит пространственно разобщены, но в целом образуют полосу северо-западного простирания, в северной части переходящую в субширотную. Намечается частичное оконтуривание Каратерексского блока с юга и запада.

В западной части Кураминской подзоны имеется второй ареал нижнедевонского вулканизма, образованный отложениями двух свит: катрангинской (дацито-андезиты) и резко преобладающей калканатинской (липариты).

Площадь развития нижнедевонских вулканогенных образований вписывается в хорошо дешифрируемую изометричную структуру, ограниченную крупными разломами: Каракинским, Баштавакским, Железным, Шамаджон-Музбельским, Куакольским. Не исключено, что эти разломы являются естественной границей ареала данного вулканизма.

В этот ареал не вписывается выход нижнедевонских вулканогенных отложений среднего состава в западной оконечности хр. Моголтау, имеющий, очевидно, иную структурную позицию.

Средний палеозой. Вопрос о тектонической принадлежности девон-нижнекаменноугольного комплекса Срединного Тянь-Шаня является остро дискуссионным. А.А. Богданов, А.К. Бухарин, В.И. Кишур относят Срединный Тянь-Шань к каледонидам, считают данный комплекс эпикаледонским квазишпатформенным чехлом. Этому, однако, противоречат значительные мощности осадков и асинхронный характер движения блоков, входящих в состав предполагаемой платформы (см. рис. 17).

М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, Т.М. Воронич, Л.М. Глейзер комплекс осадков среднего палеозоя относят к геосинклинальному этапу, предшествующему верхнепалеозойскому орогенному. О.М. Борисов в пределах региона выделяет Кураминскую часть региона как срединный массив и Чаткальскую с геосинклинальным режимом. Это согласуется с более мощным осадконакоплением в Чаткальской подзоне, но остается необъяснимым отсутствие собственно геосинклинальных осадков, инициального магматизма, преимущественно брахиформный характер складчатости и дискордантность последующего интрузивного магматизма к складчатым структурам.

Согласно палеотектоническим построениям А.П. Титовой [39], Кураминская под-

зона в течение среднего девона—нижнего карбона (турне) испытывала пульсационное погружение с сохранением островной суши в районе Кураминского хребта. В разные периоды трансгрессии происходило сокращение и разрастание островных участков и некоторая дифференциация морского бассейна по условиям осадконакопления.

С конца турнейского века началось такое же пульсационное воздымание территории с окончательным переходом в континентальный режим в конце визейского века.

Геологические разрезы этой части Кураминской подзоны региона определяются О.М. Борисовым [5] как характерные для срединных массивов, а общий режим осадконакопления соответствует субплатформенному. Суммарная мощность осадков около 2000 м. Вблизи островных поднятий (гряды Акташкан) она сокращается до 200 м, а в краевых юго-западных частях подзоны (Моголтау) увеличивается до 4400 м [3]. Начиная с конца визе—начала намюра рассматриваемая подзона становится областью поднятия.

В Чаткальской подзоне после длительного периода поднятия франского века начинается накопление мощных континентальных терригенных образований толькубашской свиты (формация красного песчаника по А.П. Титовой). Нижняя грубообломочная часть разреза свидетельствует об интенсивных горообразовательных движениях, которые сменились режимом устойчивого дифференцированного опускания с образованием сначала компенсированного континентального, а затем с фаменского века — морского прогиба.

Прогиб был вытянут в северо-западном направлении и расположен между каледонидами Северного Тянь-Шаня и Кураминской глыбой. Ось его смещена к северо-восточному борту. В пределах Чаткальской подзоны прогиб осложнен поперечными северо-восточными структурами, среди которых наиболее крупная — Пскем-Сандалашское блоковое поднятие, существовавшее в течение девонского периода, а в нижнем карбоне превратившееся в прогиб.

Нижний карбон в пределах подзоны характеризуется резко возросшей скоростью прогибания и накоплением мощных карбонатных толщ. В структурном отношении этот период знаменуется активизацией структур северо-восточного простирания, выразившейся в формировании протяженных валов и прогибов, ориентированных поперек Карабау-Нарынской зоны и в своей совокупности обособивших Чаткальский сектор от остальной части.

Общий подъем территории подзоны начался в намюре, когда в бассейнах рек Пскем, Угам и в верховых образовались остаточные морские бассейны, где накопление терригенно-карбонатных толщ сопровождалось наиболее ранней вулканической (андезит-базальтовой) деятельностью верхнепалеозойской эпохи тектоно-магматической активизации.

Суммируя вышеизложенное, нужно отметить, что в период девон-нижнекаменноугольной трансгрессии Кураминская подзона представляла собой довольно жесткую глыбу, на которой формировался чехол существенно карбонатных осадков субплатформенного типа. В Чаткальской подзоне, как и во всей Карагату-Нарынской зоне, заложился крупный прогиб, сначала континентальный с переходом на юго-востоке в морской, а с фаменой по намюру — морской. Мощности осадков несоизмеримы с геосинклинальными (6000–7500 м по А.П. Титовой).

В течение всей эпохи среднего палеозоя в Чаткальском секторе имела место высокая активность поперечных структур северо-восточного простирания, достигшая максимума в нижнем карбоне и обособившая структурно Чаткальскую подзону.

Последующая верхнепалеозойская тектоно-магматическая деятельность не унаследовала структуру прогиба в целом. Таким образом, орогенез и магматическая деятельность не являются логическим завершением парагеосинклинального развития, а более соответствуют процессам тектоно-магматической активизации.

Сам же Карагату-Нарынский прогиб, несмотря на большую мощность осадков, является скорее парагеосинклинальным эпикратонным прогибом.

СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

Рассматриваемый регион слагает северное крыло Ферганского мегасвода и выступает в современном рельефе как крупное обособленное поднятие, включающие горы Каржантау, Угамский, Пскемский, Коксуйский, Чаткальский и Кураминский хребты с разделяющими их впадинами крупных речных долин: Угамской, Пскемской, Чирчикской, Ангренской и др. Выделяемое здесь автономное поднятие имеет много общих черт со сводами, которые намечались для сопредельных территорий И.В. Корешковым. Ранее это сооружение выделялось А.Г. Бабаевым и др. как Чаткало-Кураминский мезо-кайно-зойский антиклиниорий [16]. В.И. Поповым северная часть поднятия выделяется как Пскемское, а южная – как Чаткало-Кураминское сводовые поднятия. Ранее нами на территории региона в результате морфоструктурных исследований также были выделены два дочерних сводовых поднятия – Чаткальское и Кураминское, которые разделены крупной зоной дислокаций северо-западного простираия [28] (рис. 15). Тектонические нарушения расчленяют эти своды на отдельные сектора и блоки, которые группируются вокруг центральных грабенообразных впадин (Ангренской, Чаткальской), образуя две самостоятельные системы. Автономный характер дочерних сводов подтверждается дешифрированием космических снимков. Кураминский свод отличается наибольшей расчлененностью, мелкоблоковым строением поверхности, имеет более светлый фототон, Чаткальский свод – большей монолитностью, меньшей расчлененностью, крупноблоковым строением. Внутри секториальных блоков Кураминского свода располагаются кольцевые структуры, которым обычно соответствуют вулкано-тектонические депрессии или купольные поднятия, с которыми ассоциируют магматические тела верхнепалеозойского возраста. Палеотектонические реконструкции подтвердили правомерность выделения Кураминского и Чаткальского сводов, возникших и развивающихся в позднепалеозойское время в условиях орогенной перестройки региона [41]. Охарактеризовав в общих чертах современный тектонический план Чаткальского и Кураминского сводов, остановимся на ряде структурных зон наложенного типа, выявленных нами при детальном изучении современной поверхности рельефа. Эти наложенные зоны имеют скрытый характер и не очень отчетливо проявляются в активных эрозионных формах рельефа. Для их выделения мы используем однотипные морфологические поверхности, прослеживающиеся на большие расстояния независимо от современного структурного плана. Многие из наложенных структур хорошо дешифрируются на космических снимках. В пределах Чаткальского и Кураминского сводов можно выделить четыре структуры наложенного типа, пересекающие выделенные блоки и сектора сводов (см. рис. 15).

Три из этих структур имеют линейную форму, одна – дугообразную. Дугообразная структура I–I простирается вдоль долины р. Чирчик, среднего течения Чаткала и далее в направлении Кассансая. Ширина структуры около 25 км, длина в пределах Чаткало-Кураминского поднятия равна 150 км. Выделяется эта структура по относительно пониженным участкам современного рельефа. На космических снимках отмечается ее наибольшая расчлененность в отличие от обрамления. Кроме того, внутри этой зоны согласно с ее простираием хорошо дешифрируется система тектонических нарушений. Интересно отметить, что радиус кривизны дугообразной зоны I–I, секущей Чаткальский и Кураминский своды, согласуется с радиусом дугообразных дислокаций Ферганской мегаконцентрической структуры. При сравнении с палеоструктурными данными оказалось, что зона I–I соответствует структурному обрамлению Ферганского срединного массива в раннетурнейское время (по материалам А.П. Титовой). Кроме того, эта дугообразная зона I–I является барьером, ограничивающим распространение нижнепермского оруденения, а ее южная граница совпадает с зоной развития наиболее молодых (кызылнуринских) даек в Чаткало-Кураминском регионе. Эта зона трассируется также системой разломов (см. схему разломов Чаткало-Кураминского региона).

Линейная структура II–II северо-восточного простираия имеет ширину 35–40 км. Она выступает в форме монолитного по строению рельефа. В общем она отличается

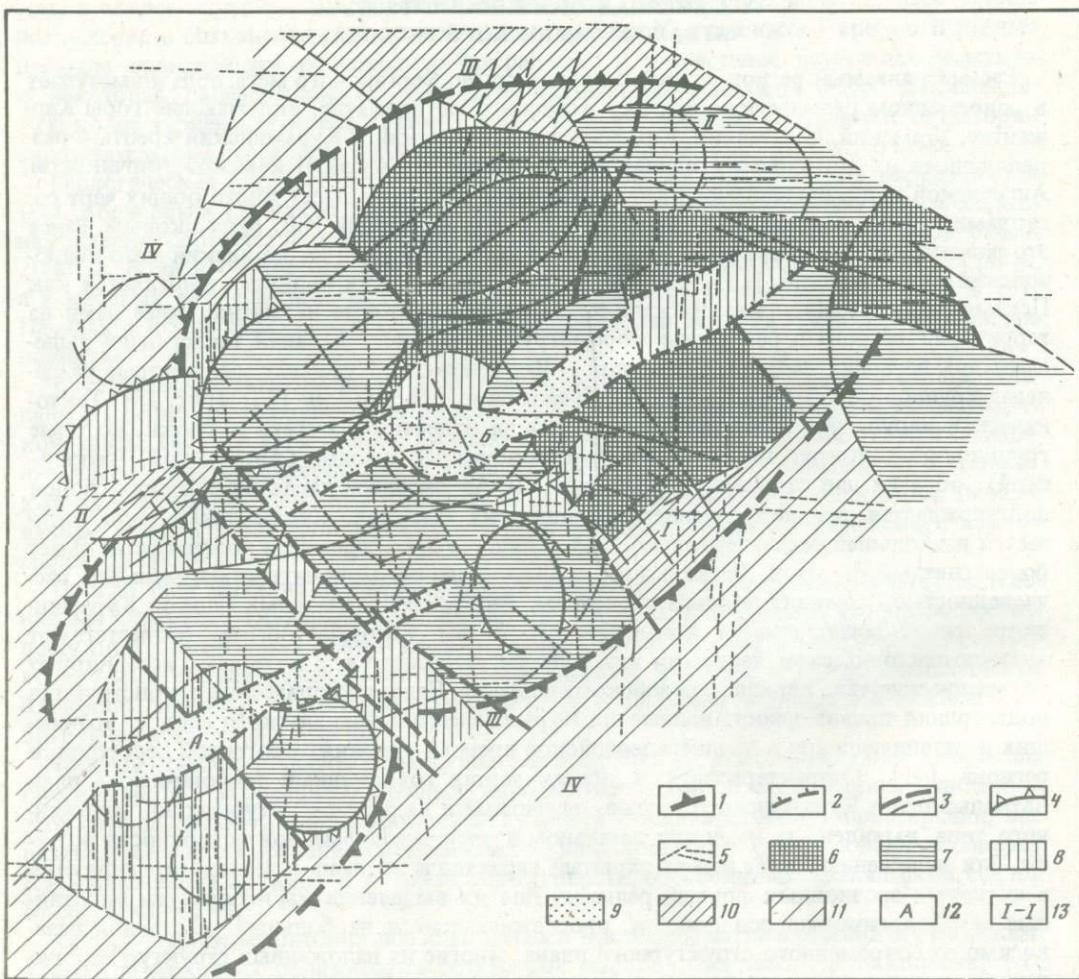


Рис. 15. Морфоструктурная схема Чаткальского и Кураминского сводов

1 — границы сводовых структур; 2 — границы грабенообразных впадин; 3 — линейные тектонические элементы (основные, второстепенные); 4 — границы локальных кольцевых структур; 5 — сквозные ортогональные зоны разломов. Блоки разных гипсометрических уровней: 6 — > 400 ; 7 — 3000—4000; 8 — 2000—3000; 9 — 1000—2000; 10 — 600—1000; 11 — ≤ 600 ; 12: А — Кураминский свод, Б — Чаткальский свод; 13 — крупные сквозные зоны, имеющие общие структурные особенности

более массивным строением поверхности рельефа зоны. Эта структура осложнена тремя сходными по морфологическому облику овальными структурами — Каржантауской, Пскемской, Ойганингской, каждая из которых представляет собой в современном рельефе локальное поднятие размером 35×40 км, осложненное в центральной части грабенообразной впадиной. Центральные впадины трех локальных сводов расположены по одной оси, простирающейся в северо-восточном направлении. В 1982 г. нами уже были описаны более крупные системы подобного рода. Самый западный Каржантауский свод, осложняющей систему II-II, находится в предгорной части Каржантауского хребта и разделен на две части долиной р. Чирчик. Его очертания хорошо подчеркиваются дешифрированными элементами космических фотоматериалов. Эта серия вложенных друг в друга концентрических дислокаций, расположенных вокруг центральной части свода. Хорошо выделяются также радиальные дислокации свода, подчеркивающиеся тектоническими уступами. Пскемское сводовое поднятие также находится в пред-

лах зоны II-II, выделялось ранее по данным дешифрирования и морфоструктурного анализа О.М. Борисовым и А.К. Глухом, Н.Т. Кочневой и др. [24, 11]. В центральной части свод расчленен грабенообразной впадиной долины р. Пскем. Наиболее расширенная часть Пскемской долины опоясана полукольцевыми участками Пскемского и Угамского хребтов. Оба хребта в пределах Пскемского сводового поднятия расчленены на блоки, многие из которых расположены радиально по отношению к центральной впадине. Центральная впадина составлена из относительно пониженных, сильно расчлененных блоков. Впадина оконтуривается дугообразными разломами, выраженным в рельфе тектоническими уступами. С центральной частью Пскемского свода, по геологическим данным, совпадает Тепарский купол. Следует отметить, что крылья свода осложнены более мелкими по размерам кольцевыми поднятиями или узлами радиально-концентрических дислокаций. Очень четко внутри свода выражены концентрические дислокации, особенно отчетливо они проявлены по периферии Пскемского сооружения. Пскемский свод опоясан узкой дугообразной депрессионной зоной. Последняя очень характерна для сводовых сооружений подобного рода.

Ойгаингский свод, замыкающий зону III-II, по своему морфологическому облику напоминает Пскемский. В отличие от Пскемского крылья свода имеют единый гипсометрический уровень, достигающий 4000–4500 м и расчлененный на несколько секторов. Центральная часть отличается более мелкой расчлененностью. Строение западной части Ойгаингского свода подчинено также и меридиональным дислокациям. К особенностям геологического строения наложенной зоны III-II следует отнести распространенность здесь карбонатных верхнекарбоновых формаций и относительно слабое развитие магматизма.

Структура III-III, ширина которой около 50 м, имеет меридиональное простиранье. В ее состав входит Кассансайский блок, центральная часть Чаткальской долины и Ойгаингский свод, которые с севера и востока ограничены меридиональными системами разломов. Эта линейная структура отличается контрастными аномальными формами современного рельефа. Так, внутри Кассанского блока выступает округлое поднятие, окруженное двумя широкими долинами Гавасая и Кассансая. Морфологический облик, размеры и строение этих долин нетипичны для южного склона Кураминского хребта. Аномальной является и часть Чаткальской долины, входящая в пределы меридиональной зоны III-II. Эта часть долины значительно расширена, отличается хорошей сохранностью разновозрастных террасовых уровней. В современном рельфе эта почти округлая часть Чаткальской впадины расположена на высоте 1500–2000 м и окаймляется концентрическими поясами разных гипсометрических уровней рельефа. Слоны впадины осложнены многочисленными уступами, валами, округлыми сооружениями. Описываемый район отчетливо дешифрируется на космических фотоматериалах, где выявляется светлым фототоном и наличием выпуклых поверхностей рельефа. Опираясь на сделанные нами палеореконструкции для Ферганского мегасвода, можно отметить, что эта структура проявилась еще в верхнекарбоновое время и хорошо подчеркивается выходами пород ультраосновного щелочного состава.

Наложенная структура IV-IV непосредственно примыкает с северо-востока к Кумбель-Арашанской зоне разломов, разграничающей Чаткальский и Кураминский своды, и имеет ширину 40 км. Структура IV-IV названа нами переходной, так как на ее строение оказывают влияние дислокации северо-западного простирания, согласные с Кумбель-Арашанской зоной разломов, и дислокации, образованные в связи с развитием Чаткальского свода. Эта переходная зона одновременно охватывает части секториальных блоков Чаткальского свода. Она отличается также концентрацией в ее пределах тектонических линий северо-западного простирания. Наложенная структура расчленена на блоки, ограниченные диагональными дислокациями. Эта переходная зона получает свое объяснение и в геологических данных (см. рис. 15). Следует отметить, что со стороны Кураминского свода также намечается переходная зона шириной до 15 км, но проявленная менее отчетливо в современном рельфе. Таким образом, морфоструктурные данные свидетельствуют о том, что современный тектонич-

ский план определяется двумя сводовыми поднятиями (Чаткальским и Кураминским), разделенными Кумбель-Арашанской зоной дислокаций. Эти своды осложнены четырьмя наложенными линейными зонами дислокаций.

Общие черты строения Чаткальского и Кураминского сводовых поднятий отчетливо видны на карте поверхности палеозойского фундамента. Такая карта для территории Тянь-Шаня была составлена Н.В. Лукиной. На карте показано гипсометрическое положение пенеплена, образовавшегося в конце палеозоя—начале мезозоя. Поверхность палеозойского фундамента составляет единое крупное поднятие, соответствующее Чаткальскому и Кураминскому сводам.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КУРАМИНСКОГО СВОДА

Рассмотрим далее более подробно внутреннее строение Кураминского сводового поднятия. Первым шагом к выяснению этой структуры было дешифрирование и анализ фото- и топоматериалов масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000 [28]. Дополнительное изучение современных структурных форм рельефа позволило сделать ряд уточнений и выявить дочерние структурные формы. Среди характеризуемых орогенных структур особенно велико значение именно Кураминского свода, потому что с ним связаны основные рудные районы региона, в том числе характеризуемые ниже Лашкерекский, Адрасманский районы.

Кураминское поднятие расположено к юго-западу от зоны Кумбельского разлома, которым оно отделяется от Чаткальского свода. Вся эта область отличается тем, что ей присуща единая система радиально-концентрических дислокаций. На морфоструктурной схеме устанавливается, что эта площадь расчленена системой линейных дислокаций на пять трапециевидных блоков, группирующихся вокруг центральной впадины, приуроченной к долине р. Ангрен. Поскольку разломы, ограничивающие блоки, занимают радиальное положение и сходятся к центральной впадине, создается впечатление о единой закономерной внутренней структуре. Кроме того, имеет место зональное размещение гипсометрических уровней вокруг той же центральной впадины. Это позволяет говорить о едином автономном сводово-глыбовом сооружении.

Структура Кураминского сводово-глыбового поднятия (размером 110 км по длиной оси и 80 км по короткой) хорошо видна на мелкомасштабном снимке. На снимке (полученном с ДОС "Салют-4") устанавливаются элементы концентрического строения в пределах самого Кураминского блока, а также ограничивающая его система разломов северо-западного направления. Кроме того, четко выделяется грабенообразная форма Ангренской впадины. Намечается также ряд линейных нарушений и локальных колышевых структур.

На фотосхемах границы свода подчеркиваются вариациями фототона, часто соответствующего разным ландшафтам. Вокруг центральной части свода дешифрируется система мелких линейных элементов, являющихся секущими по отношению к современной "скульптуре" хребтов. Эти элементы представлены узкими светлыми полосами, которые простираются поперек современных долин, склонов, поднятий, образуя систему дуг, "опирающихся" на линейную впадину долины р. Ангрен с севера и юга. Блоки, заключенные внутри этих дуг, занимают пониженное положение в рельефе.

По периферии Кураминское сводовое поднятие обрамляется обширными впадинами Приташкентского района с запада и северо-запада и Ферганской впадиной с юга и юго-востока. Наиболее четко границы свода выступают на северо-западе и юго-востоке. На северо-востоке свод как бы "деформирован" и упирается в Кумбельскую зону линейных тектонических нарушений северо-западного простирания, вдоль которой проходит гипсометрическая ступень.

Как уже отмечалось, основными элементами внутреннего строения свода являются секториальные блоки (рис. 16, см. вкл.). Каждый из пяти секториальных блоков отличается гипсометрическим уровнем и характером внутренней расчлененности. Уровень вершинной поверхности относительно приподнятых секторов II, III, IV достигает 3000—56

3500 м. Для них характерен высокогорный тип рельефа с островершинными поднятиями, узкими, глубоко врезанными долинами. К наиболее расщепленным из них относится секториальный блок *II*. Уровень вершинной поверхности секториальных блоков *I* и *V* достигает 1600–2000 м. Они отличаются среднегорным рельефом с округлыми вершинами, широкими долинами со склонами средней крутизны. Во все из вышеперечисленных секториальных блоков "вписаны" концентрические и дугообразные структуры подчиненного порядка. При этом большинство концентрических морфоструктур, осложняющих секториальные блоки, совпадает с известными по геологическим данным кальдерами или вулканокупольными поднятиями, выполненными вулканитами среднекарбонового–пермского возраста.

Система кальдер прослеживается в виде пояса полукольцевой формы от юго-западных отрогов Чаткальского хребта через долину р. Ангрен в область Кураминского хребта.

Секториальный блок *I* включает кольцевую структуру, совпадающую с Карабашской вулкано-тектонической депрессией. Это в плане округлое сооружение в поперечнике составляет 17 км, в современном рельефе подчеркивается пологим асимметричным поднятием. Восточная часть структуры приблизительно на 200–300 м приподнята относительно западной. Карабашская структура выделяется также дугообразными долинами рек, подковообразными хребтами.

Секториальный блок *II* – один из наиболее расщепленных в регионе. Здесь выступают дуговые дислокации, разделяющие блок на три пояса, к самому южному из которых приурочена Чимкентская кальдера. Линейные нарушения северо-восточного и широтного простирания разделяют сектор на ряд более мелких блоков, в основном вытянутых по диагонали. Очень ярко выступают здесь дислокации меридионального простирания. Они, в частности, подчеркиваются долинами двух рек – Карабау и Дукент, и с ними совпадает цепочка кольцевых структур, одна из которых соответствует Кызылнуринской кальдере. Почти все осложняющие сектор кольцевые структуры выражены в современном рельефе в форме поднятий.

Секториальный блок *III* расщеплен долиной р. Ангрен на две части. Северная часть представлена в рельефе асимметричным поднятием, южная имеет форму амфитеатра. Границы этого сектора совпадают с границами выходов эффузивных и субвулканических пород Бабайтагской структуры. Размеры блока 33 × 22 км. Интересно геологическое выражение южной границы сектора *III*. Она совпадает с дугообразной дайкой гранодиорит-порфиров, простирающейся на 24 км. В рельефе эта граница выступает в контрастных формах. В западной части она идет по дуговой долине р. Наутарзан, далее сменяется противоположной формой рельефа, представленной крутым дугообразным видом. Внутреннее строение сектора *III* подчинено единой радиально-концентрической системе, расчленяющей его на ряд разновысотных блоков. Следует отметить, что кольцевая структура, вписанная в границы сектора *III*, слагается по периферии дугообразными узкими поднятиями, а в центральной части – четкими радиальными, относительно опущенными секторами.

В секториальный блок *IV* вписана очень крупная кольцевая структура размером 32 × 35 км. Эта структура современного рельефа совпадает с Лашкерекской вулкано-тектонической депрессией. Кольцевая структура представляет собой поднятие, расщепленное на отдельные блоки. Центральная часть структуры относительно приподнята и осложнена дополнительной овальной структурой. Более подробно она будет описана в разделе о рудных районах.

Сектор *IV* отличается концентрацией огромного количества линейных дислокаций различных простираций. Наиболее четко здесь проявлены системы разломов северо-восточного простирания.

Сектор *V* слагается из нескольких разновысотных блоков, резко отличающихся по характеру строения современной поверхности и взаиморасположению тектонических элементов рельефа. В сектор *V* вписана крупная кольцевая структура, осложненная в центральной части Адрасманской депрессией. Депрессия имеет очень сложное строе-

ние. Она слагается тремя перекрывающими друг друга кольцевыми структурами, для каждой из которых характерно особое строение современной поверхности рельефа. В секторе *IV* выделяется также несколько разновысотных блоков, два из которых, наиболее приподнятых, отличаются максимальной концентрацией мелких тектонических элементов рельефа. Внутри сектора, помимо Адрасманской, проявляется еще ряд кольцевых и дугообразных структур, отчетливо дешифрируемых на космических снимках. К дуговым дислокациям в северо-западной части сектора приурочен Алмалыкский рудный район.

Следует отметить, что доминирующее направление разломов сектора *VI* – диагональное. Причем основное простижение структурного плана подчинено северо-восточному направлению. Дислокации северо-западного простириания смещают элементы основного тектонического плана.

Центральная часть Кураминского свода совпадает с долиной р. Ангрен. Долина Ангрена выполнена мощными аллювиальными отложениями, и геологическое строение ее днища неясно. Она слагается разновысотными блоками, разделенными дислокациями северо-западного простириания. Последние активно влияют на изменение типов рельефа внутри впадины. Продольные дислокации впадины выражены в основном перегибами склонов или крупными тектоническими уступами. Относительный врез долины – величина не постоянная. Очень часто долина осложнена поперечными валами и овальными проседаниями. Здесь вдоль склонов выявляются дугообразные нарушения, хорошо дешифрируемые на космических снимках. Следует отметить, что рельеф прилегающих к долине участков, ограниченных дугообразными нарушениями, отличается от окружающей территории. На фоне высокогорного рельефа с крутыми скалистыми склонами обособливаются слабовсхолмленные или мелкогрядовые области с большим числом террасовых уровней. Сходное строение имеют также Чаткальская, Пскемская центральные впадины соответствующих сводовых поднятий. Таким образом, можно предполагать, что центральная впадина представляет собой грабенообразную долину. К долине примыкают участки относительных опусканий, которые отчленены от приподнятых частей свода дугообразными нарушениями. Это просадки, которые происходили в сторону осевого грабена по дуговым разломам. Участки относительной просадки, обрамленные дугообразными дислокациями, как бы наложены по отношению к секториальным блокам сводового поднятия. Далее специально рассмотрим структурные особенности рельефа локальных рудных площадей.

На морфоструктурной схеме Кураминского свода (см. рис. 16) точечным крапом отмечены участки рельефа, морфологический облик которого характерен для локальных рудоносных площадей. Проведенные ранее детальные морфоструктурные исследования в различных рудных узлах позволили установить морфологические характеристики современной поверхности рельефа в их пределах. Используя метод аналогии и взяв в качестве эталона рельеф изученных рудных узлов, мы попытались выделить участки сходного типа в пределах Кураминского сводового поднятия.

Рельеф рудных узлов контрастно отличается от сопредельных площадей. Его основной особенностью является мелкоблоковый характер при неглубокой расчененности долинами высоких порядков. В плане рисунок многочисленных долин и тальвегов угловатой и каленообразной формы. Долины имеют У-образный или блюдообразный поперечный профиль. Последние отмечаются большим накоплением рыхлого материала. Благодаря интенсивной расчененности мелкими угловатыми неглубокими долинами формируются небольшие гряды, холмы, валы, блоки, образуя "частогрядовый" или "частохолмистый" тип рельефа, для которого характерны многочисленные уступы, обрывы, локальные опускания и пр.

Распределение рыхлых отложений в таких участках крайне неравномерно. Линейные элементы образуют здесь многочисленные локальные узлы. Скошление линейных элементов создает сетчатый рисунок. Внутри узлов линейные элементы часто ориентированы концентрически или радиально и образуют системы концентрических структур. Иногда они расположены на пересечении крупных линейных зон разломов. Такое ано-

мальное строение выделенных участков определяется обилием даек, кварцевых жил, интрузивных тел. Именно они образуют каркас, на котором формируется современная поверхность. Сильная раздробленность участков рудных узлов, обильная трещиноватость определяют развитие мелких неглубоких водотоков, которые увеличивают горизонтальную расщепленность. Интересно отметить, что с простиранием линейных элементов структуры коррелирует ориентировка минерализованных зон и рудных жил.

На приведенной морфоструктурной схеме (см. рис. 16) показано, что характеризуемые участки рельефа расположены преимущественно в пределах Кураминского свода и вдоль Кумбель-Арашанской зоны разломов. Участки повышенной расщепленности имеют размеры от 5 до 15 км² и блоковую округлую или вытянутую форму. Определяя структурную позицию таких участков, можно отметить, что большинство из них связано со сквозными зонами разломов меридионального простирания. Некоторые расположены внутри кольцевых структур 3-го порядка или по обрамлению их. Они очень часто связаны с узлами пересечения меридиональных линейных зон северо-западными или широтными. Большое количество участков повышенной расщепленности совпадает с узлами концентрации оруденения, выделенными Г.А. Тананаевой в пределах Кураминского сводового поднятия (см. рис. 16 и 21). Важно также то, что узлы концентрации оруденения контролируются преимущественно меридиональными зонами линеаментов, отмеченными с помощью структурного анализа. Таким образом, еще раз следует подчеркнуть, что характерные черты рельефа можно использовать в качестве одного из критериев для прогноза оруденения.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ОРОГЕННОГО РАЗВИТИЯ

В орогенном развитии Чаткало-Кураминского региона можно выделить три этапа, в течение которых происходило формирование вулканогенных толщ, различных по составу, характеру разреза, разделенных региональными несогласиями и сопровождавшихся интрузивными телами.

Первый этап, охватывающий период с конца визейского века нижнего карбона до конца башкирского века среднего карбона, характеризуется становлением основных крупных орогенных структур региона. В течение первого этапа в возникших орогенных прогибах и впадинах раннего заложения происходило формирование вулканогенных образований свит уя и минбулакской (по схеме Н.П. Васильковского, 1952). С инверсией в конце визейского века связано внедрение небольшого объема интрузий габбро-сиенитового и гранодиорит-гранитного состава. Завершился первый (ранний) этап внедрением огромной массы диорит-гранодиоритовых интрузий Карамазарского комплекса.

Второй (средний) этап, средне-верхнекаменноугольный, в течение которого формировалась сложнопостроенная вулканогенная толща, именуемая в дальнейшем акчинской свитой, завершился внедрением интрузий адамелит-гранитного состава и многочисленных малых интрузий и даек гранодиорит-порфиров. Это привело к полной консолидации территории и окончательному оформлению Чаткальского и Кураминского поднятий, между которыми обособился позднеорогенный межсводовый прогиб.

В течение третьего (позднего) этапа, охватывающего пермский период (с возможным началом в конце верхнего карбона) происходило накопление в обособленных депрессиях контрастной липарит-трахиандезит-трахилипаратовой вулканогенной серии, подразделяемой на ояскойскую (С₃-Р₁?), шурбайскую (Р₁) и кызылнуринскую (Р₂) свиты. Формирование пермского вулканогенного комплекса сопровождалось становлением субвулканических интрузий габбро-сиенитового и лейкогранитного состава.

Четвертый (конечный) этап в конце перми ознаменовался внедрением довольно многочисленных даек ультракислого, субщелочного и основного состава (диабаз-графитовая ассоциация).

По А.А. Моссаковскому, первый этап отвечает раннеорогенному периоду (этап нижних моласс), второй и третий — позднеорогенным (горообразовательный этап и накопление верхних моласс).

Пространственное размещение и различия в типах разрезов и мощностях вулканогенных образований Чаткало-Кураминского региона позволяют выделить в пределах рассматриваемой территории три крупные структурные области — Чаткальское и Кураминское поднятия и разделяющую их зону прогиба вдоль системы Кумбель-Арашанских разломов. Этот прогиб в свою очередь дифференцирован на отдельные поднятия и депрессии подчиненного порядка.

На протяжении всего орогенного периода в течение позднего палеозоя эти структурные области не подвергались существенной структурной перестройке и испытывали направленное унаследованное развитие, в целом сводившееся к разрастанию поднятий и сокращению обрамлявших их прогибов и впадин.

Чаткальское поднятие, возникшее в результате тектонических движений в конце визейского века, в течение серпухов-башкирского времени охватывало центральные части Пскемского и Чаткальского хребтов и распространялось к юго-западу от границы Чаткальской и Кураминской подзон [33]. Вулканиты нижнебашкирского времени отмечены лишь в водораздельной части Пскемского хребта в виде прослоев базальтов мощностью до 50 м внутри терригенно-карбоновой толщи. На остальной площади поднятия следов вулканических проявлений не отмечено и, видимо, они не имели места.

Кураминское сводовое поднятие в серпухов-башкирское время охватывало западные окончания Чаткальского и Кураминского хребтов, распространяясь на восток до Шамаджон-Кумбельской меридиональной зоны и Кумкольского разлома, а на юге, вероятно, отделялось от поднятия Моголтау широтным прогибом, вдоль северной границы которого заложена широтная система Курасай-Окуртауского разлома. В пределах Кураминского сводового поднятия отложения свиты уя и минбулакской характеризуются сокращенными типами разрезов, мощности которых не превышают 500–800 м. Минбулакская свита с резким несогласием залегает на карбонатных отложениях девона и карбона, свите уя, а в западном окончании Чаткальского хребта — непосредственно на верхневизейских и каледонских гранитоидах фундамента, на которых почти повсеместно развита кора выветривания. Базальное основание здесь развито не повсеместно, имеет изменчивую мощность от 0 до 70–90 м. Участками лавы андезитовых порфиритов налегают непосредственно на древний делювий, развитый на гранитоидах. Останцы известняковых конглобрекций основания минбулакской свиты, залегающих на нижнедевонских вулканитах фундамента, отмечаются и на северном склоне Кураминского хребта в низовьях р. Кандырсай, по р. Абджасай. Все это может свидетельствовать о том, что насыщенная верхневизейскими интрузиями центральная, ядерная, часть Кураминского сводового поднятия, охватывающая западное окончание Чаткальского хребта и северный склон Кураминского хребта от р. Кандырсай до г. Алмалыка, возможно с ложной границей по Баштавакскому разлому, представляла собой верхневизейское сводовое поднятие, подвергвшееся интенсивной денудации в серпуховском веке.

К началу башкирского века эта область была почти полностью пенепленизирована и на ее поверхность изливались лавы андезитового состава минбулакской свиты. Продукты размыва накапливались в пониженных частях рельефа и сносились в обрамляющие данные поднятия прогибы. Площадь южного склона Кураминского хребта в это время представляла собой промежуточную область между отмеченным поднятием и расположенным южнее прогибом. Лавы андезитовых порфиритов минбулакской свиты здесь залегают с резким несогласием на карбонатной толще девона–карбона, а местами на отложениях свиты уя. В связи с тектоническими движениями в конце башкирского века и связанными с ними внедрениями интрузий карамазарского типа эта территория также была вовлечена в поднятие, которое на востоке, видимо, соединилось с Гудасским. К началу формирования акчинской свиты оно также подвергалось денудации.

дации, в результате чего на поверхность были выведены гранодиориты карамазарского типа. Толща акчинской свиты налегает на последние. Эти соотношения установлены, в частности, по р. Пангазай и т. д. В расположеннном к югу прогибе, заполненном в настоящее время мезо-кайнозойскими осадками Мирзаабадской депрессии, видимо, присутствовали осадочно-вулканогенные отложения, подобные свите уя в Каржантау.

В центральной части региона, между Чаткальским и Кураминским поднятиями, располагался прогиб, заложенный в начале раннеорогенного периода вдоль ослабленной зоны Кумбель-Арашанских разломов. На протяжении серпухов-башкирского времени здесь проявилась интенсивная вулканическая деятельность, в результате чего образовались вулканогенные толщи мощностью до 3000 м. В ранний период происходило излияние недифференцированных лав и их агломератов андезитового и андезито-базальтового состава, наиболее полно проявившихся в горах Каржантау.

Первые проявления андезитового вулканизма отмечены в серпуховском ярусе в виде прослоев среди терригенно-карбонатных пород. Нарастание вулканизма происходит к началу башкирского века. Наиболее сильно он проявился в бассейне Уясая в нижнебашкирское время, где сформировались толщи андезито-базальтов мощностью более 1000 м. Прибрежно-морские отложения серпуховского яруса в бассейне Уясая представлены переслаивающимися туфогенными песчаниками и конгломератами с редкими прослойками туфов и порфиритов. К северу и востоку они постепенно сменяются типично морскими карбонатными осадками. На юге в бассейне р. Терекли серпуховский ярус также представлен преимущественно карбонатными осадками с незначительными туфогенными прослойками в верхней части. Вулканические образования здесь отмечаются лишь в башкирском веке. Таким образом, намечается некоторое запаздывание вулканических проявлений основного состава во времени с продвижением на юг. Отложения свиты уя по р. Чадакай представлены частым переслаиванием песчаников, известняков, алевролитов и вулканических прослоев не содержит.

С нижнебашкирского времени параллельно с формированием вулканогенной свиты уя андезит-базальтового состава и продолжающейся седиментацией карбонатного материала в остаточных прогибах начинается формирование минбулакской свиты андезит-дацит-липаритового состава, что, видимо, связано с зарождением в нижнебашкирское время очагов кислой магмы. Минбулакская свита с резким несогласием залегает то на отложениях серпуховского яруса свиты уя в бассейне р. Угам, то на нижнекарбоновых известняках в бассейне Акбулака и Гава-Кугалинского района и на девонских по р. Ризак.

Пространственное размещение вулканогенных образований акчинской свиты, типы разрезов и мощности отложений позволили наметить наложенные орогенные впадины и окружающие их поднятия (рис. 17, см. вкл.). Довольно отчетливо обособливается область относительного поднятия, которая отличается типом разрезов и мощностью вулканитов. Эта область охватывает западные окончания Чаткальского и Кураминского хребтов.

В пределах поднятия развиты исключительно вулканиты нижнеакчинской подсвиты, представленные довольно однообразными игнимбритами дацитов. Мощность покрова также довольно выдержана по всей территории и колеблется в пределах 350–600 м. Осадочные образования в основании покрова практически отсутствуют или очень невелики по мощности. Чаще всего в основании наблюдаются туфо- или лавобрекции дацитов с остроугольными обломками сланцев, гранит-порфиров, порфиритов. На правобережье р. Ангрен они располагаются на пенепленизированной поверхности каледонских и раннегерцинских гранитоидов и на вторично измененных вулканитах минбулакской свиты. В западной части Кураминского хребта они продолжают разрез вулканитов, залегая несогласно на минбулакской свите, хотя в отдельных случаях присутствуют и на каледонском фундаменте (Алтынтопкан). В основании наблюдается более отчетливо выраженный базальный слой.

На востоке это поднятие через район пос. Шайдан смыкается с Восточно-Кураминским поднятием, также возникшим в процессе тектонических движений конца башкир-

ского века. С юга и востока оно обрамляется Чадакской, Гавасайской и Коксарекской грабенообразными впадинами, которые унаследованно развиваются в областях опусканий минбулакского времени и, возможно, составляли единый прогиб, полукольцом обрамляющий Верхне-Ангренское поднятие с юга. Характерно, что нарастание мощностей и падение толщ в этих впадинах происходит во все стороны от поднятия. В бассейне р. Чадак акчинская свита представлена средне- и верхнеакчинской подсвитами, мощность отложений которых достигает более 500 м по правому притоку Чадаксая, а в междуречье рек Чадак-Ризак происходит ее разрастание. В Гавасайском и Коксарекской впадинах акчинская свита представлена своей верхней частью — лавами липаритового состава мощностью более 1400 м. В полосе, охватывающей Лашкерекскую, Карабашскую и Паркентскую впадины, которые разделены поднятиями, в целом наблюдается наращивание разреза и мощностей с юга и юго-запада на север и северо-восток. В южной части Лашкерекской впадины по р. Пангаз и в водораздельной части Кураминского хребта акчинская свита, представленная андезито-дацитовыми лавами мощностью до 900 м, залегает на гранодиоритах и имеет осадочный горизонт в основании разреза мощностью 100–170 м. В северном направлении акчинская свита располагается на вулканических минбулакской свиты.

В Паркентской впадине объем терригенного материала в разрезе увеличивается. Если к юго-западу в основании игнимбрито-дацитов терригенный материал практически отсутствует, то в районе р. Паркентсай мощность песчано-конгломератовой толщи достигает 100 м, а в северном крыле впадины в бассейне р. Нурук-ата и в Анизарском массиве доходит до 340–400 м. Причем осадочные пачки появляются в разрезе неоднократно, перемежаясь с эфузивными. Разрез напоминает вулканогенную молассу, в которой накопление терригенного материала часто прерывалось вулканическими извержениями. Наиболее полно здесь представлена также верхняя кислая составная часть, мощность которой довольно резко увеличивается с запада на восток от р. Паркентсай до Кумбельского разлома от 300–400 до 1500 м. По изменению мощностей акчинской свиты в целом Паркентская впадина характеризуется асимметричным строением с максимальной мощностью в краевой, "прислоненной" к Чаткальскому поднятию части.

Пространственное размещение вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований акчинской свиты, изменение мощностей и полноты разрезов, видимо, могут свидетельствовать о направленном и унаследованном разрастании поднятий и сокращении окаймляющих их впадин и прогибов.

К концу верхнего карбона большая часть Кураминской подзоны была вовлечена в общее поднятие, в пределах которого проявился интрузивный магматизм, выражавшийся внедрением адамеллитов, гранитов, малых интрузий и даек гранодиорит-порфирирового состава, разместившихся преимущественно вдоль Кураминского хребта и в области его сочленения с Чаткальским в районе пос. Акбулак и среднего течения р. Чаткал.

Области опусканий, в которых происходило накопление пермских вулканогенно-осадочных образований, сохранились в сокращенном по сравнению с предыдущими эпохами виде на западе в Шаваз-Паркентском междуречье с возможным продолжением в горах Каржантау, на юго-востоке в Гава-Чадакском районе и на крайнем юго-западе в районе Ташкескена. В двух последних районах пермские прогибы унаследованно развились в более древних прогибах, заложенных еще в конце нижнего карбона (рис. 18, см. вкл.). Во всех отмеченных пунктах в течение пермского периода шло формирование контрастной липарит-трахиандезит-трахилипаратовой вулканогенной толщи, расщепленной на оясайскую, шурабайскую и кызылнуринскую свиты. Характерным является наличие в основании этой толщи вулканогенно-осадочной пачки красноцветных песчаников, конгломератов, алевролитов с прослойками известняков. Мощность пачки в Карабашской депрессии от нескольких метров до 120 м, к востоку в верховых р. Акчай она увеличивается до 180 м и в ней появляются прослои липаритовых лав. В бассейне р. Карабау мощность ее достигает 600 м, из которых около 420 м приходятся на прослои лав и туфов липаритового состава.

В Кызылнуринской депрессии мощность пачки составляет около 300 м, причем внутри ее наряду с прослойями кислых туфов появляются линзы андезито-базальтов. В северном направлении мощность ее увеличивается и достигает в хр. Майгашкан 500 м. Здесь она имеет существенно терригенный состав с редкими прослойями известняков в нижней части и незначительным объемом прослоев кислых туфов и лав. Следует отметить, что и верхняя часть разреза в Майгашкане также преимущественно терригенная и как бы непрерывно продолжает разрез описанной пачки. Все это, видимо, указывает на прогрессивное погружение области в северном направлении. К северу в хр. Каржантау пермская вулканическая толща представлена частым чередованием лавовых потоков липаритов, трахилипаритов и трахитов с песчаниками, мощность пачек которых колеблется в пределах 70–150 м. Состав толщи изменчив в зависимости от положения по отношению к центрам извержения. К югу от этого прогиба в районе Бабайтага и еще южнее по рекам Чадак и Наугарзан, видимо, располагалось относительное поднятие, где разрезы в основном слагаются эфузивами, терригенные осадки маломощны. Появление последних к юго-востоку от предгорной части мощностью до 150 м на водоразделе Чадак–Чаркасарсай и в Гавасе вновь отмечает собой прогибание области. Далее к востоку в междуречье Гава–Коксарак мощность терригенной пачки увеличивается до 650 м. Наряду с этим наблюдается постепенное выклинивание липаритовых лав, залегающих как внутри, так и выше осадочной пачки и их фациальное замещение на восток терригенно-осадочными отложениями. В терригенной пачке появляются прослои известняков, роль которых в разрезе увеличивается, и они достигают мощности 500 м, залегая в средней части нижнепермской песчано-конгломератовой толщи, имеющей мощность в районе перевала Катта-Бурабель около 1400 м. На этой терригенной толще в западной части Кассанского грабена располагаются лавы андезитовых порфирий мощностью до 1500 м.

К юго-западу от Сарваксая, где в основании липаритовой толщи оясайской свиты также присутствуют красноцветные терригенные отложения. Гава-Чадакский прогиб перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями Ферганской долины, и продолжением его, видимо, можно рассматривать прогиб между Кураминским хребтом и горами Моголтай. Пермская контрастная вулканогенная толща в районе Ташкескена достигает мощности порядка 1200–1500 м. В основании присутствуют конгломераты мощностью до 60–70 м, а в средней части имеются пачки осадочных пород мощностью до 200 м, представленные переслаиванием песчаников и алевролитов, песчаников и прослоев базальтов. В остальной, приподнятой, части Кураминского хребта формирование пермских вулканогенных образований происходило в изолированных депрессиях Тавакской, Лашкерекской, Чадакской, Кугалинской. Мощность пермских вулканитов в них достигает 1500 м. Представлены они кислыми вулканитами, а в Кугалинской и Чадакской имеют контрастный состав.

ТИПЫ ДАЙКОВЫХ ПОРОД И СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

При составлении схемы размещения дайковых образований в Чаткало-Кураминском регионе интерпретировались фактические материалы геологических съемок различных масштабов, комплексного доизучения площадей и литературные данные.

По геоструктурным и петрохимическим признакам среди даек региона выделяются внутрикамерные дифференциаты собственно интрузивных фаз или дайки I этапа – конечные продукты кристаллизации магматического расплава конкретных интрузий. По составу это силиты, пегматиты различного гранитоидного состава и возраста. Кроме того, широко распространены и дайки II этапа, комагматичные плутонам, вскрытым на современном эрозионном срезе. Характерными особенностями даек последнего типа являются: 1) близость времени формирования и тесная связь с крупными интрузивными массивами; 2) пространственная приуроченность их к экзо-эндоконтактовым

зонам; 3) близость по петрографическим, петрохимическим признакам с конкретными интрузивными телами.

Самостоятельную группу образуют дайки субвулканических и гипабиссально-субвулканических пород. Последние, согласно представлениям С.В. Ефремовой, тесно связаны с порфировыми малыми интрузиями. Это породы полнокристаллические, порфирового и порфировидного сложения, различной степени раскристаллизации и своеобразного облика от типично плутонических до субвулканических образований.

Они пользуются весьма широким распространением в регионе и имеют пестрый петрографический и петрохимический состав.

Субвулканические дайки тесно связаны с формированием вулканических комплексов пород и, по данным ряда исследователей различных районов СССР, образуются в процессе активного вулканизма, особенно на завершающих этапах формирования отдельных вулканических центров.

Породы характеризуются близким сходством петрохимического состава с эфузивными покровами, но наблюдаются различия в структуре — дайки обладают более выраженным кристаллическим строением.

Дайковые образования II этапа при весьма широком распространении в регионе имеют довольно неравномерное распределение по площади. Они образуют пояса различной протяженности (10–150 км) и рои северо-восточного, северо-западного широтного и меридионального направлений. Наиболее протяженными являются пояса северо-восточного и северо-западного направлений.

В размещении даек главная роль принадлежит разломным зонам глубокого заложения — зонам повышенной проницаемости, служившим подводящими каналами для магматических расплавов при образовании даек.

Многократное использование этих зон разновозрастными дайками свидетельствует о длительном периоде времени их развития и унаследованности плана тектонических деформаций в регионе в позднепалеозойском периоде его развития.

В основу принципа разделения даек II этапа образования по комплексам заложено отношение их к магматическим породам в соответствии с принципом, предложенным В.С. Коптевым-Дворниковым и О.С. Полковой при разделении дайковых образований Центрального Казахстана.

Возрастные взаимоотношения, тесная времененная и пространственная связь даек с определенными комплексами пород позволяют с некоторой (значительной) долей условности наметить три возрастные дайковые группы, каждая из которых характеризуется закономерным рядом (от основных до кислых) дайковых образований, близких по времени образования и парагенетически связанных с определенным комплексом магматических пород.

Наиболее ранним комплексом дайковых образований в регионе являются диоритовые порфиры, монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые сиенито-диориты, олигоклазовые порфиры, альбитофиры и гранит-порфиры, известные в литературе как дайки "карамазарского типа". Мы выделяем их как дайки среднекарбоновой возрастной группы.

Дайки комплекса прорывают терригенные, вулканогенные и интрузивные породы силурийского, девонского возраста, вулканиты минбулакской свиты и гранитоиды среднекарбонового возраста. Сами же дайки обрезаны некром дацитовых порфириев и четко перекрываются базальными слоями акчинской свиты. К этому же дайковому комплексу условно отнесены дайки диоритовых порфириев, порфировидных гранодиорит-порфириев, кварц-олигоклазовых порфириев, гранит-порфириев, гнейсогнейсовых лейкогранитов, гнейсогнейсовых керсантитов и других пород, тяготеющих к плагиогранитовому Бештор-Тундуцкому массиву.

К дайкам этого комплекса в отдельных местах региона наблюдается пространственное тяготение скарновые проявления.

Гипабиссально-субвулканические дайки "гушсайского типа" образуют вторую (среднепозднекарбоновую) возрастную группу с характерным порфировым и пор-

фировидным строением и своеобразным обликом от типичного гипабиссального до субвулканического. Они имеют весьма широкое и неравномерное распределение по площади региона и образуют самостоятельные пояса, пучки сгущения, а также совместно с дайками предыдущего и более позднего комплексов участвуют в строении протяженных региональных поясов.

По составу среди них выделяются кварцодержащие диорит-порфиры, монцонито-диориты, габбро-диабазы, лампрофиры, гранодиорит-порфиры, андезитовидные гранодиорит-порфиры, адамеллит-порфиры, кварцевые диорит-сиенитовые порфиры, гранит-порфиры, дацитовые гранит-порфиры и другие породы. Они пересекают породы древнего комплекса, карбонатные отложения D_3-C_1 , вулканиты минбулакской и акчинской свит, а также интрузивные породы среднего и верхнего карбона.

Верхняя возрастная граница их устанавливается по четкому перекрыванию даек базальными слоями пипаритовой формации раннепермского возраста в бассейне р. Чадак и обрезанию даек лейкогранитами Арашанского массива.

С дайками этого комплекса в регионе наблюдается тесная пространственная и временная связь скарново-полиметаллического оруденения, а также висмут-редкометальной минерализации. На эти соотношения обращали внимание многие исследователи: Х.М. Абдулаев, Т.М. Ворович, В.Г. Гарьковой, Ф.Ш. Раджабов и др.

С конечным этапом орогенного развития региона, охарактеризованного мощным проявлением контрастного вулканизма и интрузивной деятельности, тесно связан обширный по распространению и пестрый по составу комплекс даек "кызылнуринского типа". Мы выделяем эти дайки в качестве пермской возрастной группы. Они подразделяются на "древние" и "юные" дайки.

Первые из них представлены лабрадоритами, долеритами, диабазами, сиенито-диоритовыми порфирами, граносиенит-порфирами, сиенит-порфирами, гранит-порфирами с гигантокристаллами полевых шпатов, гранит-порфирами, сферолитовыми кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и многочисленными дайками сложного состава.

"Древние" гипабиссально-субвулканические дайки пересекают дайки средне-поздне-карбонового возраста, а сами обрезаются лейкогранитами Арашанского, Шайданского и других массивов и практически нигде в регионе не пересекают покровных эфузивов кызылнуринской свиты.

"Юные" субвулканические дайки проявились в основном только в пределах Кураминской структурно-формационной подзоны и представлены гранит-порфирами "музбельского типа", граносиенит-порфирами, фельзитами и фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, сиенит-порфирами, диоритовыми порфирами, дайками сложного состава и диабазами.

Пермские дайки пересекают эфузивы минбулакской, акчинской, оясайской, шурбайской и кызылнуринской свит и лейкограниты Арашанского и Шайданского массивов. Внутри Камчикской вулканоструктуры они образуют межпластовые пологие залежи мощностью до 170 м и протяженность до 2,5–3 км. К дайкам пермской возрастной группы в регионе пространственно тяготеют проявления медно-висмутовой, свинцовой, полиметаллической и флюоритовой минерализации.

Ассоциации даек, особенно среднекарбоновой и средне-позднекарбоновой возрастных групп, часто образуют протяженные пояса, которые маркируют разломно-трещинные зоны региона (рис. 19). Они сами могут служить важным индикатором орогенных структур различных этапов развития. Из приведенной схемы можно видеть, что пояса средне-верхнекарбоновой и пермской возрастных групп размещаются обычно раздельно. Дайки среднекарбоновой группы часто участвуют в сложении тех же поясов, что и дайки средне-верхнекарбоновой группы. При составлении схем нами выделялись лишь дайки регионального распространения и не показывались локальные пояса, обрамляющие кальдеры.

Чаще всего пояса даек различного типа, параллельные друг другу, реже молодые дайки слагают секущие пояса. Наличие дайковых поясов является свидетельством

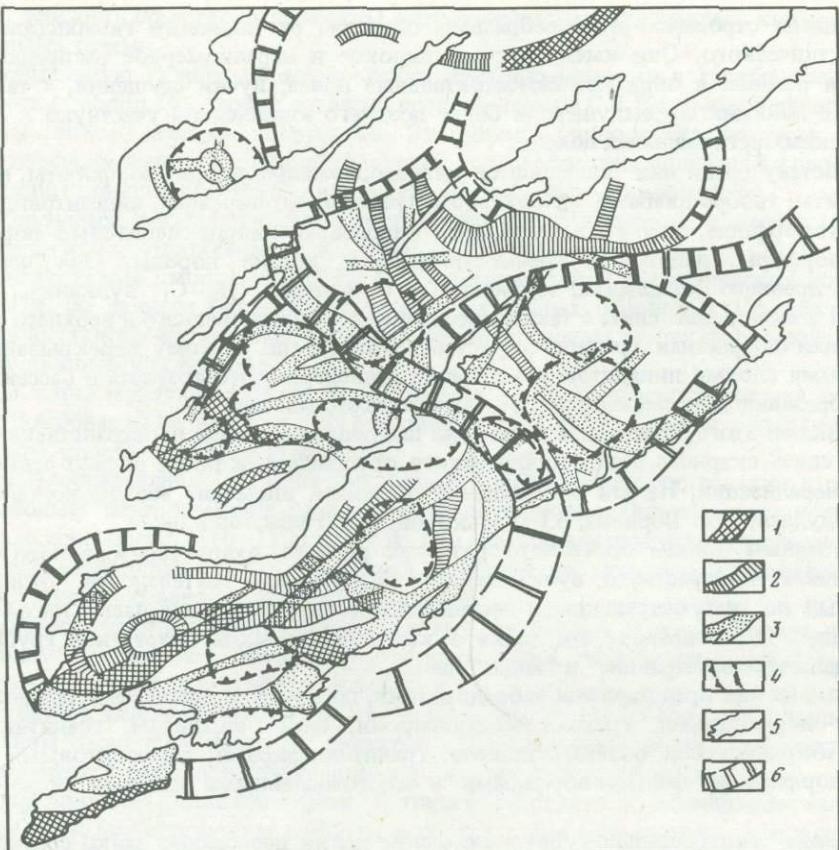


Рис. 19. Схема размещения дайковых поясов. Составили Ю.С. Глинский, Б.Т. Алишин

1-3 – комплексы даек различного возраста: 1 – среднекаменноугольного, 2 – средне-позднекаменноугольного, 3 – пермского; 4 – условные контуры вулканоструктур (а – кальдеры, б – интрузивно-купольные поднятия); 5 – контуры выходов палеозоя; 6 – пограничные зоны орогенных структур

раздвиговых явлений, которые позволяют дайкам занять пространство. По форме выделяются два типа поясов: дугообразные и линейные (см. рис. 19).

Характерно, что ориентировка и расположение дуг различны в области к юго-западу и к северо-востоку от Кумбельского разлома. В юго-западных отрогах Чаткальского хребта преобладают пояса даек "кызылнуринского типа", которые выпуклы на север. На левобережье р. Ангрен в пределах Кураминского хребта дугообразные пояса имеют выпуклость на юг. При этом дугообразные пояса даек средне-верхнекарбоновой возрастной группы располагаются ближе к долине р. Ангрен, тогда как пермские дайки группируются на склонах, обращенных в сторону Ферганской долины.

К северо-востоку от Кумбельского разлома дайковые пояса образуют дуги, выпуклые в юго-западном направлении.

Таким образом, дугообразные дайковые пояса достаточно отчетливо оконтуривают Кураминский свод и юго-восточную часть Чаткальского свода. В южном крыле Кураминского свода пояса даек оконтуривают также Карамазарский купол. Во внутренней части последнего намечается локальный кольцевой пояс среднекарбоновых и средне-позднекарбоновых даек. Другие пояса занимают радиальную позицию, имея широтное и северо-восточное простижение. Кроме региональных поясов даек, последние концентрируются также по периферии кальдер и вулканокупольных сооружений. Во внешних частях сводов располагаются пояса пермских даек, тогда как к внутренней части тя-

готеют пояса средне-верхнекарбоновых даек. В южном крыле Кураминского свода прослеживаются по меньшей мере два прямолинейных пояса пермских даек, которые следуют вдоль разломно-трещинных систем восток-северо-восточного направления. Эти пояса рассекают свод, и их продолжение прослеживается в Чаткальском своде.

Таким образом, общая насыщенность дайками в пределах Кураминского свода очень велика. Их немного только в приангренской части, которая является ядром свода. В противовес последней части свода, изобилующую дайковыми поясами, можно рассматривать в качестве зоны проницаемости, которая имеет форму овала, не замкнутого на западе, где периферия свода скрыта под рыхлыми отложениями. К зоне проницаемости приурочены кальдеры и локальные купольные поднятия, группирующиеся в кольцеобразную систему. Эти очаговые структуры, будучи дочерними образованиями по отношению к Кураминскому своду, слагают в его пределах сателлитную систему. Совокупность дайковых поясов и приуроченная к ним система очаговых структур отчетливо маркируют внутреннее строение Кураминского свода, отличающегося широкой зоной проницаемости. Ее внешнее ограничение выражено неотчетливо, так как зона поднятий свода скрыта под рыхлыми отложениями.

Иными особенностями характеризуется распределение дайковых поясов в пределах Чаткальского свода. Обилие дайковых поясов тут отмечается только в пределах юго-западного сегмента свода, где они образуют систему пологих дуг, вытянутых в соответствии с разграничающей своды зоной Кумбельского и Арашанского разломов. Здесь также наблюдается смена поясов средне-позднекарбоновых даек поясами пермских даек по мере продвижения к периферии свода. В пределах расположенного в ядре свода Центрально-Чаткальского поднятия количество даек резко убывает. Насыщая сегмент периферических поднятий, системы дайковых поясов прерываются в этом месте барьерными зонами нарушений, ориентированными в радиальных направлениях. На севере таким барьером служит зона дислокаций в подножье дочернего Пскемского поднятия.

Таким образом, зона проницаемости в пределах Чаткальского свода представляет собой сегмент зоны периферических поднятий. Ее можно также именовать переходной зоной, так как она обладает рядом общих черт строения, характерных как для Чаткальского, так и для Кураминского свода. Одна из них — очень высокая насыщенность дайками.

Все сказанное позволяет заключить, что дайковые пояса благодаря своей морфологии и зональному распределению являются важными индикаторами орогенных структур. При внедрении они обычно используют зоны концентрических дислокаций сводовых поднятий. Их внедрение завершает отдельные этапы орогенного развития сводовых поднятий и соответствует условиям растяжения, которые, вероятно, определяются оседанием сводов.

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА

При изучении позднепалеозойских орогенных структур Чаткало-Кураминского региона мы преследовали цель реконструировать структурный план наиболее продуктивной рудоносной эпохи. Очевидно, что и в распределении рудных концентраций наиболее существенную роль должны играть структуры орогенного периода.

Структурный план региона в позднем палеозое существенно отличается от средне-палеозойского, но в силу отсутствия либо малого распространения соответствующих отложений не может быть выявлен обычными методами. Об изменении структурного плана, в частности, свидетельствует значительная автономность проявлений магматизма, особенно интрузивного по отношению к намеченным структурно-формационным зонам и блокам.

Среди орогенных структур были выделены сводово-глыбовые, очаговые структуры и зоны линейных сквозных дислокаций, разломно-трещинные системы. Основными типоморфными структурами орогена являются сводово-глыбовые поднятия,

возникавшие и развивавшиеся после завершения морской трансгрессии в раннем карбоне до конца палеозоя. Они были также частично унаследованы альпийским горообразованием.

Выявление сводово-глыбовых структур было проведено в начале с помощью морфоструктурного метода, который позволил обнаружить современную орогенную структуру региона. На морфоструктурной схеме намечены Чаткальское и Кураминское сводовые поднятия, разделенные зоной Кумбельско-Арашанских разломов. Эти своды осложнены осевыми впадинами (см. рис. 15). В структуре современного орогена отчетливо выступают также системы дочерних концентрических структур, осложняющих своды, а также северо-западные системы разломов, расщепляющие своды на разно высотные ступени и секториальные блоки.

Проведенное затем палеотектоническое районирование позволило выяснить, в какой мере современные орогенные структуры отражают позднепалеозойский структурный план. Согласно этим материалам, окончательно Чаткальский и Кураминский своды оформились в средне-верхнекаменноугольный этап орогенного развития. Своды оказались разделены вулканогенным прогибом вдоль Кумбель-Арашанских разломов. В конце башкирского века произошла полная инверсия тектонического режима с преобладанием поднятий.

Палеотектонические реконструкции показали, что в пределах Кураминского свода разрезы свит минбулакской и уя сокращены, а на значительной части Чаткальского свода отсутствуют совсем. Установлено также, что на поднятиях формировались особые фации вулканитов. Так, вулканиты акчинской свиты на поднятиях представлены интимбритами дацитов нижнеакчинской подсвиты. Сводовые поднятия были также ареной интрузивной деятельности. Позднекарбоновые интрузии получили максимальное развитие в южной половине Кураминского свода. Особенности размещения поясов даек содержат информацию об орогенных структурах позднего палеозоя. Простижение дайковых поясов определяется концентрическими дислокациями сводов. Обращает внимание резкая смена в ориентировке поясов в пределах Кураминского и Чаткальского сводов, которая отчетливо свидетельствует в пользу автономии этих двух орогенных сооружений. Ряд элементов внутреннего строения сводов отчетливо выступает на геофизических материалах.

Таким образом, сопоставляя морфоструктурную схему, палеотектонические реконструкции, схему размещения дайковых поясов и геофизические данные, можно сделать заключение о принципиальном сходстве результатов районирования по различным исходным данным.

Для уточнения границ орогенных структур, помимо использования результатов районирования с помощью различных методов, мы опирались также на специальное дешифрирование космоснимков регионального и локального разрешения.

Крупные блоковые и сводовые структуры выделились первоначально по данным дешифрирования как области, специфичные по своим ландшафтным особенностям, отделенные друг от друга зонами разломно-складчатых дислокаций. Мощность зон с наиболее интенсивными деформациями составляет обычно 5–8 км. Эти зоны дислокаций определяют каркас орогенной структуры.

Геологическая интерпретация сводовых и глыбовых структур с помощью палеотектонических схем позволила выявить связь с ними размещения остаточных морских прогибов и новообразованных поднятий раннеорогенного этапа по выявлению вулкано-плутонических комплексов пород орогенного и позднеорогенного этапов.

На схеме орогенной тектоники особенно подчеркнуты зоны межблоковых дислокаций, которые фиксируются системами субпараллельных разломов и мелких линзовидных блоков (чешуи), ориентированных вдоль тектонических швов. Вдоль разломов отмечается интенсивная милонитизация и рассланцевание до образования в ряде случаев сланцеподобных бластомилонитов по гранитному субстрату. В пластичных породах по границам блоков отмечаются линейная складчатость, диапироподобные структуры, связанные с выжиманием вещества из межблоковой зоны, а также системы

разломно-флексурных и взбросо-надвиговых дислокаций. В породах малопластичных наблюдается возникновение валообразных поднятий и сопряженных с ними прогибов с различными мощностями верхнепалеозойских осадков.

Сопоставление схемы блоковой тектоники с размещением малых интрузий и даек повышенной основности—щелочности среднекарбонового возраста обнаруживает отчетливое их тяготение к межблоковым структурным швам. К некоторым швам приурочены вулкано-тектонические прогибы, выполненные уя-минбулакскими вулканитами (C_1).

Активные межблоковые дислокации отмечаются также вдоль структурной полосы северо-восточного простирания, включающей блоки Верхне-Чаткальский, Центрально-Чаткальский, Найзинский, Акбулакский, Западно-Чаткальский. Для полосы в целом предполагается активное превращение блоков в юго-западном направлении на фоне сжатия в северо-западном. Наиболее дислоцированы западные фронтальные части блоков и их боковые части, образующие в сумме ограничения структурной полосы.

Межблоковые швы в данном случае представляют собой зоны смятия с интенсивным проявлением разломных структур, складчатых деформаций, чешуевидных взбросо-надвигов, образующих в сумме антиклинальные сооружения Пскемского и восточной части Чаткальского хребтов. В западной части Чаткальского хребта шовные зоны перекрыты чехлом мезо-кайнозойских осадков, но в пределах блока фиксируются валообразные деформации доорогенного фундамента в виде дуг, обращенных выпуклой частью к западу. Внутри этих дуг размещаются вулканогенные прогибы. В междуречье Карабау—Кызылалма в пределах валов отмечаются мощные зоны бластомилонитов по гранитоидам ($P?$), сопровождаемые многочисленными дайками, преимущественно основного состава, также подвергшимися рассланцеванию.

Вне вышеописанной структурной полосы межблоковые зоны представлены преимущественно системами крутопадающих разломов, частично залеченных орогенным магматизмом и разделяющих области ее специфичным структурным планом и магманизмом.

Общая схема районирования Чаткало-Кураминского орогена позднего палеозоя приведена на рис. 20. На ней отчетливо выделяются две структурно различные области — Чаткальская и Кураминская с границей по системе Угам-Кумбель-Кенкольских разломов, которые к концу палеозоя оформились как сводово-глыбовые поднятия. Отмечается тенденция надвигания Чаткальского сводово-глыбового сооружения на Кураминское, а также обеих поднятий на прилегающие впадины.

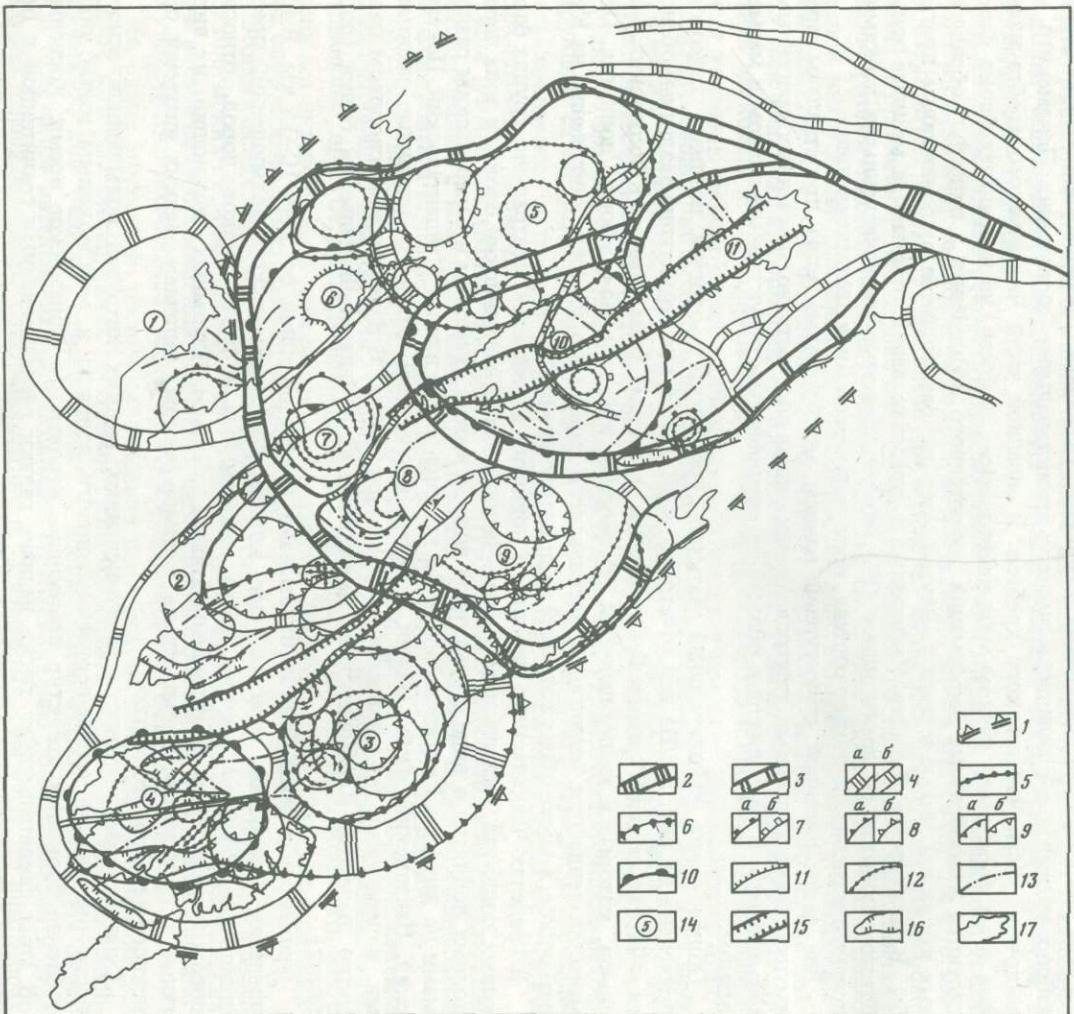
В пределах Чаткальского сводового поднятия выделяется Центральная группа блоковых поднятий, включающая Верхне-Чаткальский, Сандалашский блоки, и зона переходных поднятий в виде структурной полосы между Угамским и Кумбельским разломами на западе и Коксарекским — на востоке. В нее входят Майдантальский, Пскемский, Найзинский, Акбулакский и Верхне-Ангренский блоки, ограниченные разломами, поперечными по отношению к переходной зоне. В Кураминском сводовом поднятии выделены Карамазарский, Лашкерекский и Западно-Чаткальский блоки (поднятие).

Фронтальные зоны блоков охватывают полосу шириной от 5 до 10–15 км. В их пределах отмечается максимальное количество геологических возмущений, представленных обилием мелких, часто линзовидных в плане блоков пород, относящихся к различным структурным этажам, обилием разломных дислокаций, их виргаций и затуханием, повышенным метаморфизмом, наличием мелких интрузий основного и щелочного состава.

Судя по приуроченности многочисленных мелких интрузий повышенной основности—щелочности средне-верхнекарбонового возраста к межблоковым зонам, обособление блоковых структур произошло, вероятно, в башкирское время. Косвенно об этом свидетельствует также наличие гальки рассланцованных гранитоидов в основании акчинской свиты бассейна р. Карабау.

К северу и югу от описанной полосы интенсивности проявления дислокационных

Рис. 20. Схема орогенных структур Чаткало-Кураминского региона



1 - сводовые структуры по морфоструктурным данным; 2 - границы Чаткальской орогенной области; 3 - границы Центрально-Чаткальских подрайонов; 4 - границы блоков (*a* - главных, *b* - второстепенных); 5 - очаговые (вулкано-плутонические) структуры; 6 - зоны влияния очаговых структур; 7 - интрузивно-купольные структуры (*a* - карбонового возраста, *b* - пермского возраста); 8 - вулканокупольные структуры (*a* - карбонового возраста, *b* - пермского возраста); 9 - кольцевые вулкано-тектонические депрессии (*a* - карбонового возраста, *b* - пермского возраста); 10 - сложно-построенные купола; 11 - купола неясного генезиса; 12 - элементы внутреннего строения магматогенных и купольных структур; 13 - разломы; 14 - локальные поднятия в пределах Кураминского свода: 1 - Каржантауское, 2 - Западно-Чаткальское, 3 - Лашкерекское, 4 - Карамазарское; в пределах Чаткальского свода: 5 - Майдантальское, 6 - Пскемское, 7 - Найзинское, 8 - Акбулакское, 9 - Верхне-Ангренское, 10 - Сандалашкое, 11 - Верхне-Чаткальское; 15 - осевые грабены сводов; 16 - вулканические грабены; 17 - палеозойские породы

зон на границах блоков значительно слабее. Блоки со всех сторон оконтуриваются разломными системами и лишь в отдельных случаях, как, например, между Карагазарским и Лашкерекским поднятиями, граница имеет довольно сложную конфигурацию. Важной особенностью Чаткало-Кураминского орогена, которая отчетливо проявилась в альпийскую эпоху, является активация надвиговых дислокаций по периферии горного сооружения и в межгорных депрессиях. В зоне переходных поднятий к этому времени относятся межблоковые надвиги и подвиги – Актауский, Найзинский, Пскемский. Крупные дислокации имеют место в долинах рек Ангрен, Чаткал, Нурак-ата, Чирчик. Наличие подобных дислокаций в верхнем палеозое устанавливается с трудом.

Самостоятельным фактором формирования орогенной структуры региона является многофазный верхнепалеозойский магматизм. Его динамическое воздействие на "раму" приводило к образованию очаговых структур. В размещении областей максимальной интенсивности магматизма отчетливо намечаются две тенденции: приуроченность, с одной стороны, к пограничной зоне Чаткальского и Кураминского сводовых поднятий, с другой – к южной пограничной зоне орогена, протягивающейся вдоль Кураминского хребта.

Рассмотрим особенности геологического строения сводово-глыбовых структур региона. Чаткальские сводово-глыбовое поднятие имеет зональное строение и включает в себя два структурных элемента – Центрально-Чаткальское поднятие и зону периферических поднятий. В ядре свода расположено Центрально-Чаткальское поднятие, окруженнное цепью локальных сводов и блоков: Майдантальским, Пскемским и Верхне-Ангренским поднятиями, Акбулакским блоком.

Внутренняя часть Центрально-Чаткальского поднятия имеет инверсионный характер и брахисинклинальную структуру, наиболее отчетливо выраженную в восточной части и осложненную мелкой складчатостью – в западной. Вдоль центральной оси поднятия прослеживаются карбонатные отложения визе–намюра.

В альпийское время здесь отчетливо обозначалась зона грабенообразного опускания. Системой дуговых разломно-флексурных деформаций поднятие разделено на два блока – Верхне-Чаткальский и Сандалашский. Верхне-Чаткальский представляет собой брахисинклинальную структуру асимметричного типа. Южное крыло ее пологое, осложненное надвигами, северное – кроткое. Восточный фланг обрезан Таласским разломом. В северном крыле имеются мелкие интрузивные тела среднекарбоновых диоритов.

Сандалашский блок характеризуется, видимо, более высоким уровнем стояния докембрийского фундамента. В него входят Карагерекский и большая часть Кассанско-Балыкского блоков и антиклиналь Пскемского хребта. В его южной и северной частях имеются многочисленные выходы метаморфических пород и гранитоидов докембра.

Многочисленные разломы северо-восточного, северо-западного и меридионального направлений придают блоку мозаичное строение. С севера, запада и востока блок ограничен широкой зоной разломно-флексурных деформаций, сопровождающихся локальными надвиговыми структурами. Менее отчетливая дуговая зона этого типа дешифрируется в районе юго-западной оконечности Сандалашского хребта, где к ней приурочены небольшие выходы вулканитов минбулакской свиты и среднекарбоновых сиенито-диоритов.

В целом интрузивный магматизм в Сандалашском поднятии проявился сравнительно слабо, но по сравнению с Верхне-Чаткальским поднятием он был более активен. Здесь проявлены мелкие тела гранодиоритов, сиенито-диоритов и гранитов C_{2-3} , тяготеющих к периферическим частям блока. В центре блока размещается массив редкометальных гранитов пермского возраста.

Итак, Центрально-Чаткальское поднятие можно считать крупной глыбой с наиболее консолидированным допалеозойским фундаментом. Эта глыба испытала режим поднятия в начале верхнего палеозоя.

Зона переходных поднятий концентрически огибает Центрально-Чаткальское поднятие

тие с запада и севера. Она возникла в намюре как фронтальная зона дислокаций перед жесткой глыбой Центрально-Чаткальского поднятия и характеризуется интенсивным проявлением раннеорогенного вулканогенного (свиты уя и минбулак) и интрузивного батолитового магматизма, после которого в качестве периферической зоны вошла в состав Чаткальского сводово-глыбового поднятия.

В зону переходных поднятий входят Верхне-Ангренский, Акбулакский, Найзинский, Пскемский, Майдантальский блоки. Верхне-Ангренский блок сложен почти исключительно вулканогенными породами минбулакской свиты и гранитоидами C_{2-3} . Наибольшие мощности вулканитов сохранились вдоль северо-восточной и юго-восточной его частей. Гранитоиды среднего—верхнего карбона образуют преимущественно линейные интрузивные тела, сконцентрированные вдоль юго-западной и юго-восточной частей блока. Северное окончание блока уходит под Актауский надвиг. В северо-восточной части площади сохранились фрагменты Кугалинской кольцевой вулкано-структурь (C_2), унаследованной в перми. В южной его части по данным интерпретации результатов дешифрирования выделяются реликты довольно крупной (около 20 км в диаметре) вулканокупольной структуры пермского возраста, осложненной более мелкими и эродированной до уровня фундамента. По особенностям развития в перми Верхне-Ангренский блок обнаруживает черты, присущие как Чаткальскому (наличие интрузий лейкогранитовой формации), так и Кураминскому (наличие вулканитов трахиандезитовой и трахилипаритовой формаций) своду. Акбулакский блок слагается интрузиями адамеллитов, диоритов и сиенито-диоритов C_{2-3} и арашанскими гранитами пермского возраста, ориентированными в северо-восточном, редко в субширотном северо-западном направлении.

По западной оконечности блока проходит вулканогенный прогиб нижнебашкирского времени (Тереклинский грабен по В.А. Арапову). Здесь же дешифрируется система сопряженных с блоком дуговых зон разломно-флексурных дислокаций. В одной из них, в верховьях Кошманская, Р.Г. Юсуповым выявлена трубка взрыва, выполненная базальтами. С юга и севера блок ограничен альпийскими надвигами, падающими навстречу друг другу.

Очаговые структуры, связанные с внедрением интрузивных тел, располагаются по периферии и во внутренних частях более крупных орогенных структур. В западной части Акбулакского массива адамеллитов отмечена кольцевая морфоструктура, подчеркнутая размещением мелких тел гранитов поздней фазы, а в юго-западной части блока внутри дуговой зоны разломно-флексурных дислокаций размещаются интрузии диоритов — сиенито-диоритов.

В Найзинском блоке расположено крупное интрузивное тело гранодиоритов среднего карбона, прорывающее карбонатную толщу нижнего карбона. Последняя обнаруживается в западной части блока и примыкает к Тереклинскому грабену.

Пскемский зональный свод возник на месте остаточного морского бассейна с осадками $C_1 t-C_1 v_1$. Северная его часть представляет собой полукупол, осложненный синклиналями, южная — имеет антиклинальное строение, причем северное крыло антиклинали подвинуто под полукупол по Пскемскому разлому. Несмотря на общий положительный характер структуры, сводом она может быть названа лишь условно, так как не соответствует элементам залегания толщ. Магматические проявления слабые и тяготеют к периферии структуры.

Майдантальский локальный свод включает территорию Талассо-Угамского прогиба к востоку от Сусингенского массива и граничит с Центрально-Чаткальским поднятием по зоне блоковых поднятий докарбонового фундамента в приводораздельной части Пскемского хребта. На севере горстовыми поднятиями среднедевонских отложений он отделяется от Большекаратауской подзоны. Центральная часть свода сложена карбонатными осадками нижнего карбона, вмещающими крупный Майдантальский массив гранитов пермского возраста и ряд мелких тел сиенито-диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов среднего—верхнего карбона.

В отличие от соседних Большекаратауской подзоны и Пскемского свода, где в на-

мюре существовал остаточный морской прогиб, Майдантальский свод в это время уже находился в режиме поднятия.

По результатам дешифрирования космоснимков и их геологической интерпретации в пределах свода существует крупная, слабо эродированная очаговая структура, образованная средне-верхнекарбоновыми гранитоидами и унаследованная пермскими гранитами.

Кураминская сводово-глыбовая структура сформировалась в течение верхнего палеозоя на восточном фланге Сырдаринского срединного массива. Ее основой явились крупная глыба овальной формы с относительно высокой степенью консолидации докембрийского фундамента и отложений кaledонского структурного этажа. В современном срезе обнажена ее восточная часть, охватывающая юго-западную часть Чаткальского хребта от Сукока до низовьев р. Дукент и далее приводораздельную часть и северные склоны Кураминского хребта к западу от р. Гуштай.

По своему развитию в верхнем палеозое Кураминская структурная область резко отличается от Чаткальской частой сменой режимов поднятия и прогибания. Даже в периоды поднятий она оставалась областью аккумуляции вулканитов, где сохранились толщи всего верхнего палеозоя.

Кураминская сводово-глыбовая структура имеет наклон к северо-востоку до Кумбельского разлома, где на нее надвинуты блоки зоны переходных поднятий. Зоной грабенообразных опусканий вдоль долины р. Ангрен структура разделена на две половины.

Область наибольшего прогибания и интенсивного вулканизма приурочена к восточной пограничной части Кураминского свода, причем нарастание мощностей происходит по мере приближения к Чаткальскому. Расположенный здесь вулканогенный прогиб северо-западного простирания разделяет два сводовых поднятия — Кураминское и Чаткальское.

В развитии Кураминского свода намечается несколько этапов. Начало инверсии в конце визейского века характеризуется формированием дуговых зон разломно-флексурных дислокаций. Эти дислокации охватили главным образом юго-западное окончание Чаткальского хребта и, вероятно, западную часть Кураминского.

В этой части свода внедрились интрузии габбро-диорит-гранодиоритового и сиенито-диоритового состава, развитые в пределах Чаткальского хребта и в районе Алмалыка. В тыльных частях той зоны несколько позднее (намюр—нижний башкир) заложились вулканогенные прогибы, выполненные вулканитами уинской и минбулакской свит. В восточной части Кураминской орогенной структуры они образуют крупную краевую зону прогибания, в западной — в пределах поднятия — систему грабенов с характерным асимметричным строением. В них, так же как и в краевом прогибе, вулканогенные толщи наклонены к северу или северо-востоку, где ограничены блоками фундамента, надвинутыми на область прогибания. К северо-востоку от выступов фундамента снова начинается постепенное погружение ложа депрессии и увеличение мощности осадков. Эта особенность проявляется в большинстве депрессионных структур, но особенно отчетливо в юго-западных отрогах Чаткальского хребта, а также в Алмалыкском и Алтын-топканском грабенах. В плане при этом наблюдается многократное повторение фрагментов верхнепалеозойского разреза.

К югу от Окурдаванского разлома и далее на восток вдоль поднятий южного склона Кураминского хребта ситуация меняется на противоположную — увеличение мощностей вулканогенных толщ происходит в южном направлении, т.е. около границы с основанием Ферганской депрессии знак движения меняется на обратный.

Кармазарский купол осложнен радиальными дислокациями, отчетливыми в северной его части и слабыми в южной. Осевой его структурой является Алтынтопканский грабен. Здесь выделяются также субширотные структурные полосы, представляющие собой повторяющиеся фрагменты палеозойского разреза, причем каждый из фрагментов имеет моноклинальное северное падение в пределах купола и южное — к югу от него.

В восточной части Кураминской сводово-глыбовой структуры, кроме обычных для свиты андезитов, в верхней части разреза появляется мощная толща липаритового состава.

В распределении мощностей осадков в прогибах и грабенах сохранились элементы асимметричности, как и для минбулакской свиты. После завершения этой фазы вулканизма произошло внедрение крупных интрузий адамеллитов и гранитов верхнего карбона, разместившихся в тех же ареалах, что и башкирские гранодиориты, и завершивших практически консолидацию орогенной области.

Вдоль ранее заложенных разломов преимущественно в ареалах развития гранитоидных массивов средне-верхнекарбонового возраста сформировались дайковые серии и малые интрузии гранодиорит-порфиров верхнекарбонового возраста. Вокруг ядра структуры образовалась дугообразная система средне-верхнекарбоновых вулкано-плутонических комплексов (очаговых структур).

В пермский цикл орогенеза унаследованно, в ранее заложенных вулканогенных прогибах возникли очаги липаритового и контрастного трахиандезит-трахиолипаритового вулканизма. Первые образуют дугу в восточной части Кураминского свода, вторые — линейный пояс по границе Чаткальского и Кураминского сводов.

Вулканоструктуры этого возраста В.А. Арапов [3] характеризует как кальдеры различных типов. Они во многом унаследуют структурные элементы кольцевых депрессий акчинского вулканизма, но имеют значительно меньшие размеры.

По данным интерпретации результатов дешифрирования, с пермским вулканизмом связаны не только кальдерные структуры, но и вулканокупольные. Так, в южной и восточной частях Лашкерекского блока им, по-видимому, соответствуют две кольцевые морфоструктуры диаметром 15–18 км, совпадающие с концентрически расположеными в породах фундамента мелкими субвулканическими телами кварцевых порфиров. В центре южной расположена Бобайобский массив сиенито-диоритов (P_2). Эта структура эксцентрично наложена на кальдерную и фиксирует смену режимов проседания куполообразованием.

К заключительному этапу орогенеза относится формирование многочисленных дайковых образований кислого и основного состава, часто группирующихся в протяженные дайковые пояса, и малых интрузий габбро-сиенитового состава. Региональные дайковые пояса конформны с зонами дислокаций Чаткальского и Кураминского сводов.

Кратко охарактеризованные выше региональные орогенные структуры реконструированы несколькими независимыми путями. Пограничные зоны дислокаций, позволившие наметить плановый рисунок орогенных структур, были получены на основе дешифрирования и тщательного геологического анализа дислокационных поясов, разделяющих сводовые поднятия и составляющие их блоки.

Проведенный палеотектонический анализ, который опирался на доизучение стратиграфии позднепалеозойских вулканитов, позволил выяснить историю вертикальных движений и установить время зарождения и характер эволюции сводовых поднятий. Необходимо подчеркнуть, что широко распространенная в Кураминском своде позднепалеозойская вулканогенно-осадочная толща формировалась при континентальном режиме в условиях преобладания восходящих движений.

Сопоставления показали, что структурный каркас, полученный в результате анализа дистанционных материалов, хорошо коррелирует с результатами палеотектонических реконструкций. Прежде всего это относится к главным орогенным структурам региона — Чаткальскому и Кураминскому сводовым поднятиям.

Морфоструктурное районирование, проведенное на основании реконструкции тектонических форм современного рельефа, позволило выявить ряд идентичных орогенных структур, имеющих унаследованный характер. Еще одно самостоятельное подтверждение охарактеризованного орогенного структурного плана получено путем интерпретации геофизических материалов.

Таким образом, предлагаемое структурное районирование Чаткало-Кураминского орогена опирается на данные, полученные независимо различными методами.

Линейные зоны нарушений и их выражение в современном рельефе

В современном рельефе Кураминского свода проявлено множество линейных тектонических элементов, отвечающих зонам разрывных нарушений (см. рис. 16). Основные зоны, которые отражены на схеме, соответствуют границам, разделяющим блоки с различным гипсометрическим уровнем, линиям перегибов склонов, спрятанным долинам, тектоническим уступам и обрывам, линейным границам, разделяющим площади с разными типами рельефа, поясовым группировкам аномальных элементов рельефа (купола, впадины и волны) и др. Тектоническое происхождение упомянутых линейных элементов обосновывается в работах Ю.Г. Симонова, Г.Ф. Уфимцева, Л.В. Зорина, Н.Т. Кочневой и др.

На составленной морфоструктурной схеме линейные элементы очень разнообразны по своим масштабам и значениям. Некоторые из них являются границами крупных сводовых поднятий, другие – представляют собой фрагменты их внутреннего строения. Поясовые группировки мелких линейных элементов образуют протяженные линейные зоны, которые можно разделить на согласные и секущие. Согласные линейные зоны очень отчетливо прослеживаются в рельефе. Они совпадают с основными орографическими линиями региона. Секущие зоны всегда ориентированы под углом к простиранию основных хребтов и впадин. Согласные и секущие линейные зоны, выраженные в рельефе, часто отражают более древние тектонические нарушения.

Доминирующим простиранием линейных зон в изучаемом регионе является северо-восточное и северо-западное. Среди последних наиболее крупной является зона разломов, обозначенная на морфоструктурной схеме цифрами 1–1. Как уже отмечалось, эта зона разграничивает Кураминской и Чаткальский своды. Зона тектонических нарушений, которая слагается серией разломов – Кумбельским, Кенкольским, Джулайским, Арашанским, имеет ширину 30–32 км. В современном рельефе она подчеркивается крупной тектонической ступенью с перепадом высот в 600 м. На морфоструктурной схеме наглядно выступает сложность строения этой зоны. Каждый из вышеупомянутых разломов слагается прерывистыми линиями. Зона в целом отличается мелкоблоковым строением. Блоки большей частью узкие, вытянутые в северо-западном направлении, различаются по высоте и облику поверхности рельефа. Для зоны характерен сложный структурный рисунок. Здесь много кольцевых сооружений, которые очень четко выявляются по топо- и фотоматериалам. Некоторые кольцевые структуры сильно нарушены, их отдельные части смешены, причем перемещение внутри кольцевых структур происходит в основном по линиям разломов северо-западного простирания.

Наиболее сложное строение имеют кольцевые структуры, расположенные на пересечении зоны 1–1 с меридиональными и широтными тектоническими нарушениями. Среди других крупных линейных зон этого простирания следует выделить следующее: зона 2–2 – соответствует известной Алмалыкской зоне разломов и отражается в рельефе серией сближенных параллельных водотоков; 3–3 делит Кураминский свод на две равновысотные части; многие зоны этого простирания в современном рельефе сопровождаются значительными гипсометрическими ступенями.

К числу крупных линейных тектонических элементов северо-восточного простирания принадлежат разломы, согласные с простиранием основных хребтов и долин. Это разломы, приуроченные к долинам рек Чирчик, Ангрен, к северному борту Ферганской долины и пр. Они хорошо выступают в форме спрятанных участков долин, перегибов склонов, гипсометрических ступеней и др.

В отличие от диагональных ортогональная система разломов проявлена в рельефе менее отчетливо. Широтные и меридиональные нарушения в большинстве своем несогласны с общим структурным планом территории. Эти зоны дислокаций как бы искажают или "возмущают" типичные формы рельефа и сами сопровождаются аномальными формами. Так, часто линейные хребты или долины, которые пересекаются подобными зонами, как бы деформируются, становятся шире или, напротив, уже. Иногда нарушениям

ортогональной системы сопутствуют сближенные параллельные валы или мелкие спрямленные долины. На среднемасштабных снимках некоторые зоны проявляются системами "штриховых" элементов и вариациями фототона.

На морфоструктурной схеме (см. рис. 16) выделены широтные и меридиональные зоны, часть из которых отличается большой протяженностью. Меридиональные зоны представлены в рельфе очень разнообразно. Некоторые из них являются сквозными наложенными поднятиями, другие — сложно нарушенными зонами. Широтные зоны выражены более однообразно. Все они отличаются тенденцией к опусканию. Ранее по топокартам и космическим снимкам несколько подробнее была изучена Янгиабад-Гушайская (4-4) меридиональная зона. Она выходит далеко за рамки не только Кураминского, но и Чаткальского свода. На мелкомасштабных топокартах эта зона выступает в виде крупного вала, который пересекает отроги Западного Тянь-Шаня. На космических снимках внутри упомянутого вала удается рассмотреть дополнительные детали. В центральной части вала выделяется продольное понижение, которое сохраняется на всем протяжении структуры. При еще большем увеличении удается выявить резко дифференцированные участки внутри зоны. Кроме того, вдоль пониженных участков зоны видны узкие гряды, а фон становится светлее. Зона в целом слагается многочисленными линейными элементами, имеет сложную сетчатую поверхность и т.д.

Сквозные "антитяньшаньские" структуры уже намечались на исследуемой территории. Ранее Б.А. Петрушевским была выделена Индо-Памирская меридиональная зона поперечного поднятия. Эта широкая глобальная зона повышенной подвижности и глубокого заложения намечается от Меридионального вала на дне Индийского океана (о-ва Чагос и др.) через западную (приподнятую) часть плато Декан, "синтаксис" Гималаев, Памир и далее в направлении Четкало-Кураминского региона.

Непосредственно для Кураминского региона сквозные структуры намечались по геофизическим данным Н.Б. Вольфсоном и А.Г. Хваловским [12]. В их материалах наиболее отчетливо выступают глубинные нарушения северо-восточного и северо-западного направлений, а затем меридионального, которые обозначались исключительно по геофизическим данным. Последние выступают в форме гравитационных ступеней и локальных минимумов магнитного поля. Фрагменты сквозных структур были выявлены А.Т. Юдиным на основе морфометрических построений, Б.Т. Алишинным при металлогенических исследованиях, А.В. Перетрутовым при дешифрировании фотоматериалов.

В настоящем разделе характеризуются структуры, выделенные по результатам анализа топографических планшетов.

Сквозным линейным зонам нарушений в современном рельфе сопутствуют следующие признаки: а) пояса скопления аномальных форм рельефа; б) концентрация мелких тектонических элементов рельефа, а также спрямленных водотоков, валов, перегибов, уступов, обрывов и т.д.; в) сложнодифференцированное строение рельефа; г) развитие цепочек мелких кольцевых структур.

На космических снимках удается выявить большое число линейных тектонических элементов в рельфе. Здесь дополнительно выступают линейные элементы, подчеркивающиеся фототоном, сменой ландшафтных зон, границы элементов поверхности с разным характером ее расщепленности и др. Очень часто поперечные зоны разломов проявлены более светлыми фототонами. Далее для надежного выделения линеаментов необходимо их геологическое, геохимическое, геофизическое подтверждение.

Наиболее общей индикаторной особенностью этих структур является то, что они определяют возникновение различных геологических, геохимических и других аномалий. Эти аномалии могут проявляться в форме локальных фациальных коридоров, в складчатых толщах они выступают в форме системы флексур или поперечных перегибов складок и т.д. Системы крупных разломов при их пересечении зонами скрытых нарушений испытывают ветвление, сопровождаются системой оперяющих нарушений или искривляются сами. В ряде случаев, помимо мелкой трещиноватости, в зонах скрытых нарушений концентрируются и сравнительно небольшие разломы.

Очень характерной индикаторной особенностью скрытых линеаментов является кон-

центрация в их пределах поясовых скоплений мелких интрузивов, даек, жерловых аппаратов. В противовес этому в пределах крупных "батолитоподобных" гранитоидных массивов зоны скрытых разломов трассируются в форме поясов ксенолитов. Причиной того, что зоны разломов фундамента сопровождаются системой разнородных признаков, является их многократная активизация в различные стадии развития региона.

Выявление скрытых линеаментов имеет огромное значение при металлогеническом анализе, и поэтому мы обращаем на них выделение особое внимание.

Ортогональные линеаменты по комплексу признаков

Анализ геологических, геофизических материалов, морфоструктурных данных и материалов дешифрирования НФС позволил наметить в Чаткало-Кураминском регионе ряд завуалированных сквозных региональных зон нарушений (линеаментов) различных порядков меридионального и широтного направлений (рис. 21).

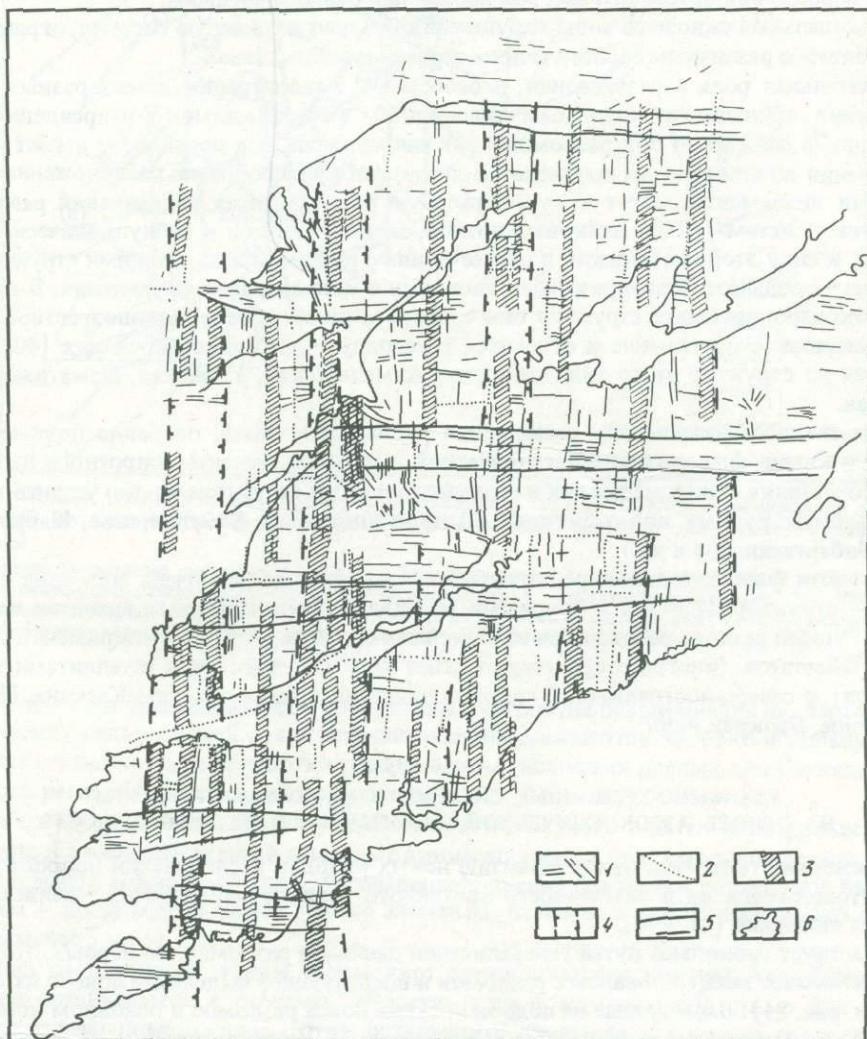


Рис. 21. Ортогональная система линеаментов

1 – трещиноватость; 2 – зоны, выделенные по данным дешифрирования высотных снимков; 3 – зоны повышенной трещиноватости, выделенные по морфоструктурным данным; 4 – контуры сквозных зон; 5 – широтные зоны повышенной трещиноватости; 6 – палеозойские породы

Отдельные их фрагменты могут выступать по форме различных прямых и косвенных признаков.

В числе этих признаков:

1) геологические (прямолинейные контакты интрузивных тел, откартированные разломы, флексураобразные изгибы складчатых толщ, интрузивные тела, пояса даек, ориентированные в направлении зон, линии барьеров для дайковых поясов и др.);

2) геофизические (по материалам магнитоматриц) – зона градиентов и аномалии магнитного поля, вытянутые по направлению зон;

3) данные дешифрирования и морфоструктурного анализа (протяженные линеаменты).

Выделенные по совокупности этих признаков зоны играют существенную роль в размещении эндогенной минерализации в регионе. Максимальная плотность рудоносных площадей наблюдается в участках пересечения зон различных направлений.

Немаловажную роль в локализации промышленного оруденения, особенно молодого, играют пересечения ортогональных зон нарушений с диагональными.

Ортогональные сквозные зоны нарушений образуют каркасную систему, ограничивающую блоки с различным геологическим строением.

Значительная роль в размещении, и особенно в концентрации, самых разных типов оруденения принадлежит сквозным линеаментам меридионального направления. Эти структуры в отличие от зон разломов иных направлений, как правило, не имеют четких ограничений по мощности и выражаются системами кулисообразно расположенных трещин. Эти линеаменты могут играть барьерную роль для всех направлений разломно-трещинных систем (РТС), дайковых поясов, мелких штоков и субвуликанических тел. Видимо, в силу этой особенности в пересечениях с рудоконтролирующими структурами они могут создавать благоприятные условия для концентрации оруденения. В отличие от рудоконтролирующих структур они сосредоточивают в себе разновозрастное и разноинформационное оруденение и относятся к разряду рудоконцентрирующих [40]. Важнейшими из структур этого типа являются Алмалыкская, Угамская, Шаматджон-Музбельская.

Существенное значение для размещения рудных формаций, особенно полиметаллической и кварц-флюорит-полиметаллической, имеют линеаменты широтного направления в сочетаниях с диагональными и меридиональными структурами, что устанавливается на многих рудных полях региона (Алтынтопканское, Алмалыкское, Шабрезское, Агата-Чибаргатинское и др.).

Для части флюоритовых и редкометальных проявлений отмечена еще одна особенность – структурная связь с крупными массивами лейкократовых гранитов верхней перми. Рудный процесс реализуется на небольшом удалении от них в сопряжении широтных линеаментов (иногда сопровождающихся кислыми дайками и сателлитами тех же гранитов) с северо-восточными. В такой позиции находятся объекты Каскана, Шабрез, Юбилейное, Баркрак и др.

РАЗЛОМНО-ТРЕЩИННЫЕ СИСТЕМЫ И БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ НА ОСНОВЕ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

В последние годы благодаря развитию новых методов исследований вопросу изучения тектоники региона, в особенности орогенного периода его развития, уделяется все большее внимание [11, 24].

Существует несколько путей генерализации данных о разломах. Во-первых, это вынесение основных закартированных разломов и последующее выделение поясов их сгущений (см. рис. 21). Выделенные на подобной схеме пояса разломов в основном конформны намечаемым крупным орогенным структурам – Чаткальскому и Курамийскому сводам. Помимо этого, обозначаются также сгущения разломов меридионального и широтного направлений.

Другой использованный метод изучения линейных дислокаций базируется на визуаль-

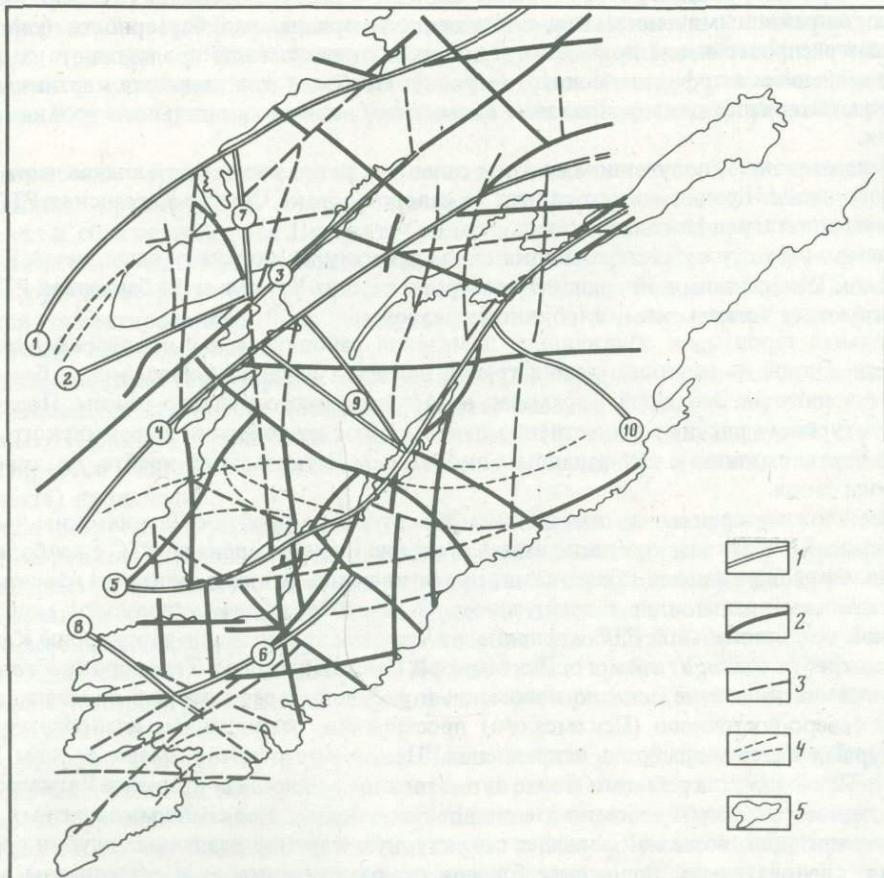


Рис. 22. Схема генерализованных разломно-трещинных систем Чаткало-Кураминского региона. Составлена по материалам дешифрирования космических снимков локального уровня генерализации

Разломно-трещинные системы: 1 – Северо-Тяньшаньская; 2 – Каржантауская; 3 – Пскемская; 4 – Нураката-Сандалацкая; 5 – Ангрен-Чаткальская; 6 – Железного разлома; 7 – Угамская; 8 – Западно-Алмалыкская; 9 – Акбулакская; 10 – Сумсар-Кассанская. 1–4 – разломно-трещинные системы разных уровней генерализации; 5 – палеозойские породы

ном анализе карт трещиноватости, составленных путем дешифрирования на аэрофото- и космических снимках всей совокупности линейных элементов. Широко используемая в практике статистическая обработка тождественных исходных данных для Чаткало-Кураминского региона оказалась малоэффективной.

В работе использованы космические снимки локального и детального уровней генерализаций и в меньшей степени высотные аэрофотоснимки (по последним детализировались отдельные неясные участки). Стиль дешифрирования различных материалов был одинаковым – поднимались все линейные элементы, размеры которых на снимках составляли не менее 5 км.

Анализ составленных таким путем карт трещиноватости показал, что сближенные трещины организуются в системы, зачастую сопровождающие известные для района разломы и названные в связи с этим разломно-трещинными (их можно рассматривать как элементы разломно-трещинной сетки И.Г. Гольбрайха и др.) (рис. 22).

В целом РТС имеют самые различные простирации и образуют сложную сеть переплетаний. Однако структурный рисунок, образованный пересечением разноориентированных разломов, различен, и по этому признаку выделяются своеобразные области,

соответствующие, видимо, структурным блокам. Границы последних подчеркиваются хорошо выраженным системами, обладающими признаками барьерности (они ограничивают распространение других, внутриблочных систем или преломляют их, нередко с изменением морфологического рисунка). Наиболее отчетливо эта картина наблюдается на материалах дешифрирования космических снимков детального уровня генерализации.

В поле разломов, полученном по этим снимкам, резко выделяется южная часть Кураминского свода. Границами его служат на северо-востоке Сумсар-Кассанская РТС, а на северо-западе Ангрен-Моголтауская.

К северо-востоку от южного блока свода по тому же признаку выделяется Кассанский блок, северо-западной границей которого служит Чаткальская барьерная РТС, соответствующая Чаткальскому глубинному разлому.

Остальная территория обнаженного домезозоя районируется с некоторой долей условности. Одной из наиболее четких границ является Западно-Алмалыкская барьерная РТС, отчленяющая Западный Карамазар от Алмалыкского рудного района. Последний по структурному рисунку существенно отличается от южной части Кураминского свода и несет черты сходства с юго-западным окончанием Чаткальского хребта, т.е. северной половины свода.

Более сложная граница на стыке Пскем-Коксуйского хребта с Чаткальским (между Кураминской и Чаткальской подзонами). Условно она проведена по РТС с наиболее выразительными барьерными признаками, протягивающейся вдоль контакта известняков с Чаткальским гранитоидным интрузивом. С такой же долей условности можно по Угамской меридиональной РТС отчленить от Чаткальской площади территорию Каржантауского хребта. Район Угамского, Пскемского, Сандалашского и Терского хребтов имеет в линеаментном поле сильно изломанный рисунок, через который просвечиваются полосы северо-восточного (Пскемского) простирания, осложненные слабобарьерными структурами северо-западного направления. Некоторые отличия имеют районы Угамского и Пскемского хребтов и более существенное — площадь развития Чаткальского гранитоидного plutона. Разломно-трещинное поле, полученное со снимков разных уровней генерализации, возможно, создает структурную картину различных глубин проникновения, следовательно, положение блоков по разномасштабным материалам может быть существенно иным.

Высказанное предположение объясняет отличительные черты разломного рисунка, полученного при дешифрировании космических снимков локального уровня генерализации. На этом материале более или менее отчетливо выделяется в качестве структурного блока лишь Угам-Сандалашская территория, ограниченная с юго-востока Чаткальской РТС, а с юга-запада — системой северо-западных РТС, протягивающихся от устья руч. Терс на соединение Угамского хребта с Каржантауским.

Возвращаясь к блокировке, намеченной по данным дешифрирования космических снимков детального уровня генерализации, следует подчеркнуть довольно хорошую выраженность барьерных блокоразделяющих РТС северо-восточного простирания. Положение их совпадает с направлением Пскемского и Чаткальского глубинных разломов, субпараллельно оси основных складчатых структур раннегерцинского этапа, подчеркивается морфологией тел лейкократовых гранитов конечной стадии герцинского орогена (Арашанский, Майдан-Тальский и другие массивы). Они же в настоящее время наиболее сейсмогенны.

Северо-западные РТС прослеживаются в виде отрезков, преломляющихся на границах с вышеописанными северо-восточными системами. Выраженность их в различных блоках неодинакова. Кроме вышеуказанных, выделяются РТС низших порядков, которые в сочетании с ортогональными системами образуют сложную блоковую структуру, обусловленную многоэтапным тектогенезом.

Как показали исследования последних лет, размещение месторождений и рудных полей региона определяется многими геолого-структурными факторами. Ни один из них, даже самый информативный, не в состоянии объяснить все реально существующие руд-

ные позиции. Одна из задач данной работы – выявление пространственных соотношений рудных формаций с важнейшими разломно-трещинными системами и выделение среди последних структур с рудоконтролирующими и рудоконцентрирующими значениями.

При анализе использовались наиболее значимые проявления, разделенные на рудные формации. В связи с региональностью построений выделяемые нами формации сгруппированы.

Анализ нового материала показал, что на размещение полезных ископаемых оказывают влияние крупные РТС северо-восточного простирания (Ангрен-Монголтауская, Пскемская и сближенная с ней Нуреката-Сандалашская). Площадь, заключенная между ними, имеет очень высокую рудонасыщенность, но швы этих структур слабо металлоносны. Оруденение размещается обычно на некотором удалении от них, в РТС низших порядков, ориентированных либо субпараллельно, либо под некоторым углом (диагонально-лестничные системы).

На северо-востоке территории в зоне влияния Пскемской и Нуреката-Сандалашской РТС размещаются свинцовые (Мискан), редкометальные (Ташкерган) и сульфидно-кварцевые (Бештор) проявления. На юго-западе Нуреката-Сандалашской системой контролируется положение медно-висмутового (Узумлек) и полиметаллического (Сюренъята) проявлений.

По обе стороны от упомянутых РТС субпараллельно им развиваются РТС более низких порядков, имеющие рудоконтролирующее значение для кварц-флюорит-полиметаллической и частично для скарново-грейзен-кварц-редкометальной формаций. С северо-запада от Пскемской РТС проходит Сусингенская зона, контролирующая Дудесайское, Юбилейное и Аксуйское проявления флюорита. К юго-востоку от Нуреката-Сандалашского, по предгорьям Чаткальского хребта проходит Сейшахская РТС, вдоль которой размещаются свинцовые и флюоритовые проявления (Агата-Чибаргата, Кумышкан, Аурахмат).

Ангрен-Маголтауская РТС в пределах Чаткальского свода практически безрудная и не сопровождается металлоносными зонами. В районе пересечения Кумбель-Арашанской зоны разломов к ней полого причленяются Северо- и Южно-Ангренские РТС, совпадающие по направлению с Алмалыкской и Шавас-Дукентской вулкано-тектоническими депрессиями и вмещающие ряд рудных полей.

Основная ветвь Ангрен-Маголтауской РТС протягивается далее к юго-западу через хр. Моголтау. В зону ее влияния попадают рудные поля полиметаллической, медно-висмутовой и кварц-полиметаллической формаций (объекты Восточного Карамазара, Кансай, Ингырчак). Параллельно данной структуре с юго-востока прослеживается Суппаташ-Канимансурская РТС с ярко выраженной металлогенической значимостью. Вдоль нее располагаются Конкольское, Суппаташское, Наугарзанское, Лашкерекское, Канимансурское и Чорух-Дайронское рудные поля кварц-флюорит-полиметаллической и скарново-редкометальной формаций.

Рудоконтролирующая роль РТС северо-западных направлений проявлена слабее, однако они в сочетании с северо-восточными образуют систему прямоугольных блоков, для которых намечаются некоторые закономерности размещения оруденения.

Прежде всего выделяется серия блоков, заключенных между Пскемской и Ангрен-Маголтауской РТС.

С северо-востока на юго-запад выделяются:

1. Сандалашский блок с интенсивным интрузивным магматизмом (C_2 , P_2) и мощными карбонатными отложениями ($D_3 - C_1$). Насыщенность блока рудными проявлениями низка. Преобладают формации кварц-флюорит-полиметаллическая и скарново-грейзен-редкометальная, тяготеющие к периферии блока.

2. Кызылнуринский блок с интенсивно проявленным пермским липаритовым вулканализмом при подчиненной роли среднекарбонового андезито-дацитового. Известны проявления флюорит-полиметаллической и редкометальной формаций.

3. Ангрен-Алмалыкский блок – область интенсивного проявления андезит-дацитового ($C_2 - C_{2-3}$) и локально-лиparитового (P_2) вулканализма. Наиболее рудонасыщен.

Преобладают полиметаллическая, медно-мolibденовая, кварц-флюорит-полиметаллическая, свинцово-полиметаллическая рудные формации.

4. Карамазарский блок характеризуется развитым гранитоидным магматизмом (C_2), андезито-дацитовым (C_2-C_2-3) и в меньшей мере липаритовым вулканизмом (P_2). Рудонасыщенность высокая. Преобладают формации полиметаллическая, кварц-флюорит-полиметаллическая и скарново-редкометальная.

Внутри крупных блоков благоприятные позиции для локализации оруденения определяются сочетанием нескольких структурных факторов. Это внутренние диагональные РТС, повторяющие контур блока и разделяющие его на более мелкие, и ортогональные, соединяющие углы блоков. Следует отметить, что ортогональные РТС имеют в регионе и самостоятельное значение, но в углах диагональных блоков плотность их резко возрастает. Здесь же наблюдаются дуговые разломы и трещины оперения основных структур, что при наличии остальных геологических факторов создает благоприятные условия для рудолокализации. Именно в таких позициях находятся Алмалыкское, Агата-Чибагратинское, Кочбулакское рудные поля и месторождение Аурахмат.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ, УСЛОВИЯ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЧАТКАЛЬСКОГО И КУРАМИНСКОГО СВОДОВ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДНОСТЬ

В пределах Чаткальского и Кураминского сводов широкое развитие получил преимущественно позднепалеозойский магматизм. В Кураминском своде устанавливается площадное преобладание вулканитов над интрузивами, которые постепенно сменяются в пределах Чаткальского поднятия собственно шлюточескими породами. Гранитоидный магматизм в регионе изучен сравнительно детально. В разные годы В.А. Николаев, Д.В. Наливкин, Б.Н. Наследов, А.С. Аделунг, В.И. Попов, Н.П. Васильковский, Е.Д. Карпова, Х.М. Абдуллаев, Ф.Ш. Раджабов, И.Х. Хамрабаев, И.П. Кушнарьев, Г.Ю. Алферов, В.Г. Гарьковец, О.М. Борисов, Т.Н. Далимов, Т.Ш. Шаякубов, В.А. Арапов, Н.П. Лаверов, И.Н. Томсон и другие исследователи подчеркивали специфику распространения магматических пород, исходя из геолого-структурных особенностей региона и др.

В настоящее время можно сформулировать следующие основные результаты изучения магматизма региона: 1. Для гранитоидного магматизма устанавливается поликлинический характер развития. При этом отмечается ограниченность распространения байкальских, редуцированных каледонских и широкое распространение герцинских интрузивных пород. 2. Формирование орогенных гранитоидов на протяжении времени от раннего до конца позднего палеозоя включительно происходит в регионе неоднократно. 3. Устанавливаются автономный характер формирования гранитоидных шлютонов по отношению к вулканической деятельности на ранних этапах орогенеза; интрузии проявляют и тесные их связи с близкими по возрасту вулканическими комплексами на поздних. 4. Континентальная кора в регионе имеет мощность 35–50 км, характеризуется преобладанием базальтового слоя над гранитным и отличается присутствием так называемых "высокоскоростных" включений. По составу первичных магматических систем и уровням их генерации, обусловившим все петролого-геохимическое разнообразие гранитоидов, последние подразделены на коровьи малоглубинные [МГ], образовавшиеся на глубине 8–20 км палингенные гранитоиды и продукты гранитизации, в основном кислые и ультракислые типы пород, корово-мантийные умеренно глубинные [УГ], образовавшиеся на глубине до 40 км и больше – габбро, монцониты и др.; мантийные гипоглубинные [ГГ], образовавшиеся на глубине 50–150 км и более путем селективного выплавления из вещества мантии (базальты, щелочно-габброидные породы и др.).

Гранитоиды Чаткало-Кураминского региона в основном принадлежат известково-щелочной серии андезитового типа базальтоидных магм (табл. 2). Можно отметить следующие особенности размещения пород фундамента и гранитоидов в предел-

Таблица 2

Главные типы интрузивных формаций Чаткало-Кураминского региона

Главные этапы развития магматизма, формационный тип (формация)	Возрастные рубежи	Состав первичных магматических расплавов и уровни их генерации
Альпийской активизации Щелочно-базальтоидная (штоко- и дайкообразные тела, пластообразные залежи, вулкано-шлутонические тела, трубы взрыва и др.)	Предпалеогеновый	ЩелочноОливин-базальтовый [ГГ]
Позднепалеозойского орогенеза Диабаз-гранофировая (липарит-базальтовая)	P ₂	Базальтовый известково-щелочной андезитового типа [ГГ-VI]
Липаритовая (субвулканическая)	P	Палингенный известково-щелочной [МГ]
Гранит-аляскитовая (гипабиссальная)	P	Палингенный известково-щелочной [МГ]
Гранодиорит-гранитный порфировидный (гипабиссальный)	P	Палингенный известково-щелочной [МГ]
Габбро-монцонит-сиенитовый (гипабиссальный)	P	Базальтовый известково-щелочной андезитового типа [ГГ-УГ]
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитный (мезоабиссальный)	C ₂	Базальтовый известково-щелочной андезитового типа [УГ]

лах сводов. Они локализуются в западной и северо-западной частях Чаткальского свода, тяготея к зоне периферических поднятий (Пскемское и другие поднятия). Эти области подверглись достаточно глубокой эрозии (глубины эрозионных срезов до 5000 м по данным И.П. Кушнарева). Здесь обнажен кристаллический фундамент с развитыми в его пределах гранитоидами и дайками преимущественно основного состава верхнего рифея. Кристаллический фундамент с гранитоидами верхнего рифея не обнажается на территории Кураминского свода и отмечен только в кровле орогенных гранитоидных шлутонов в виде крупных останцев и блоков — ксенолитов. Позднекаледонские орогенные гранитоиды, развитые в районах Алмалыка, Калканаты, Каракии и др., тяготеют к зонам межблоковых дислокаций и отдельным локальным сводовым поднятиям. Орогенные батолитоподобные интрузии гранитоидов C₁₋₂ возраста сравнительно широко распространены на территории всего Чаткало-Кураминского региона. Их размещение контролируется рядом локальных сводов и интрузивно-купольных поднятий. Дайки средне- и средне-позднекаменноугольного возраста группируются в пояса и сопутствуют проявлениям гранитоидов. На территории Кураминского и в меньшей степени Чаткальского сводов развиты гранитоиды среднего и позднего этапов орогенеза, представленные гипабиссальными и субвулканическими интрузивными телами, пластообразными интрузивными залежами, дайко- и силлообразными телами и др. В их размещении ведущая роль принадлежит зонам разрывных нарушений субширотного и северо-западного направлений, реже отдельным блокам сводов. Конечному этапу орогенеза и периоду альпийской активизации сопутствовало развитие рифтогенного магматизма, проявившегося в зонах линейных грабенообразных структур (Маймесайский, Карасай-Ташкумырский, Кассан-Таласский, Кураминский, Ангренский, Чирчикский, Чаткальский и др.). Для силлообразных оливиновых долеритов и покровов базальта, развитых среди красноцветных отложений верхнего мела (породы континентальных и мелководных фаций) Карасай-Ташкумырской рифтовой структуры, абсолютный возраст составил 55 млн. лет. Базальтоиды в районе Гавасая перекрываются морскими карбонатными отложениями палеогена. Магматизм щелочной оливин-базальтовый (базальты, трахибазальты, оливиновые долериты, габбро- и конго-диабазы и др.) — гипоглубинный и связан с селективным выплавлением в астеносферном слое вещества мантии. Нами определена

минералого-геохимическая специфика магматизма разных этапов, намечена потенциальная рудоносность и продуктивность интрузий различных типов на широкий круг рудогенных металлов, установлен их хлорофильно-халькофильный или фторофильно-литофильный профиль и на этой основе выделены типы эндогенной минерализации, связанные с разными типами гранитоидов (табл. 3–5).

Установлено, что геохимические особенности интрузивных пород – потенциальная рудоносность и продуктивность – подвержены латеральным вариациям, которые носят региональный и локальный характер. По данным изучения латеральной изменчивости пород нами выделены Ахангаранский (I) и Ташкумырский (II) региональные рудно-петрографические ареалы, имеющие дугообразные границы (рис. 23). Ахангаранский ареал диаметром около 300 км охватывает район от р. Арсы на севере до Ферганской впадины на юге. С запада он ограничен равнинными областями Кызылкумов, с северо-востока граничит с Талассо-Ферганским разломом, а также с Таласским хребтом и Караганской системой хребтов; северо-западная половина и юго-восточный сегмент концентра перекрыты мезо-кайнозойским чехлом. Центральная часть ареала включает Кураминский, Чаткальский, Пскемский, Угамский и Сандалашский хребты. Ареал выделяется по салическо-фемическому петрографическому типу пород и широкому развитию герцинских орогенных образований, связанных с базальтоидными известково-щелочными магматическими системами андезитового ряда. Ахангаранский региональный ареал с его широким развитием орогенных гранитоидов и их потенциальной рудоносностью и продуктивностью на Cu, Mo, Bi и др. контролирует ряд рудных объектов преимущественно хлорофильно-халькофильного профиля. Ташкумырский региональный рудно-петрографический ареал (II) имеет полукольцевую форму и накладывается на Ахангарский. Он включает Чаткальский свод, за исключением Переходной зоны, и западную часть Ферганской депрессии. С северо-запада концентра ограничен Талассо-Ферганским разломом. Внутри регионального ареала располагаются локальные ареалы: Пскемский (4), Верхнеангренский (5) и Верхнечаткальский (7), которые тяготеют к дочерним орогенным структурам или охватывают соседние поднятия. По периферии они обрамлялись впадинами, выполненные вулканогенными породами. Локальные ареалы диаметром до 100 км размещаются в центральной части Ахангаранского и внутренней периферической области Ташкумырского региональных ареалов.

Сравнительно сложное геологическое строение устанавливается для Ашабинского рудно-петрографического локального ареала с равным площадным характером распределения вулканогенных и плутоногенных пород. Магматические породы обнаруживают потенциальную рудоносность на Cu и др., на фоне которых выделяются позднеорогенные субвулканические интрузии кислого и ультракислого состава, геохимически специализированные на Sn и F. Паркентский локальный ареал по строению обнаруживает сходство с Ашабинским. На его территории развиты базальтовые (базальты Невича и др.), контрастные липарит-базальтовые и трахитоидные лавовые потоки. Кроме орогенных интрузивных формаций, характерны дайки, силлы и гипабиссальные тела оливиновых долеритов, позднеорогенные липарит-гранитные интрузии кольцевого строения. Геохимические особенности пород определяет комплекс элементов, главные из которых Cu и др.

Пскемский рудно-петрографический локальный ареал охватывает часть зоны периферических поднятий и Центрально-Чаткальского поднятия, сложенных породами байкальского и герцинского структурных этажей. На территории ареала хлорофильно-халькофильный профиль минерализации сменяется на фторофильно-литофильный.

Верхнеангренский ареал включает Верхнеангренское поднятие с гранитоидными интрузиями C_{1–2}. Кислые и ультракислые позднеорогенные интрузии пермского возраста развиты во внутренней периферической зоне ареала. Плутоногенные типы пород преобладают над вулканитами, и геохимическую специфику ареала определяют элементы халькофильной и литофильной групп (Cu, Bi, Mo, W и др.). Рудные проявления и

Таблица 3

Минерало-geoхимические особенности магматических пород главных этапов развития Чаткало-Курминского региона

Этапы развития магмата- тизма: уровни генера- ции (породы)	Геохими- ческая специали- зация магматизма	Ведущие акцессорные минералы	Типоморфные признаки и особен- ности минералов
Активизация (рифто- генный) Щелочно-базальтоид- ные магматические си- стемы [ГГ] (базальты, оливиновые и оливин- пироксеновые долери- ты, лампрофиры и др.)	Fe, Ti, Mg, Cr, Cu	Титаномагнетит, иль- менит, апатит, само- родные – Fe, Al, Cr, хромферрит, ферро- хром, зюссит, мус- санит, корунд, пирит и др.	Титаномагнетит и апатит предста- влены преимущественно изометрич- ными (округлыми) выделениями, резко, для апатита характерен ко- роткопризматический облик с раз- витым пинакоидом. Апатит бес- цветный с желтоватым оттенком. Для пирита устанавливается ком- бинация простых форм {100}, {111} и {210}, проводимость <i>n</i> -ти- па. Элементы-примеси: в титано- магнетитах – Mg, Cr, Ni, Co; в апа- титах – хлор (до 2% и более), Sr, TR (менее 0,01%) и др.; в пири- тах – Ti, Cu, As
Средний и поздний (оро- генные) 1. Палингенные извест- ково-щелочные магма- тические системы [МГ] (породы гранодиорит- гранитной порфиро- видной формации; алекситы, граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфи- ры, фельзит-порфи- ры)	K, Bi, Sr, F	Циркон, циртолит, то- рит-оранжит, фергу- сонит, гадолинит, кассiterит, флюо- рит, самородные Sn, Pb-Sn-Tl-сплавы, пирит	Циркон разнообразен габитусными типами кристаллов на основе про- стых форм {100}, {100}, {111}, {101} и {311} и граней (110) и (111), характерен признак маля- конизации и циртолизации мине- рала, удлинение до 2 и более. Для пирита широко представлены кри- сталлы {100} (до 50% и более), комбинации на основе {100} и {210}, грани гладкие, проводи- мость <i>P</i> или <i>P-n</i> -типов. Флюорит образует зернистые массы с ред- кими октаэдрическими кристалла- ми, срастания с биотитом, фергу- сонитом, гадолинитом и др. Эле- менты-примеси: в цирконах – Hf (до 3% и более), TR-элементы, Sr, Pb и др.; во флюоритах – Sr, TR, Mn и др.; в сфенах – Sn; в пири- тах – Mn, Pb; в калий-натриевых полевых шпатах Rb
2. Базальтовые изве- стково-щелочные магматические си- стемы андезитового типа [УГ–ГГ] (габ- бро, сиенито-диори- ты, монцониты, гра- носиениты, сиениты)	Fe, Ti, Bi, W, Co, Ni, P	Титаномагнетит, апа- тиит, ильменит, сфен, пирит, галенит	Титаномагнетиты и магнетиты в зернистых массах с редкими кри- сталлами в форме октаэдра с кон- центрически-зональной штрихов- кой на гранях. Апатит дипирами- dalnyy и призматический с гра- нями (1010), (1011), а также ком- бинации призмы {1010} и пина- коида {0001}. Пирит с формами {100}, комбинаций {100} с {210} или {111}, {321}. Биотит маложе- лезистый. Элементы-примеси: в апатитах – Cl (до 2%), Co (при- мерно 1%), Sr, Pb, Mn; в магне- титах – Cr, W, Ni, Co, Cu, Sn и др.; в пиритах – Co, Ni, Cu, Bi

Таблица 3 (окончание)

Этапы развития магмата- зма: уровни генера- ции (породы)	Геохими- ческая спе- циализация магматиз- ма	Ведущие акцессорные минералы	Типоморфные признаки и особен- ности минералов
Ранний (орогенный) Базальтовые извест- ково-щелочные маг- матические системы андезитового типа [УГ]	Fe, Ti, Cu, Bi	Магнетит, апатит, цир- кон, сфен, ортит, пи- рит, халькопирит, са- мородные – Fe (Fe– Pd-сплавы), Ca, Pb, Sn, Bi и др.	Магнетит преимущественно октаэд- рический, иногда с субпараллельны- ми наростами или слабо выраженной и отчетливой концентрически-зональ- ной штриховкой на гранях; апатит – призматический, включая коротко- столбчатые образования, от бесцвет- ного и зеленоватого до дымчатого; пириты представлены простой фор- мой {100} и комбинациями на осно- ве {100}, {111} и {210}. Проводимость n-типа. Биотиты умеренно же- лезистые и титанистые. Элементы- примеси: в магнетитах – Cu, Mo, Bi, Sn; в биотитах – Cu, Bi, Mo; в апати- тах – хлор (до 0,5%), Sn, Pb; в пи- ритах – Ti, Co, Cu, As; в минералах TR характерны примеси Sc

месторождения представлены медно-висмутовой, кассiterит-кварцевой, вольфрамит-молибденит-висмут-грейзеновой, флюоритовой и кварцево-рудной минерализацией.

Моголтауский рудно-петрографический ареал характеризуется широким развитием герцинских батолитовых интрузий и позднеорогенных вулкано-плутонов, сложенных субщелочными и щелочными типами пород. Орогенные интрузии, повсеместно обнаружающие потенциальную рудоносность на Cu, а также субщелочные породы пермского возраста с признаками специализации на Mo и W определяют геохимический облик ареала.

Верхне-Чаткальский локальный ареал сформировался в пределах Верхне-Чаткальского поднятия и сложен гранитоидами батолитовых интрузий, прорванных дайками и силообразными телами оливиновых и оливин-пироксеновых долеритов и лампрофи-ров. Орогенный интрузивный магматизм характеризуется потенциальной рудоносностью на Cu (Pt, Pd) и эндогенной минерализацией Cu, Bi и др.

Охарактеризованные петролого-геохимические особенности гранитоидов Чаткало-Кураминского региона позволяют сделать на основе этого оценку металлогенической специализации региона.

Специфическими являются проявления альпийского магматизма, который выделился в предпалеогеновое время. Базальтоидные породы (базиты) содержат моноклинный пироксен (титан-авгит и др.), основной плагиоклаз (Ab_{80-86}), оливин и др. Во вкрапленниках и чаще в основной массе базитов совместно с микролитами плагиоклаза встречается щелочной полевой шпат. В породах содержание амфиболя низкое и этот минерал представлен обычновенной роговой обманкой. Породы при концентрациях натрия до 2 вес.% характеризуются калиевым уклоном щелочности, обладают повышенной глиноземистостью и умеренной магнезиальностью (от менее 5 до 7–8 вес.% и более MgO). В целом для базитов характерен повышенный фон Fe, Ti, Ca, Mg, Cu, Cr и др. Типоморфные признаки и особенности породообразующих и акцессорных минералов (см. табл. 2) подчеркивают условия формирования пород, их потенциальную рудоносность и продуктивность на минерализацию хлорофильно-халькофильного профиля. Однако чрезвычайно важным является присутствие среди акцессориев так называемых "барофильных" и высокотемпературных минеральных видов (хамраба-

Таблица 4

Потенциальная рудоносность и продуктивность гранитоидов Чаткало-Кураминских гор

Формационный тип или название формации, возраст и уровни генерации первичных магм	Потенциальная рудоносность	Продуктивность	Эндогенная минерализация
1. Щелочно-базальтоидная, пред-Р [ГГ]	Fe, Ti, Cr, Cu		Флюоритовая, полиметаллическая с флюоритом, Sb и Sb-полиметаллическая, Hg и Hg-полиметаллическая, Pb-Zn-термальная
2. Диабаз-гранофировая (липарат-базальтовая), Р [ГГ-УГ]	Fe, Ti, Cu, Sn	F, Ti,	
3. Липаритовая, Р [МГ]	Bi, W, F	Sn, F	Редкометально-флюоритовая,
4. Гранит-аляскитовая, Р [МГ]	Sn, Bi, W, F	Sn, Bi, W, F	кассiterит-кварцевая, вольфрамит-висмут-грейзеновая
5. Гранодиорит-гранитный порфировидный, Р [МГ]	Отсутствует		Не характерна
6. Габбро-монцонит-сиенитовый, Р [ГГ-УГ]	Bi, W, P, Co, Ni	W, Bi	(Bi-Ni-Co-...) формация, вольфрамит-молибденит-скарновая, апатитовая
7. Габбро-диорит-гранодиорит-гранитный, С ₁₋₂ [УГ]			

Таблица 5

Минералого-геохимические критерии связи эндогенного оруденения с гранитоидным магматизмом Чаткало-Кураминского региона (Юсупов, 1983)

Критерий	Тип связанный эндогенной минерализации	
	хлорофилльно-халькофильный (Cu и др.)	фторофильно-литофильный (Sn, W и др.)
Аксессорно-минеральный тип пород	Апатит-титаномагнетитовый, сфен-титаномагнетитовый и апатит-цирконовый для пород поздних этапов развития	Флюоритовый, TR-флюоритовый
Ведущие аксессорные минералы	Апатит, сфен, ильменит, ортит, пирит, халькопирит и др.	Циртолит, флюорит, торит-оранжит, фергусонит, гадолинит, кассiterит Sn, Bi, Pb
Аксессорные самородные металлы	Fe, Cr, Cu, Pb	
Типоморфные особенности магнетита	До 10% TiO ₂ и примеси Cr, Ni, Co, V и др.	Магнетит в породах практически отсутствует
Типоморфные особенности биотита	Умеренная железистость и титанистость; характерны примеси Cr, Cu, P, Hg	Высокая железистость и марганцовистость; примеси Ti, Sn, W
Особенности апатита	Прозрачный и зеленоватый оттенок окраски; примеси хлора до 2%, CO ₂ (1% и более) и др.	Прозрачный, розоватые и желтоватые оттенки окраски; как правило, F-апатит с примесями TR, Sn и др. Содержит Hg до 1–3%. Радиоактивный. В минерале многочисленны включения
Особенности циркона	Прозрачный, характерна слабая радиоактивность и разнообразие кристалломорфологических форм; примеси Pb, Mo, Bi и др.	Развиты комбинации октаэдра и пентагон-додекаэдра, примеси Pb, Co и др.
Особенности пирита	Простые формы: 100, 111 и др., а также комбинации куба с пентагон-додекаэдром; примеси Cu, Ni, Co и др.	Sn, W, Bi и др.
Геохимическая специализация (потенциальная рудоносность)	Группа халькофильных металлов	

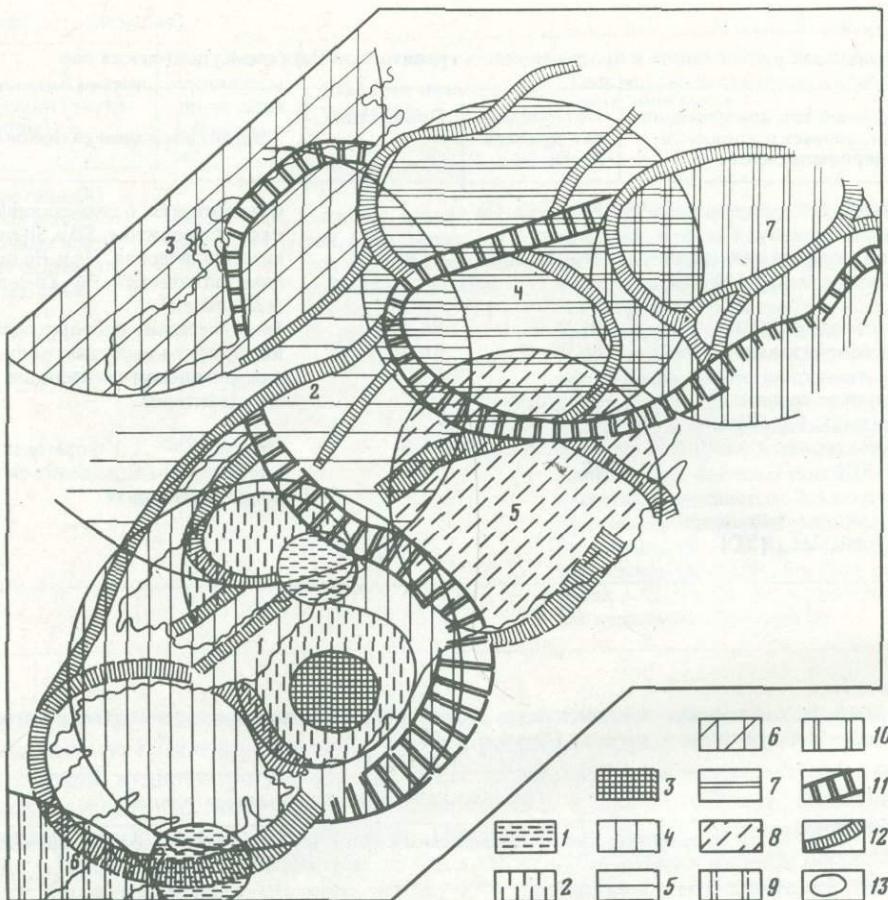


Рис. 23. Схема латеральной вариации геохимической изменчивости состава пород интрузивных формаций

1–3 – интрузивно-купольные поднятия; кальдеры; вулкано-тектонические депрессии; 4–10 – локальные рудно-петрографические ареалы: 1 – Ашабинский, 2 – Паркентский; 3 – Чилкентский, 4 – Пскемский, 5 – Верхнеангренский, 6 – Моголтауский, 7 – Верхнечаткальский; 11 – границы зон; 12 – внутриблочные границы; 13 – палеозойские породы

вит, зюссит и др.). Хамрабаевит (Ti, V, Fe) является одним из самых тугоплавких природных соединений. Он встречен в "ликвационных" обособлениях оливиновых долеритов и базальтов с "миндалекаменными" и "шаровидными" и другими схожими структурно-текстурными особенностями пород. Зюссит Fe_3Si встречается иногда со своим хромовым аналогом $(Cr, Fe)_3Si$ в полиминеральном срастании с хамрабаевитом. Для базитов характерны акцессорные самородные Al, Cu, Fe и другие металлы.

С грабенами, где проявлен подобный магматизм, ассоциируют также флюоритовые, полиметаллические с флюоритом, Sb и Sb -полиметаллические, Hg и Hg -полиметаллические, $Pb-Zn$ -теплтермальные, асбестопроявления и другие объекты.

Большинство исследователей связывают источники рудного вещества, участвовавшего в формировании крупнейших флюоритовых месторождений (Агата-Чибаргата, Наугарзан, Сушпаташ и др.) с кислым иультракислым магматизмом липаритовой и гранит-аляскитовой формаций Р-возраста. Однако предполагается и другой, альпийский этап образования флюоритовой минерализации, исходя из петролого-геохимических особенностей базитов.

Позднеорогенный этап магматизма развивался на основе базальтоидной известково-

щелочной магмы андезитового типа. Этот магматизм с субщелочным уклоном, вероятно, стимулировал зарождение вторичных очагов палингенных кислых и ультракислых магматических систем известково-щелочного ряда (гранодиорит-гранитная порфировидная, гранит-аляскитовая и липаритовые формации). Породы габбро-монцонит-сиенитового типа формаций обнаруживают потенциальную рудоносность на Bi, W, Co, Ni, P. Для Кураминской части региона подчеркивалась потенциальная рудоносность более ранних основных и средних типов пород на Cu, Fe и P, более поздних, обогащенных калием и летучими пород на Bi, W, Sn и др. С этими породами устанавливаются пространственные связи проявления тяжелоэлементной (Bi, Ni, Co и др.) формации вольфрамит-молибденит-скарновой и апатитовой минерализации.

В связи с гранодиорит-гранитной порфировидной формацией какая-либо эндогенная минерализация не устанавливается. Содержание и видовое разнообразие акцессорных минералов и концентрации ряда элементов в этих породах указывают на обедненность первичных магматических расплавов рудогенными и летучими элементами.

Липаритовая и гранит-аляскитовая формации формируют комагматический ряд кислых и ультракислых типов пород. По-видимому, в эту группу следует отнести некоторые породы из дайкового комплекса (сферолитовые кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, гранит-порфиры и др.), диабаз-гранофировой или липарит-базальтовой формации — возраста. Субвулканические интрузии липаритовой формации потенциально рудоносны на Bi, W, F и продуктивны на Sn и F. Породы гранит-аляскитовой формации потенциально рудоносны и продуктивны на Sn, Bi, W и F. Эндогенные рудные образования (редкометально-флюоритовая, кассiterит-кварцевая, вольфрамит-висмут-грейзеновая и др.) зонально размещаются в эндо- и экзоконтактовых и надинтрузивных участках интрузий (Шайдан, Чаркасар, Беданали, Арашан, Кызылтор и др.). Как правило, минерализация с самородным висмутом связывается с развитием гипабиссальных кислых интрузий и устанавливается в топаз-флюорит-мусковит-кварцевых грейзенах с гюбнеритом.

Магматизм орогенного типа неоднократно проявлялся в регионе в позднекаледонское, позднегерцинское время. В ранний период он развивался на основе базальтовых известково-щелочных магматических систем андезитового ряда. При этом формировались породы габбро-диорит-плагиогранит-гранитного формационного типа, характеризующиеся потенциальной рудоносностью на Fe, Ti, Cu, Bi, P и продуктивностью на Cu и Bi.

В позднегерцинский период образовались породы габбро-диорит-гранодиорит-гранитного формационного типа C_{1-2} возраста, формирование которых также связано с базальтовыми известково-щелочными магматическими системами андезитового ряда. Уровни генерации магм умеренно глубинные. Фациальные условия становления интрузий мезоабиссальные. В результате были сформированы контрастные типы пород, потенциально рудоносные на Fe, Ti, Cu, а также продуктивные на Fe, Cu. Мезоабиссальный характер фациальных условий определил ведущий комплекс акцессорных минералов (магнетит, апатит, циркон, сfen, ортит, пирит, халькопирит, самородные Fe, Cu, Pb, Sn, Bi и др.). Обращает на себя внимание акцессорный комплекс самородных металлов, сравнительно редко встречающихся в породах других формационных типов, выступающих как показатели восстановительных условий и низкого потенциала кислорода. Эти природные "неравновесные" реликты рассматриваются как показатели нахождения базальтоидных расплавов в состоянии "металлизации". При последующем фракционировании они сохранились в базальтоидных расплавах в самородной форме.

Исследования показали, что в ранний орогенный период гранитоиды были мало-перспективны на эндогенную минерализацию. Породы позднего периода орогенеза, формирование которых протекало в менее глубинных фациальных условиях и с неглубоким эрозионным срезом интрузий, обусловили развитие медно-порфировой, медно-скарновой с молибденом, халькопирит-кварцевой минерализации.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В СВЯЗИ С ОРОГЕННЫМИ СТРУКТУРАМИ

Выше было показано, что в рассматриваемом регионе в результате структурного анализа установлены два свода — Кураминский и Чаткальский, соприкасающихся по линии Угам-Кумбельских разломов. Кураминский и Чаткальский своды заметно различаются как по характеру приуроченных к ним орогенных формаций, так и своими металлогеническими особенностями. Была также рассмотрена позиция специализированных ареалов гранитоидов. Для Кураминского свода профилирующими являются скарново-полиметаллическая, медно-висмутовая, полиметаллическая, медно-молибденовая, флюоритовая минерализации. Для Чаткальского свода характерны комплексная редкометально-флюоритовая (с оловом, вольфрамом, висмутом и др.), оловорудная, скарновая и грейзеновая, молибденово-медная скарновая, сульфидная, сурьмяно-ртутная и телетермальная полиметаллическая минерализация.

Своеобразным металлогеническим обликом обладает и зона, прилегающая к Угам-Кумбельским разломам: она концентрирует в основном висмутовые, флюоритовые и полиметаллические проявления.

Перечисленные рудопроявления не являются одновозрастными: их образование происходило в течение всего верхнего палеозоя, а также эпизодически в альпийское время, причем установлено несколько периодов, когда минералообразование было особенно интенсивным. Поэтому, прежде чем переходить к характеристике особенностей размещения разнообразных проявлений минерализации, мы рассмотрим имеющиеся на сегодняшний день данные о возрастных соотношениях этих проявлений и об обосновании выделения этапов рудообразования.

ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОМ РЕГИОНЕ

Известно, что во многих металлогенических провинциях интенсивные процессы рудообразования проявляются во времени дискретно и протекают в несколько этапов в течение какой-либо металлогенической эпохи. При этом во многих случаях металлогенический профиль провинции унаследовано сохраняется, когда месторождения, образующиеся в течение двух-трех разновременных этапов, отличаются геохимической преемственностью. Разновозрастные месторождения обычно различаются по своей формационной принадлежности или каким-либо особенностям минерального состава.

Для областей орогенной активизации на поздних этапах их развития характерны рудные проявления эпiterмальной группы (сурьма, ртуть, флюорит и т.д.), резко отличные от более раннего оруденения.

Для последовательно образующихся месторождений различных рудных формаций, проявившихся на одной и той же территории, С.С. Смирнов, Р.М. Константинов и др. предложили термин "рудная серия" (В.А. Кузнецов под рудной серией понимает группы рудных формаций, связанные с определенным типом магм — ультраосновными, гранитоидными и т.д.).

Изучение закономерностей в последовательной смене во времени месторождений различных рудных формаций представляет большой научный и практический интерес.

В пределах Чаткало-Кураминского региона возрастные соотношения месторождений различных рудных формаций изучали Ю.С. Глинский, Т.М. Воронич [14], С.М. Ба-баходжаев, В.Н. Байков и др., А.К. Каххаров [21], Дж. Матчанов, Ю.В. Бородин, В.Г. Гарьковец [15], В.А. Арапов [3] и др.

Большинство исследователей металлогенеза Чаткало-Кураминского региона выделяют здесь два главных металлогенических периода: раннегерцинский ($C_2 - 3$) и позднегерцинский (Р). Однако в последнее время появились данные, свидетельствующие о том, что на рассматриваемой территории в орогенную эпоху были три периода рудо-

образования: средне-позднекаменноугольный, раннепермский и позднепермский. Геологические соотношения, позволяющие выделить эти три периода в позднем палеозое, будут приведены ниже. Здесь же мы остановимся на данных В.А. Арапова [3], показавшего, что в орогенном магматизме на рассматриваемой территории отчетливо видно несколько гомодромных ритмов вулканизма, каждый из которых начинается со средних или основных пород и заканчивается кислым. В конце каждого ритма проявляются процессы рудообразования.

В.А. Арапов в упомянутой работе выделяет шесть гомодромных магматических ритмов, которые он объединяет в четыре стадии: раннюю, среднюю, позднюю и конечную. Характеристика этих стадий орогенного периода приведена в табл. 6.

В пределах охарактеризованных этапов рудообразования можно, в свою очередь, выделить рудные серии — закономерно сменяющие друг друга во времени рудные формации. Месторождения, входящие в такую серию, нередко располагаются зонально по отношению к определенным интрузивным массивам, субвулканическим телам или структурным элементам (куполам, кальдерам, глубинным разломам и т.д.).

Ниже мы охарактеризуем те фактические данные, которые могут служить прямым указанием на наличие трех основных разновозрастных групп рудных формаций в верхнем палеозое.

Существование средне-позднекаменноугольных рудных проявлений подтверждают следующие данные:

1. Присутствие гальки кварцевых жил в конгломератах надакской свиты, подстилающих нижнепермские вулканиты ояскойской свиты. Кварцевые жилы этого типа секут среднекаменноугольные гранитоиды.

2. В тех же конгломератах встречаены гальки малых интрузивов гушсайского комплекса. Следовательно, рудные формации, обнаруживающие связь с этими магматическими породами, имеют допермский возраст. Если верны данные о том, что штоки гранодиорит-порфиров Алмалыкского района, сопровождающиеся медно-порфиритовыми, сульфидными и скарново-полиметаллическими проявлениями, относятся к гушсайскому комплексу малых интрузивов, то упомянутые типы оруденения следует считать позднекаменноугольными.

Данные определений абсолютного возраста, приведенные в работах Е.М. Головина и др., подтверждают этот вывод (табл. 7).

По данным В.А. Арапова [3], Б.Т. Алишина, Д.Т. Хана, В.М. Ляшенко, часть кварцевых, возможно, также скарново-магнетитовых и полиметаллических проявлений имеет доакчинский (среднекаменноугольный) возраст. Об этом свидетельствуют находки обломков рудоносного кварца в основании пород акчинской свиты в районе Кызылалмасая, Чадаксая, Акчасая, а также перекрывание кварц-карбонатных золотоносных жил базальными слоями акчинской свиты по Кашкасаю, Надаксаю и Наузаксаю (А.Е. Антонов, Р.Т. Хан, Л.Н. Лисогор и др.).

3. Различные скарново-рудные образования часто развиваются на контактах средне-позднекаменноугольных интрузивных образований гушсайского типа и карбонатных толщ D_3-C_1 . Среди скарновых проявлений известны магнетитовые, медные, медно-молибденовые. Возраст порфировых пород гушсайского комплекса установлен как позднекарбоновый-раннепермский по наличию их перекрытия базальным горизонтом шурбайской свиты и наличию их гальки в составе этих горизонтов (Урюкли, Реваште и др.).

4. Рудные тела перечисленных проявлений в ряде случаев пересекаются дайками и субвулканическими телами пермского возраста.

Додайковый возраст скарново-магнетитового оруденения отчетливо фиксируется на месторождениях Туранглы (диабазовые порфиры), Чимган (аплиты), Ташкескен (сложная дайка: гранит-порфир-кварцевые диоритовые порфиры), Мискан (диоритовые порфиры) и др. Детально эти взаимоотношения охарактеризованы А.К. Кахаровым, О.П. Гарьковым, В.М. Петровым, Дж. Матчановым, Р.А. Мусиным и др.

На скарново-медном проявлении Майдантала (южный участок) В.М. Петровым и

Таблица 6

Характеристика основных этапов орогенного развития и их рудоносности

Этап	Ста-дия	Магматические фор-мации и ритмы по В.А. Арапову	Региональ-ные свиты и комплексы	Возраст	Эндогенные рудопроявления, завершаю-щие формирование магматических пород	
					плутогенные	вулканогенные
Конечный		Диабаз-гранофиро-вая (дайковая)	—	P ₂	—	Сурьмяно-рутные, флюоритовые, флю-рит-полиметалличес-кие, галенит-барито-вые, медно-висмуто-вые
		Лейкогранитовая	—	P ₂	Комплексные ред-кометально-флюо-ритовые, кассите-рит-кварцевые	—
Поздний	2	Трахилипаритовая	Кызылну-ринская	P ₁ — 2	—	Кассiterит-силикат-ные
		Габбро-монцонит-сиенитовая	—	P ₁	Молибденит-шеелит-скарновые, кварц-адуляровые	Редких щелочей
		Трахиандезитовая	Шурабсай-ская	—	—	—
Средний	1	Липаритовая Дацит-андезитовая	Оясайская Надакская	C ₃ — P ₁ C ₂ — 3	—	Сульфидные, аду-ляр-кварцевые
	2	Гранодиорит-пор-фиры	Гушсай-ский	C ₂ — 3	Медно-порфировые, скарново-полиметал-лические, пирито-вые	—
	1	Дацитовая Анdezитовая	Акчинская	C ₂	—	Кварц-карbonатные, алуниловые
Ранний	2	Гранит-адамелито-вая Кварцево-монцо-нит-гранодиорито-вая Габбро-диоритовая	— — —	C ₂ ² — 4	Скарново-полиме-таллические, скар-ново-магнетитовые, арсенопиритовые	—
	1	Анdezит-дацитовая Анdezит-базальто-вая	Минбулак-ская Уинская	C ₁ ³ C ₂	— —	Кварцевые с Pb

При меч ани е. Составлена по данным В.А. Арапова [3], Т.Ш. Шаякубова, Е.В. Панченко, Ю.С. Глинского.

А.К. Каххаровым задокументированы пострудные дайки спессартита и аплит-пегматитов — апофиз Майдантальского гранитного массива.

Более поздний характер даек сиенит-порфира по отношению к медно-молибденовому оруденению месторождения Сарычеку отмечался В.Ф. Викторовым, И.М. Головановым, Ю.С. Глинским и др. На месторождении Джаныбек И.М. Голованов совместно с Т. Туле-гановым в керне скважины наблюдали ксенолиты оруденелых кварцитов (по кварце-вым порфирам D₁). В дайке лампрофира на месторождении Дальнее ими найдена эруптивная брекчия с обломками серicitизированного сиенито-диорита, содержащими

Таблица 7

Калий-аргоновая геохронология магматических пород и руд Алмалыкского рудного района по Е.М. Головину, Л.А. Юрьевой и др. (в млн. лет)

Сиенито-диориты, диориты, габбро	Гранодиорит-порфиры гушайского типа	Минералы из рудных тел	Послерудные дайки
Алмалыкский интрузив серпент – 309 актинолит – 311 сиенит – 321 сиенито-диорит – 321 габбро-диорит – 327 Каульды-Бичанзор штоки сиенито-диоритов – 324 дайки порфиритов – 329–319	Кальмакыр – 311 Северный Балыкты – 309 Джаныбек-Акчеку – 321 Сарычеку – 339	Серицитолиты из медно-порфировых месторождений Кальмакыр – 300 Дальнее – 305 Джаныбек-Акчеку – 309 Сарычеку – 321–315 Серицитолиты из кварц-адуляровых месторождений Центральный блок – 300–289 Актурпак – 318 Минералы из Pb-Zn месторождения Кургашинкан флогопит из скарна – 232 серпент – 312 Гидрослюдя конечной стадии месторождения Кальмакыр – 274	Кальмакыр, граносиениты – 287 Бичанзор-Каульды – 265 Сарычеку – 283

П р и м е ч а н и е. Возрасты омоложены вследствие наложения более поздних магматических пород.

вкрашенность и прожилки ангидрита и пирита. И.С. Тасенковым и др. в Кальмакырском карьере обнаружены эруптивные брекчи, представляющие собой обломки оруднелого кварцита, скементированные массой гранодиорит-порфира.

Пострудные дайки диабазовых порфиритов с ксенолитами минерализованных скарнов наблюдалась на скарново-полиметаллических месторождениях Чал-Ата, Северный Джангальк и Ташбулак, а послескарновые – на Алтынтопкане (по данным Т.М. Воронич, О.П. Гарькового, И.М. Мирходжаевой и др.).

На Кошманайском рудном поле З.А. Юдалевич обнаружил и детально изучил ряд очень четких взаимоотношений разного типа, на основании которых возраст скарново-полиметаллического оруднения попадает в довольно узкую "вилку". Оно явно накладывается на дайки гранодиорит-порфиров (верхнего карбона) и сечется дайками фельзит- и сферолит-порфиров пермского возраста, которые сами, в свою очередь, обрезаются гранитами Арашанского массива.

О возрасте скарново-полиметаллических проявлений Карамазара нет единого мнения. Хотя они залегают на контактах массивов гранитоидов C_{2-3} с карбонатными толщами и нередко пересекаются дайками регионального распространения, имеются данные и о связи аналогичных проявлений с субвуликаническими телами кварцевых порфиров – аналогов Кызылнуринской свиты (P_{1-2}).

В.И. Данилевский с сотр. также выделяют на скарново-полиметаллических проявлениях Западного Карамазара две разновозрастные группы скарнов, причем более ранние из них характеризуются пестрым минеральным составом и его зависимостью от состава первичных пород. Поздние однородны по составу, более крупнозернистые и отличаются повышенной железистостью минералов. Приведенные данные показывают, что наряду со средне-позднекаменноугольными скарново-полиметаллическими проявлениями, которые, по-видимому, преобладают, в Карамазаре не исключено присутствие пермских.

К наиболее молодой группе рудных проявлений рассматриваемого региона относятся те из них, рудные тела которых пересекают пермские дайки регионального распространения, в свою очередь секущие наиболее молодые вулканиты региона, включая породы кызылнуринской свиты. К таким рудным проявлениям относятся проявления кварц-гематитовой, медно-висмутовой, барит-сульфидно-флюоритовой, флюорит-полиметаллической, антимонит- и киноварь-кварцевой формаций. Многие из этих проявлений в ряде случаев залегают в самых молодых породах региона, включая кызылнуринскую свиту (Адрасман, Канимансур, Лашкерек и др.). Возраст этих проявлений, таким образом, определяется как позднепермский.

Промежуточный между двумя охарактеризованными выше возрастными группами имеет целый ряд проявлений. Среди них мы выделяем еще по меньшей мере две группы: раннепермскую и позднепермскую первую, хотя это разделение пока условно.

К раннепермской группе (докызылнуринской) нами отнесены проявления, ассоциирующие с раннепермскими интрузивами или субвулканическими телами (кварцеворудную и редкощелочную минерализацию). В некоторых случаях для отнесения проявлений в этой возрастной группе использовались данные определений абсолютного возраста минералов из рудных жил (см. табл. 7 и 8). В схеме периодичности орогенного развития по В.А. Арапову положение этой минерализации соответствует концу четвертого магматического ритма, т.е. концу второй поздней орогенной стадии.

К позднепермской первой группе предположительно отнесены молибденит-шеэлит-скарновые проявления Чорух-Дайрона, Янгиана и некоторые другие, ассоциирующие с сиенито-диоритами, сопоставляемыми с шурбайскими, а другими авторами — с минбулакскими вулканитами. К этой же группе отнесены кассiterит-силикатные, редкометально-флюоритовые и кварцевые проявления, залегающие в вулканитах равашской свиты (P_1) и пересекающиеся дайками регионального распространения. Возраст ряда рудопроявлений рассматриваемого региона пока неясен. Так, по данным Т.М. Воронич, нельзя считать окончательно решенным и вопрос возраста щелочных базальтоидов Сусингенского района, с которыми связывается скарново-медно-железорудная (месторождение Ирису) и ртутьно-полиметаллическая (Майдантальская зона субширотных разломов) минерализация. Наряду с многочисленными определениями абсолютного возраста со средним значением 278 млн. лет (К.А. Абдурахманов, В.К. Монич и др., 1961) возраст шонкинитов равен 340 млн. лет (Л.Н. Овчинников, А.Б. Баталов).

В рассматриваемом регионе известны также рудные поля, в которых совмещено разновозрастное оруденение. Так, два этапа кварц-кальцит-адулярового оруденения известны на проявлении Чадак. Здесь древние кварц-кальцитовые жилы под воздействием секущих их малых интрузивов были замещены волластонитом, гранатом, небольшим количеством везувиана, геденбергита и диопсида с редкой примесью магнетита и шеэлита. К этим своеобразным скарнам приурочено более позднее полиметаллическое оруденение. После внедрения малых интрузивов образовались кварц-гематитовые, флюорит-баритовые, кварц-адуляровые проявления. Многоэтапной является эндогенная рудная минерализация Канскойского рудного поля в Западном Карамазаре. М. Макаров и И.К. Брагин отметили, что магнетит-скарновые проявления здесь связаны с внедрением позднекаменноугольных массивов гранодиоритов. Такой же возраст имеют вторичные кварциты с вкрапленностью рудных минералов, залегающие в эфузивах акчинской свиты и ассоциирующие с субвулканической фацией этой свиты. С внедрением пермских малых порфировых интрузивов связано образование скарново-полиметаллических проявлений, а с более молодыми субвулканическими телами пермского возраста — галенит-баритовых проявлений. Многоэтапное оруденение установлено и в других рудных полях (Каракинском, Кассанском, Центрально-Кураминском и др.). Существование полихронных рудных узлов является отчетливым свидетельством многоэтапности оруденения в регионе.

Наличие трех-четырех возрастных групп герцинского оруденения находит свое отражение в материалах по абсолютной геохронологии региона, хотя количество определений невелико (см. табл. 8).

Таблица 8

Абсолютный возраст позднепалеозойских магматических пород и руд

Породы и минералы, место- рождение	Абсолютный возраст, млн. лет	Рудные формации	Авторы
1	2	3	4
Гранодиориты, Карамазар- ский батолит	310-290	Скарново-магнетитовая	Лаверов, 1964
Сиенито-диориты и габбро- диориты			
Алмалыкский массив	327-321	Вкрапленность магнетита	Головин и др., 1981
Сиенито-диориты, штоки р-н Каульды	324	Нет	Те же
Чакадамбулакский	332-310	"	"
Алунит, месторождение Гушсай	336	Алунитовая	Чухров, 1969
Гранодиорит-порфиры гушсайские			
Сарычеку	339	Медно-порфировая	Головин и др., 1981
Джаныбек-Акчеку	311	"	Те же
Кальмакыр	311	"	"
Северный Балыкты	309	"	"
Серицитолиты из месторож- дений Алмалыкского района			
Сарычеку	321-315	"	"
Джаныбек-Акчеку	309	"	"
Дальнее	305	"	"
Кальмакыр	300	"	"
Актурпак	318	Пиритовая	"
Каульды	300-289	"	"
Флогопит из скарнов	323	Скарново-полиметалли- ческая	"
Серицит	312	"	"
Калишпат из рудных тел Кызылалмасай	310	Кварцевая малосуль- фидная	Томсон, Полякова, 1980
Каульды	310	То же	Те же
Кочбулак	305	Сульфидная с теллури- дами	"
Граниты-адамеллиты			
Ихначский батолит	293	Скарново-магнетит-халь- копиритовая	Воронич, 1970
Чаркасарский	295	Грейзены и кварцевые жилы	Тот же
Гранитоиды р-на Терексай			
Заксайский	311	Шеелит-молибденитовые скарны	Давлетов и др., 1970
Верхнетерекский	311		Те же
Андрогульский	308	Халькопирит-магнетито- вско-скарновая	"
Андезит-дацитовые субвул- каннические тела			
Гульдераминское	305	Алунитовая	Арапов и др., 1975
Лоякское, Наутарзан	258-283	"	Те же
Канджольский шток	281	"	Головин, 1970
Чаткальский батолит	281-279	"	Воронич и др., 1979
Флогопит из скарнов, Су- сингенский массив	285	Fe-Cu (скарновые халько- пирит-магнетитовые)	Воронич и др., 1970
Щелочные габброиды, Ири- су (Каржантау)	278	Fe-Cu (скарново-халько- пирит с галенитом и сфа- лерит-магнетит с кобаль- том)	Те же

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4
Субщелочные гранитоиды			
Бабайоб	283	То же	Бабаходжаев, 1971
Камчик, Ашт	283	"	Тот же
Слюдя из скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара	283	Скарново-полиметаллическая	"
Кварцевый порфир из Дрешская (Адрасманский район)	279	Медно-висмутовая	Арапов и др., 1978
Дорудные дайки Наугарзан	272	Флюоритовая	Комарова, 1976
Щелочные лейкократовые граниты			
Саргардонский	258	Скарново-грейзеновая	Аскаров, 1974
Майдантальский	258	Скарновая	Тот же
Арашанский	258	"	"
Монцониты, сиенит-диориты, Кансай	265	Скарново-полиметаллическая	
Гранитоиды, Чорух-Дайронский массив	245–241	То же	Бабаходжаев, 1972
Калишпат из руд месторождения Чадак	240	Шеелит-скарновая	Томсон, Полякова, 1980
Гранит, Шайданский массив	245–241	Кварцевая	
Калишпат из рудных жил Замбара	220–210	Флюоритовая	Бабаходжаев, 1971
Диабаз из скв. 519, Каниман-сур	280	Березит-полиметаллическая	Тот же
Слюдя из грейзенов, Каракыз (Баркрак)	230	Флюорит-полиметаллическая	Аскаров и др., 1974
	240	Комплексная редкометально-флюоритовая	Гарьковец, 1979
Слюдя из пегматита, Баркрак	229	То же	Тот же
Диабазовые дайки (интрапрудные или дорудные), месторождение Чадак	235	"	"
		Кварцевая	"
Андезиты, Кассанский грабен	269	То же	Рафиков, Станкевич, 1975
	260	"	
	255	"	

Все сказанное позволяет наметить следующую схему возрастной группировки основных рудных формаций рассматриваемого региона.

I. Средне-позднекаменноугольная (послеминбулакская) группа:

1. Магнетит-скарновая.
2. Скарново-полиметаллическая.
3. Молибденит-халькопирит-скарновая.
4. Висмутин-арсенопиритовая.
5. Молибденит-шеелит-скарновая.
6. Вольфрамит-кварцевая.
7. Кварцево-карбонатная.
8. Алунитовая.

II. Раннепермская (послеакчинская) группа:

1. Скарново-полиметаллическая с сульфосолями Pb, Cu.
2. Березит-полиметаллическая.
3. Магнетит-халькопирит-скарновая.
4. Кварц-адуляровая.
5. Редких щелочей.

III. Позднепермская первая группа:

1. Шеелит-молибденит-скарновая.

2. Комплексная редкометально-флюоритовая скарновая.
 3. Комплексная редкометально-флюоритовая грейзеновая.
 4. Кассiterит-силикатная.
 5. Кварц-адуляровая.
- IV. Позднепермская вторая (послекызылнуринская) группа:
1. Кварц-гематитовая.
 2. Медно-висмутовая.
 3. Галенит-баритовая.
 4. Флюорит-полиметаллическая.
 5. Барит-сульфидно-флюоритовая.
 6. Флюоритовая.
 7. Антимонит-кварцевая.
 8. Киноварь-кварцевая.
 9. Телетермальная галенит-сфалеритовая (стратиформная).

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ В ПРЕДЕЛАХ КУРАМИНСКОГО СВОДА

На схеме ареалов гранитоидов с Кураминским сводом совпадает ареал, специализированный на медь с локальными областями, специализированными на свинец и цинк (см. рис. 23).

Металлогенетические схемы Кураминского свода (рис. 24) показывают, что распределение минерализации имеет здесь концентрический характер по отношению к центральной, приангренской части свода. Обе части свода, разделенные осевым Ангренским грабеном, в металлогенетическом отношении не вполне аналогичны, что приводит к его асимметрии. В северо-западной части свода (Чаткальский хребет) флюоритовые, кварцево-рудные, редкощелочные проявления имеют главное значение, тогда как свинцовые, медные, медно-висмутовые – второстепенное. В юго-восточной части свода (Кураминский хребет) преобладает полиметаллическая, медно-висмутовая, молибденово-медная, кварц-адуляровая минерализация. В меньшей степени здесь проявлены флюоритовая, молибдено-вольфрамовая, альунитовая минерализация. Возраст рудопроявлений северо-западной части Кураминского свода преимущественно пермский, в то время как в его юго-восточной части наряду с пермскими достаточно широко распространены и позднекаменноугольные.

Несмотря на определенную асимметрию в металлогении двух основных частей Кураминского свода, почти все выделенные на его территории металлогенетические зоны и пояса прослеживаются в обеих частях хотя иногда в редуцированном виде.

Рассмотрим условия размещения и структурный контроль разновозрастных металлогенетических зон Кураминского свода последовательно для двух главных этапов рудообразования. Предварительно отметим, что в расположении и строении металлогенетических зон в ядре свода и упомянутом выше поясе проницаемости, который маркируется множеством дайковых поясов, имеются заметные различия.

Выше уже упоминалось, что к позднекаменноугольному металлогенетическому этапу в пределах Кураминского свода относятся медные, полиметаллические, кварцево-рудные, альунитовые проявления.

Медные проявления относятся в основном к медно-порфировой формации, но известно большое количество мелких проявлений с медной минерализацией, формационная принадлежность которых неясна. Эти проявления совместно с близкими по возрасту кварцево-рудными образуют внутреннюю металлогенетическую зону концентрической формы, непосредственно обрамляющей Ангренский грабен (зона ядра).

Упомянутая зона приурочена к структурам оседания в ядре свода, ограниченном с юга дугообразными разломами. Эти структуры выполнены дацитовыми, дацит-трахиандезитовыми, андезитовыми порfirитами акчинской свиты (C_2), прорванными экструзивными и жерловыми образованиями того же состава. В юго-восточной части

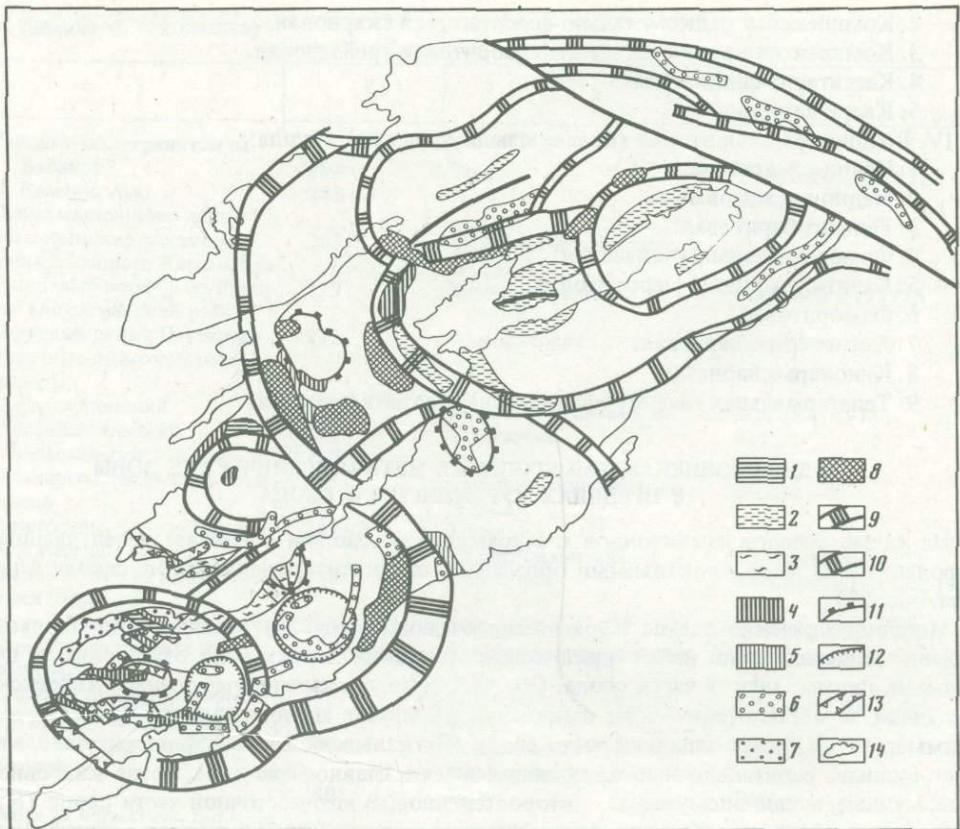


Рис. 24. Схема металлогении средне-позднекаменноугольного периода

1—8 — зоны с различной минерализацией; 1 — медно-порфировой, 2 — скарново-медной с молибденом, 3 — халькопирит-кварцевой, 4 — скарново-полиметаллической, 5 — галенит-сфалерит-березитовой, 6 — кварц-карбонатной, 7 — кварц-сульфидной, 8 — вольфрамит-молибденит-грейзеновой и скарновой; 9 — границы сводов; 10 — зоны межблоковых дислокаций; 11 — интрузивно-купольные поднятия; 12 — грабены; 13 — линия Талассо-Ферганского разлома; 14 — палеозойские породы

пояса (Алмалыкский грабен) распространены также тела сиенит-диоритов и диоритов и гранодиорит-порфиров гушайского типа (C_2 — 3).

Рассматриваемая металлогеническая зона ядра свода резко асимметрична в отношении экстенсивности и интенсивности распространения медного оруденения: его юго-восточная часть отличается не только значительным количеством мелких проявлений медной минерализации, но и тем, что на ее фоне здесь выделяются крупный молибденово-médный Алмалыкский рудный узел. Большая часть месторождений этого рудного узла относится к медно-порфировой формации, но в его пределах известны также кварцево-рудные и полиметаллические проявления.

Кварц-адуляровые проявления рассматриваемого пояса распространены по обе стороны Ангренского грабена, но в юго-восточной части, помимо них, имеются пиритовые проявления. Они распределены не равномерно, а в виде отдельных рудных полей с неминерализованными участками. Нередко цепочки рудопроявлений образуют дугообразные зоны. Подобные дуги своими концами опираются на разломы, ограничивающие Ангренский грабен (Акча-Кызылалмасайская, Каульдинская, Кочбулакская и другие "дуги"). Но на расположение рудных полей и цепочек рудопроявлений влияют и примыкающие к поясу кальдеры. При этом кварц-адуляровые поля сосредоточены чаще всего на стыке вулканогенных прогибов и поднятий, сложенных гранитоидами

фундамента или осадочными породами нижнего палеозоя. Характерной структурной позицией этих проявлений является их приуроченность к периферическим (наиболее приподнятым) частям кальдер.

Временные соотношения всех перечисленных эндогенных проявлений рассматривающего металлогенического пояса (зоны ядра свода) изучены недостаточно, хотя не имеется данных о значительном разрыве во времени их образования. Пространственно же они обычно сближены, присутствуя в пределах одних и тех же рудных полей и узлов (Алмалыкский и Кочбулакский рудные узлы с проявлениями медно-порфиро-вой, сульфидной и кварц-адуляровой формаций, Кызылалмасайский с сульфидными и кварц-адуляровыми проявлениями и т.д.). Кроме того, по периферии рудных полей известны и полиметаллические проявления, особенно широко распространенные в Алмалыкском рудном районе. На примере последнего установлено, что кварц-адуляровые проявления приурочены к вулканогенным породам верхнего структурного яруса (Центральный блок), ниже которых в породах фундамента локализуются штоки гранодиорит-порфиров, сопровождающиеся медно-порфировым оруденением. Таким образом, эти типы оруденения приурочены к разноглубинным ярусам оруденения.

Пиритовые и кварц-адуляровые проявления связаны взаимными переходами и довольно тесно ассоциируют в пространстве. О их взаимном расположении можно судить по залеганию кварцевых руд в гранитоидах фундамента (Кызылалмасай), а в сульфидных – в вулканитах верхнего структурного яруса (Кочбулак, Самарчук, Чамаук). Таким образом, и здесь имеются указания о разделении двух типов минерализации в разноглубинных ярусах – фундаменте и в породах верхнего структурного яруса.

Вмещающие породы в пределах рассмотренного пояса интенсивно изменены – превращены в серicitовые, каолинитовые, кварцевые метасоматиты, в которых спорадически присутствуют скопления алюнита.

Рассмотренный металлогенический пояс, сложенный вулканитами андезит-дацитовой, андезит-липаритовой формаций средне-позднекаменноугольного возраста и характеризующийся развитием медно-порфировых, медных, кварц-адуляровых, пиритовых и пирит-блеклорудных, алюнитовых проявлений того же возраста, Т.М. Воронич с соавт. [14] выделили под названием Восточно-Кураминско-Дукент-Акчинской рудной зоны (ареала). Мы оставляем это название, считая, однако, что эта рудная зона имеет характер концентрического пояса, привязанного к осевому грабену, осложняющему центральную часть Кураминского свода.

В удалении от осевого грабена Кураминского свода располагается полиметаллическая, кварц-карбонатная и вольфрамовая минерализация, распределенная неравномерно. В северо-западной части свода имеются лишь разрозненные рудные поля с минерализацией этого возраста, а в юго-восточной она сосредоточена в основном в пределах Западного Карамазара и фрагментарно в восточной части Кураминского хребта.

В Западном Карамазаре минерализация средне-позднекаменноугольного возраста представлена скарново-полиметаллическими и кварц-карбонатными проявлениями. Их размещение подчинено строению Карамазарского поднятия (купола). Так, вокруг этого поднятия располагается зона кварц-карбонатных проявлений, а в его периферии – дугообразный пояс, сложенный полиметаллическими и кварц-карбонатными проявлениями. Полиметаллические проявления Западного Карамазара в основном скарновые. Они приурочены к тектоническим контактам гранитоидов C_2 с карбонатными породами D_2-C_1 . Полосы карбонатных пород расположены между телами гранитоидов и вулканогенными впадинами, сильно раздроблены и пересечены большим количеством штоков и даек изверженных пород средне-позднекаменноугольного и пермского возраста. С обилием разновозрастных магматических пород связаны сложный минеральный состав и многостадийность скарново-полиметаллических проявлений Карамазарского поднятия. Большинство исследователей выделяют здесь следующие стадии минерализации: 1) раннюю силикатную; 2) позднюю силикатную; 3) окисную I; 4) раннюю полиметаллическую; 5) окисную II; 6) позднюю полиметаллическую с

блеклыми рудами и сульфосолями Pb, Sb; 7) сурьмянью, включающую антимонит, бертьерит, киноварь и т.д. и проявленную лишь на некоторых месторождениях (Пайбулак); 8) барит-карбонатную.

Кварц-карбонатные проявления Карамазарского поднятия бедны сульфидами, но в отдельных рудных телах количество пирита достигает 20–70%. По данным Б.С. Прокопенко, пиритовые тела моложе кварц-карбонатных. Возрастные соотношения скарново-полиметаллических проявлений с кварц-карбонатными неясны. Некоторые исследователи считают, что первые образовались позднее вторых. Хотя скарново-полиметаллические и кварц-карбонатные рудные проявления встречаются в пределах одних и тех же дугообразных и кольцевых зон, они редко перекрываются, образуя самостоятельные рудные поля. Кварц-карбонатные проявления, образующие кольцевой пояс вокруг ядра Карамазарского поднятия, залегают в гранитоидах Карамазарского массива и ассоциируют со стущениями даек кварцевых диоритовых порфиров.

В Восточном Карамазаре те же проявления группируются в незамкнутый кольцевой пояс, расположенный по периферии Лашкерекской кальдеры.

В северо-западной части Кураминского свода скарново-полиметаллические проявления средне-позднекаменноугольного возраста сосредоточены в северо-западном обрамлении Кызылнуринской кальдеры. Они локализованы здесь в экзоконтакте массива гранодиорит-адамеллитового интрузива (Курганташ-Кумышканная зона). В этом районе известны и пермские скарново-полиметаллические проявления, ассоциирующие со штоками кварцевых порфиров трахилипаратовой формации [3].

Из других эндогенных проявлений того же возраста в рассматриваемом регионе распространены мелкие вольфрамовые, реже молибден-вольфрамовые: Майбулак и Канташ и др. в Западном Карамазаре, ряд мелких проявлений в обрамлении Адрасманской и Лашкерекской кальдер — Арчамазар и др. Эти проявления представлены высокотемпературными кварцевыми жилами с оторочками грейзенизации или серицитизации вмещающих пород и вкрашенностью вольфрамита, шеелита и сульфидов меди, железа, свинца, цинка.

В северо-западной части свода известны медно-молибденовые проявления (Текели), близкие по своим особенностям к медно-порфировым месторождениям Алмалыка и расположенные в периферической зоне Кызылнуринской кальдеры, В.А. Арапов [3] считает его пермским, И.М. Голованов — позднекаменноугольным. В пределах описываемого пояса средне-позднекаменноугольных проявлений широко распространены поля вторичных кварцитов и алюнитов, которые приурочены к вулканическим аппаратам.

Таким образом, внешний металлогенический пояс средне-позднекаменноугольной минерализации, названный нами Карамазарско-Кызылнуринским, резко асимметричен относительно осевого грабена Кураминского свода в западной части и слабее — в восточной. В геологическом отношении этот пояс совпадает с поясом средне-позднекаменноугольных грабенов, хотя большая часть месторождений и рудопроявлений этого возраста залегает в породах фундамента — гранитоидах С₂, карбонатных породах D₂—C₁. При этом полиметаллические и особенно кварц-карбонатные проявления тяготеют к переходной области между прогибами и поднятиями — областям стыка, сопряжениям, склонам и т.д.

Вдоль северо-восточной границы Паркентского прогиба, на стыке с Чаткальским поднятием, размещаются скарново-магнетитовые рудопроявления Чимган, Караарча и скарново-полиметаллическое месторождение Кошмансай.

К Кугалинскому прогибу приурочены проявления Бозымчак-Уртасуйской группы, для которой характерна в основном скарново-магнетитовая минерализация. Скарново-медное и скарново-полиметаллическое оруденение проявлено весьма ограниченно. В Курусай-Джангалыкском прогибе скарново-полиметаллическое оруденение развито в Курусайском и Кансайском рудных полях и на Туранглинской, Джангалыкской и Канташской рудных площадях, а скарново-магнетитовое — на рудопроявлении Туранглы и Чокадам-Булакском рудном поле. Аналогичный описанным вулканогенный прогиб

предполагается на стыке Кураминского хребта с Моголтауским поднятием.

Наиболее значительные скарново-полиметаллические месторождения сосредоточены в Алмалыкском (Кургашинкан, Каражана, Катранги и др.), Алтынтопканском (Алтынтопканское рудное поле, Чалата, Сардоб) и других прогибах, которые располагаются в пределах Карамазарского купола. В некоторых из рассмотренных прогибов в аналогичной геологической позиции находятся также и разновозрастные вольфрамо-молибденовые (Чимган, Чорух-Дайрон, Янгикан и др.) и пермские свинцовые (Кумышкан и др.) месторождения скарнового типа. Все изложенное позволяет считать указанные вулканогенные прогибы важнейшими металлогеническими структурами. Таким образом, в рассматриваемом поясе наблюдается влияние определенного интрузивного магматизма на вещественный состав оруденения и интенсивности проявления гранитоид-порфировых даек заключительных фаз на его масштаб. Алтынтопканское рудное поле является характерным примером сочетания этих рудоконтролирующих факторов.

ПЕРМСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ В ПРЕДЕЛАХ КУРАМИНСКОГО СВОДА

К раннепермскому этапу относятся кварц-адуляровые, скарново-полиметаллические с сульфосолями, свинцом, сурьмой, скарново-магнетит-халькопиритовые, кварц-адуляровые и редкощелочные проявления. Пермские скарново-полиметаллические проявления нередко находятся в тех же рудных полях, где и аналогичные средне-позднекаменноугольные, но в ряде случаев удается наблюдать их связь с пермскими субвулканическими штоками и дайками.

Кварц-адуляровые проявления содержат незначительную примесь сульфидов свинца, цинка, меди и ассоциируют с жерловыми и экструзивными фациями вулканитов ояскойской и шурабайской свит. Размещаются они во внешних частях кальдер. В ряде случаев эти проявления совмещаются в пространстве с кварц-карbonатными жилами средне-позднекаменноугольного возраста. Такие случаи описаны Б.С. Прокопенко и другими геологами. Магнетит-халькопиритовые скарновые проявления известны в горах Каржантау. Они приурочены к пропилитизированным вулканитам и ассоциируют с интрузивами щелочных габброидов.

Рудные проявления раннепермского возраста, по-видимому, распространены незначительно, и, кроме того, принадлежность тех или иных проявлений именно к этому этапу удается установить не всегда, так как некоторые из них (скарново-полиметаллические, кварц-адуляровые) имеют сходство с более ранними. Отчетливо раннепермские кварц-адуляровые проявления образуют узкий фрагментарный пояс по периферии Кураминского свода на границе Кураминского хребта и Ферганской долины и по периферии Кызылнуринской кальдеры (рис. 25).

Минерализация ранне-позднепермского возраста распространена на рассматриваемой территории очень широко. Выше уже упоминалось, что мы выделяем два ранне-позднепермских этапа — первый и второй. К первому, ранне-позднепермскому этапу отнесены шеелит-молибденит-скарновая, комплексная редкометально-флюоритовая (скарновая и грейзеновая), кассiterит-силикатная минерализация, а также проявления редких щелочей. Из приведенных данных видно, что в раннепермской и ранне-позднепермской первой группах преобладают плутогенные проявления.

Минерализация позднепермского второго этапа проявилась на территории Кураминского свода очень широко. К этому этапу относятся кварц-гематитовые, медно-висмутовые, галенит-баритовые, флюорит-полиметаллические, барит-флюоритовые, флюоритовые, сурьмяные проявления. По-видимому, позднепермский возраст имеют и некоторые скарново-полиметаллические проявления, с блеклыми рудами и минералами сурьмы, ассоциирующие со штоками кварцевых порфиров кызылнуринской свиты (Кумышкан, Сукок). Перечисленные проявления ранне-позднепермских первого и второго этапов тесно ассоциируют друг с другом в пространстве

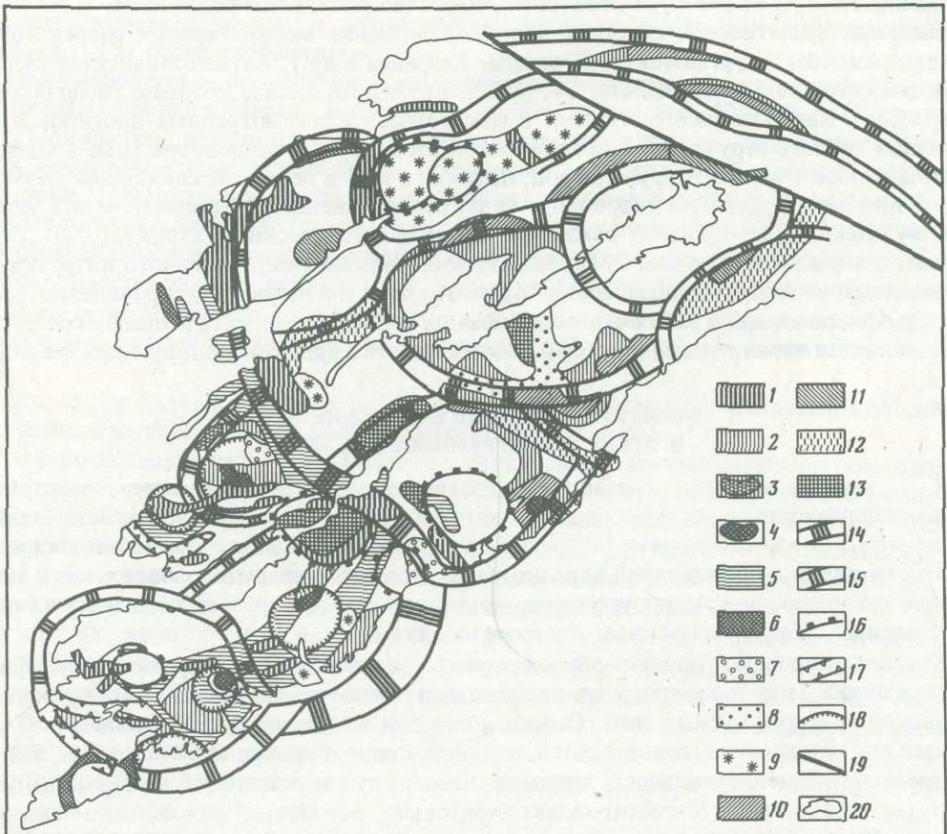


Рис. 25. Схема металлогенеза пермского этапа

1 – 13 – зоны с различной эндогенной минерализацией: 1 – флюоритовой, 2 – галенит-сфалерит-березитовой, 3 – скариово-полиметаллической, 4 – флюорит-полиметаллической, 5 – медно-висмутовой, 6 – вольфрамо-молибденовой скарновой, 7 – кварц-адуляровой, 8 – пирит-арсенопиритовой, 9 – комплексной редкометально-флюоритовой, 10 – сурьмянной и сурьмянно-полиметаллической, 11 – ртутной и ртутьно-полиметаллической, 12 – телетермальная свинцово-цинковой, 13 – касситерит-кварцевой; 14 – границы зон; 15 – зоны межблочных дислокаций; 16 – интрузивно-купольные поднятия; 17 – грабены; 18 – кальдеры; 19 – линия Талассо-Ферганского разлома; 20 – палеозойские породы

и в целом образуют общий широкий концентрический пояс сложного состава, совпадающий по форме и размерам с поясом пермских кальдер, описанным выше (см. рис. 25). В пределах Западного Карамазара, где такие кальдеры отсутствуют, аналогичные проявления прослеживаются, хотя и в меньшем количестве, на их продолжении, залегая при этом в гранитоидах фундамента и акчинских вулканитах грабенов. Пояс кальдер выше был назван также поясом повышенной проницаемости, так как в его пределах концентрируется огромное количество пермских даек, образующих концентрический по отношению к Кураминскому своду пояс.

Распределение перечисленных выше рудопроявлений в пределах пояса в значительной мере подчиняется внутреннему строению отдельных кальдер, влияющему на зональность оруденения в их пределах.

На фоне широкого медно-висмуто-флюорит-полиметаллического пояса выделяется узкий флюоритовый пояс, почти непрерывный в северо-западной части и фрагментарный в юго-восточной. Характерно, что на размещении флюоритовой минерализации влияние кальдер сказывается в наименьшей степени: они приурочены к зоне разлома в северной части свода, менее отчетливо выраженной в его южной части. В северной (Чаткальской) части узкий, очень компактный дугообразный флюоритовый пояс

близширотного простирания пересекает Карабашскую, Чилтенскую, Бабайтаудорскую кальдеры и приурочен к зоне разлома, чрезвычайно насыщенной дайками, вулканическими жерлами и небольшими телами сиенитов. В западной и юго-восточной частях пояс расщепляется на серию кулисообразно расположенных даек. Флюоритовые проявления располагаются в различных породах и структурных ярусах.

Флюоритовые и флюорит-сульфидные проявления описываемого пояса залегают в различных породах и различных структурных ярусах: верхнепермских кислых вулканитах (Агата, Чибаргата, Канимансур, Кураминское), средне-верхнекаменноугольных (Каскана и др. в Западном Карамазаре), гранитоидах фундамента (Наугарзан, Кенгутан), карбонатных породах D_2-C_1 (Курбанкул, Чашлы), сланцах O-S (Кокташкан, Мышикколсай и др. В Западном Карамазаре). Однако наиболее крупные из них приурочены к верхнепермским кислым вулканитам.

Характерной особенностью флюоритовых проявлений рассматриваемого концентрического пояса является наличие в них различных количеств сульфидов (галенита, сфалерита, блеклых руд), минералов меди и др.: от незначительных в Агате, Чибаргате, Наугескене до количеств, позволяющих вести попутную добычу свинца и цинка в Наугарзане. К этому же поясу приурочены и флюорит-полиметаллические проявления, в которых упомянутые сульфиды уже преобладают над флюоритом.

Медно-висмутовые проявления особенно широко распространены в юго-восточной (Карамазарской) части Кураминского свода, где они образуют широкий дугообразный пояс общего северо-восточного простирания. Пояс включает также более редкие скарново-висмутовые проявления того же возраста. На западе пояс начинается в районе Алтынтопкана, а на северо-востоке смыкается с висмутносными рудными полями зоны Угам-Кумбель-Арашанских разломов. В юго-западной части пояса от него отходит небольшая ветвь северо-восточного простирания, прослеженная в пределах гор Моголтау до скарнового висмутового проявления Ингирчак.

Распределение медно-висмутовых проявлений в пределах пояса неравномерное; на фоне рассеянных мелких проявлений с медно-висмутовой, а иногда лишь с медной минерализацией здесь известны участки их резкого сгущения (увеличение экстенсивности оруденения), которое часто сопровождается и увеличением масштабов оруденения (его интенсивности). Площади интенсивной минерализации соответствуют по размерам рудным узлам и занимают в пределах пояса определенную структурную позицию: они сосредоточены в пределах кальдер, особенно в их опущенных участках, или в обрамлении.

В северо-западной части Кураминского свода известно лишь несколько разрозненных медно-висмутовых рудных полей, которые в целом также слагают неширокую дугообразную зону близширотного простирания.

Галенит-баритовые проявления в рассматриваемом поясе наблюдаются также достаточно широко. Площади их распространения обычно образуют "раздувы" в пределах центральной части кальдер, сложенных верхнепермскими вулканитами. Как уже упоминалось, они тесно ассоциируют в пространстве и времени с флюоритовыми, флюорит-полиметаллическими и медно-висмутовыми проявлениями.

Остальные позднепермские проявления мало распространены, но их размещение в пространстве очень характерно. Так, комплексные редкометально-флюоритовые проявления обнаруживаются в пределах того же пояса кальдер (пояса повышенной проницаемости), но ассоциируют с телами щелочных гранитов (Шайданский, Аштский, Чаркасарский и другие массивы). В карбонатных породах на контакте с теми же гранитами возникают скарново-гнейзеновые проявления с теми же минералами, но местами в них также обильны сульфиды. Кассiterит-силикатные проявления известны в Камчикской и Бабайтаудорской кальдерах, где они ассоциируют с кислыми пермскими вулканитами.

Вольфрамовые скарновые проявления встречены лишь в юго-западной части Кураминского свода (Чорух-Дайрон, Янгикан, Шурале и др.), где они ассоциируют с пермскими сиенитами.

**МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
В ЮГО-ЗАПАДНОМ СЕГМЕНТЕ ПЕРИФЕРИЧЕСКОГО ПОЯСА
ЧАТКАЛЬСКОГО СВОДА (ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА)**

Зона, ограниченная на западе Кумбельским, а на востоке Арашанским разломами, имеет северо-западное простиранье и ширину 25–30 км. Е.М. Бутовская с соавт. [10] выделяют эту зону как Кумбельский геоструктурный блок, характеризующийся флексурным изгибом глубинных границ. Помимо упомянутых выше разломов, эта зона включает еще два крупных разлома того же простиранья: Джулайсайский и Кенкольский, а на севере – Угамский. Эта зона представляет собой, по нашим данным, сегмент пояса периферических поднятий Чаткальского свода. Одним из ее отличий является высокая насыщенность дайковыми поясами, что позволяет рассматривать эту зону как пояс повышенной проницаемости. Характерная особенность Переходной зоны (или зоны Угам-Кумбель-Арашанских разломов) – ее высокая рудно-насыщенность. По характеру металлогенеза она является переходной между Кураминским и Чаткальским сводами, но обладает также некоторыми специфическими чертами, к которым можно отнести исключительно широкое развитие висмутовых, медных, медно-висмутовых, флюоритовых и свинцовых проявлений. В пределах рассматриваемой зоны известны также редкометально-флюоритовые, оловорудные, молибденовые и вольфрамо-молибденовые проявления.

Переходная зона имеет очень сложное геологическое строение, испытав влияние обеих смежных структур – Кураминского и Чаткальского сводов. Осложняющее влияние на строение Переходной зоны оказывают и упомянутые разломы. Значительную часть зоны слагает Чаткало-Ангренский батолит средне-позднекаменноугольного возраста, вдоль западного и юго-западного контактов которого развита полиметаллическая минерализация. В тех участках, где контакт батолита с вмещающими карбонатными породами образует резкие изгибы, обращенные внутрь батолита, преобладает скарново-полиметаллическая минерализация (Алмаша, Кошман сай, Найзатугайская группа проявлений и др.). Структурная позиция оруденения (контакт интрузива и карбонатных пород), наличие дайковых пород гушсайской серии и тип оруденения на этих проявлениях аналогичны карамазарскому. Однако отличительной особенностью описываемых скарново-полиметаллических проявлений является повышенное содержание вольфрама, а в ряде случаев также висмута и меди.

Вдоль контакта Чаткальского батолита от Сарыканы на севере до Кошман сай на юге фиксируется полоса свинцово-цинковых проявлений телетермального типа (Сарыкан, Канджайляу, Левобережное и др.). И.В. Мушкин относит их к типу минерализации удаленных контактов гранитоидных интрузивов и рассматривает в едином со скарново-полиметаллическими проявлениями рудно-формационном комплексе, хотя телетермальное оруденение может быть и наложенным, более молодым.

В юго-восточном контакте Чаткальского батолита, также в участке резкого изгиба контакта в бассейне р. Гавасай, располагается скарново-полиметаллическое проявление Уртасу, в юго-западном контакте Ангренского батолита – скарново-полиметаллические, а в удалении от контакта – телетермальные проявления. К средне-позднекаменноугольному возрасту в пределах Переходной зоны относятся также кварц-карбонатные проявления Тереклинского грабена в северо-западной части зоны, а также довольно распространенные мелкие молибден-вольфрамовые проявления. Последние относятся нами к молибден-вольфрам-кварцевой формации. Они представлены кварцевыми жилами с вкрашенностью шеелита, молибденита, реже минералов висмута, сопровождающихся оторочками серicitизации вмещающих пород, и ассоциируют со штоками диоритов или гранитов (Чавата, Большой Чимган и др.). В рассматриваемой Переходной зоне резко преобладает пермская минерализация.

Среди многочисленных проявлений висмута (здесь известно 67 пунктов с висмутовой минерализацией) преобладают медно-висмутовые карамазарского типа, но некоторые из них обогащены теллуридом висмута – тетрадимитом. При этом на место-

рождении Узумлек, приуроченном к обрамлению Кызылнуринской кальдеры, тетрадимит является главным минералом висмута. Теллуро-медно-висмутовые проявления обычно содержат повышенные количества шеелита. Ассоциация предрудных метасоматитов (турмалин-адуляр-альбитовые на Ташкескене, гранат-амфибол-полевошпат-эпидотовые на Узумлеке) и синхронных с оруденением метасоматитов (турмалиновые на проявлении Ташкескен, калишпат-гематитовые на Узумлеке), так же как широкое развитие в рудах шеелита, свидетельствует, по-видимому, о том, что теллурсодержащее медно-висмутовое оруденение Переходной зоны сформировалось при более высокой температуре, чем медно-висмутовое карамазарского типа. Возможно, что оно является переходным по глубинности к теллурсодержащим сульфидным проявлениям. Специфичны для Переходной зоны висмутовые проявления Бричмуллинского рудного узла, обогащенные арсенопиритом, пирротином и шеелитом. Они залегают в осадочных породах фундамента вулканогенного пояса.

Висмутовые проявления Ангренского плато, ассоциирующие с пермскими аляскитовыми гранитами, относятся к висмутин-кварцевой формации и близки к грейзеновым образованиям.

Флюоритовые проявления Кумбель-Арашанской зоны также весьма разнообразны. Как и в пределах Кураминского свода, флюоритовые проявления рассматриваемой зоны содержат различные количества сульфидов железа, свинца, цинка, меди, давая переходы от собственно флюоритовых к полиметаллическим проявлениям, обогащенным флюоритом. Представителями первых являются Аурахмат, Суппаташ, Чакмакташ, вторых – Лачинхана.

В рудных узлах, приуроченных к поднятиям, в пределах Кумбель-Арашанской зоны распространены и богатые флюоритом проявления выделенного авторами редкометально-флюоритового комплекса, связанного с верхнепермскими аляскитами. Среди проявлений этого комплекса известны скарновые и грейзеновые, тесно ассоциирующие друг с другом. Пояс флюоритовых и флюорит-редкометальных проявлений Кумбель-Арашанской зоны на северо-западе плавно меняет свое простижение на северо-восточное и субширотное и обрамляет с севера Чаткальский свод.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что Переходная зона специализирована на висмут и флюорит. В зависимости от локальной структурной позиции и фациального типа магматических пород, ассоциирующих с оруденением, проявляется тот или иной тип висмутового и флюоритового оруденения.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ В ПРЕДЕЛАХ ЧАТКАЛЬСКОГО СВОДА

На схеме гранитоидных ареалов в пределах Чаткальского свода выделяется их несколько, причем один специализирован на медь и висмут (совпадает с Верхне-Ангренским поднятием), другие, охватывающие часть Центрально-Чаткальского поднятия и Майдантальское поднятие, – на висмут, вольфрам, ниобий, tantal (см. рис. 23).

Приведенные металлогенические схемы (см. рис. 24, 25) показывают, что в размещении зон эндогенной минерализации в пределах Чаткальского свода наблюдается отчетливая концентрическая зональность, осложненная "раздувами", связанными с локальными поднятиями. При этом средне-позднекаменноугольная и пермская минерализация нередко присутствует в одних и тех же зонах, хотя наблюдается тенденция к приуроченности средне-позднекаменноугольных проявлений к центральной части свода, а пермских – к ее периферии.

К средне-позднекаменноугольному этапу рудообразования в Чаткальском своде относятся молибденово-медно-скарновые, молибдено-вольфрамо-скарновые, скарново-полиметаллические, кварц-карбонатные проявления.

Молибденово-медно-скарновые проявления образуют довольно узкую протяженную зону в северо-западном борту долины р. Чаткал (Курутегерекскую), почти вплотную прилегающую к этой долине. Эта зона не согласуется с выделенными орогенными

структурами, что указывает, по-видимому, на контроль рассматриваемых проявлений дугообразными разломами, опирающимися концами дуг на Чаткальский грабен. В левом борту долины фрагментарно прослеживается вторая зона с аналогичными проявлениями. Последние ассоциируют с небольшими штоками диоритов и сиенито-диоритов, располагаясь на контакте с карбонатными породами D_2-C_1 .

Отдельные проявления того же типа установлены и в удалении от р. Чаткал: Иштамберды в левом борту Касанского грабена, Бозымчак в восточном обрамлении Гавасайской структуры, проявления Майдантальского и Баракракского рудных полей, рудное поле перегиба Ихначского интрузива.

Молибденовые и молибдено-вольфрамовые проявления средне-позднекаменноугольного возраста слагают полосу вдоль контактов Ихначского интрузива гранодиоритов. Некоторые из этих проявлений повышенно висмутоносны (Ташкерган), что связано, по-видимому, с их близостью к висмутоносному поясу зоны Кумбель-Арашанских разломов.

Условно к этому же этапу отнесены кварц-карбонатные проявления Бешторского (Бештор, Тулек, Карайнгрык и др.) и Афлатунского (Иштык, Афлатун, Малаташ и др.) участков.

На большинстве из них магматические породы не установлены. Проявления представлены кварцевыми жилами с вкрапленностью халькопирита, пирита, блеклых руд. Во многих из них определены барит и кальцит. Отдельные проявления такого же состава, не обнаруживающие связи с магматическими породами, констатированы и на краинем северо-востоке рассматриваемого свода вблизи Талассо-Ферганского разлома: рудо-проявление Акботаш, представленное кварц-анкеритовыми жилами с вкрапленностью сульфидов, залегающее в сланцах D_2-C_1 , Йчке и др.

Все эти проявления во многом близки к позднекаменноугольным кварц-карбонатным проявлениям Кармазара, поэтому и отнесены нами к тому же этапу.

ПЕРМСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ В ПРЕДЕЛАХ ЧАТКАЛЬСКОГО СВОДА

К пермскому этапу в пределах Чаткальского свода относятся пирит-пирротиновые, часть кварц-адуляровых, антимонит-кварцевые, антимонит-галенит-сфалеритовые, киноварные, галенит-сфалеритовые березитовой и телетермальной формаций, кассiterит-кварцевые, комплексные редкометально-флюоритовые проявления. В их размещении в пространстве наблюдается сложная концентрическая зональность. Пермская минерализация, как уже упоминалось, смешена к периферии свода (рис. 25) и не установлена в осевой части.

Антимонит-кварцевые, антимонит-галенит-сфалеритовые, галенит-баритовые и галенит-сфалеритовые телетермальные проявления тесно ассоциируют друг с другом в пространстве и сосредоточены в пределах одних и тех же металлогенических зон. В центральной части свода наблюдаются две такие примыкающие друг к другу колыцевые зоны. Одна из них приурочена к колыцевому обрамлению Центрально-Сандалашского поднятия, вторая располагается по периферии Верхне-Чаткальского поднятия.

В Центрально-Сандалашском поднятии к минерализации указанного состава добавляется сульфидная, особенно распространенная вблизи Кассанского грабена, осложняющего южную периферию поднятия. Минерализованы и отдельные секториальные блоки внутри этого поднятия, причем, помимо галенит-баритовых и сурьмянных, здесь известны и кассiterит-кварцевые проявления.

На основании взаимопересечений минеральных тел можно считать, что они образовались в такой последовательности: сульфидные, полиметаллические, сурьмяные и сурьмяно-рутные, флюорит-баритовые с галенитом. Возраст сульфидных проявлений установлен как позднепермский, о чем свидетельствуют пересечения пирит-арсенопиритовыми прожилками пермской интрузии сиенитов. Р.А. Мусин, К.Т. Мустафин и А.И. Образцов считают, что перечисленные проявления генетически связаны между

собой, о чем свидетельствует не только близость в пространстве, но и наличие зональности в их размещении по отношению к ядрам небольших горст-антиклиналей, контролирующих размещение рудных полей: здесь происходит смена сурьмяного оруденения полиметаллическим, а затем пирит-арсенопиритовым от центра к периферии горст-антиклиналей.

В южной части Чаткальского поднятия выделена дуговая полоса сурьмяно-сульфидной минерализации, охватывающая проявления Чапчаминской, Иштамбердинской, Терек-Терекканской и Тиллябердинской групп. Описываемая полоса в целом отчетливо подчеркивается разрывными нарушениями блокового типа и цепочками небольших выходов пермских вулканогенно-осадочных отложений. В структурном отношении она ограничивает блок выступа протерозойского фундамента, который является частью сложного купола. Характер минерализации и геолого-структурная позиция участков концентрации оруденения однотипны почти на всем протяжении полосы. Лишь самое северо-восточное окончание ее (Тиллябердинский участок) отличается более сложной геологической ситуацией за счет выделяемых вулканитов минбулакской и акчинской свит.

На участке сопряжения с Кассанским грабеном, вдоль его тектонических ограничений, в породах фундамента распространены собственно сурьмяные проявления (Кассан, Арчасу, Чарканак).

В пределах Верхне-Чаткальского орогенного поднятия минерализация сосредоточена по его периферии, образуя почти непрерывный пояс полиметаллических (галенит-сфalerит-березитовой, галенит-баритовой и телетермальной формаций), сурьмяно-полиметаллических и сурьмяных проявлений. Аналогичные проявления образуют дугообразный, выпуклый на северо-восток пояс к северу от Талассо-Ферганского разлома. По своему положению и конфигурации этот пояс скорее принадлежит к обрамлению Ферганского мегасвода. Здесь известны также сульфидные проявления, близкие к Тереккану и поэтому условно отнесенные нами к перми.

Пояс галенит-сфalerитовых, реже сурьмяных и сурьмяно-полиметаллических проявлений обрамляет с северо-востока Ангренский блок и с севера – Акбулакский блок в поясе периферических поднятий Чаткальского свода.

Комплексные редкометально-флюоритовые проявления сосредоточены в крайней северной части Чаткальского свода, где они слагают полосу северо-восточного простирания, приуроченную к Ойгаингскому дочернему поднятию. Проявления ассоциируют с Майдантальским и другими более мелкими массивами лейкократовых гранитов. Внутри этой полосы оруденение концентрируется в краевых частях интрузивно-купольных (очаговых) структур, выделенных при структурном дешифрировании высотных снимков.

В западной части Ойгаингское поднятие обрамлено лоясом флюоритовых проявлений. Рассмотренная полоса редкометально-флюоритовых проявлений, по-видимому, представляет собой фрагмент редкометального пояса, положение которого определяется периферическими дислокациями Ферганского мегасвода.

Несмотря на то что Кураминский и Чаткальский своды существенно различаются по внутреннему строению, магматизму и набору полезных ископаемых, в характере металлогенической зональности они имеют много общего. Так, в обоих сводах средне-позднекаменноугольная минерализация тяготеет в основном к их центральным частям, пермская – ближе к периферии. В приосевых частях сводов в дугообразных зонах локализуется медная минерализация, хотя ее формационная принадлежность различна: в Кураминском своде это медно-порфировые месторождения и мелкие медные проявления неясной формационной принадлежности, в Чаткальском – скарновые. И те и другие проявления содержат примесь молибдена и некоторых других компонентов. В описываемых зонах обоих сводов известны кварц-карbonатные и вольфрам-молибденовые проявления.

Более внешняя металлогеническая зона в том и в другом своде имеет сложный многометальный состав с преобладанием полиметаллических проявлений, к которым в Чаткальском своде добавляются в заметном количестве проявления сурьмы и ртути, в Кураминском своде – висмута.

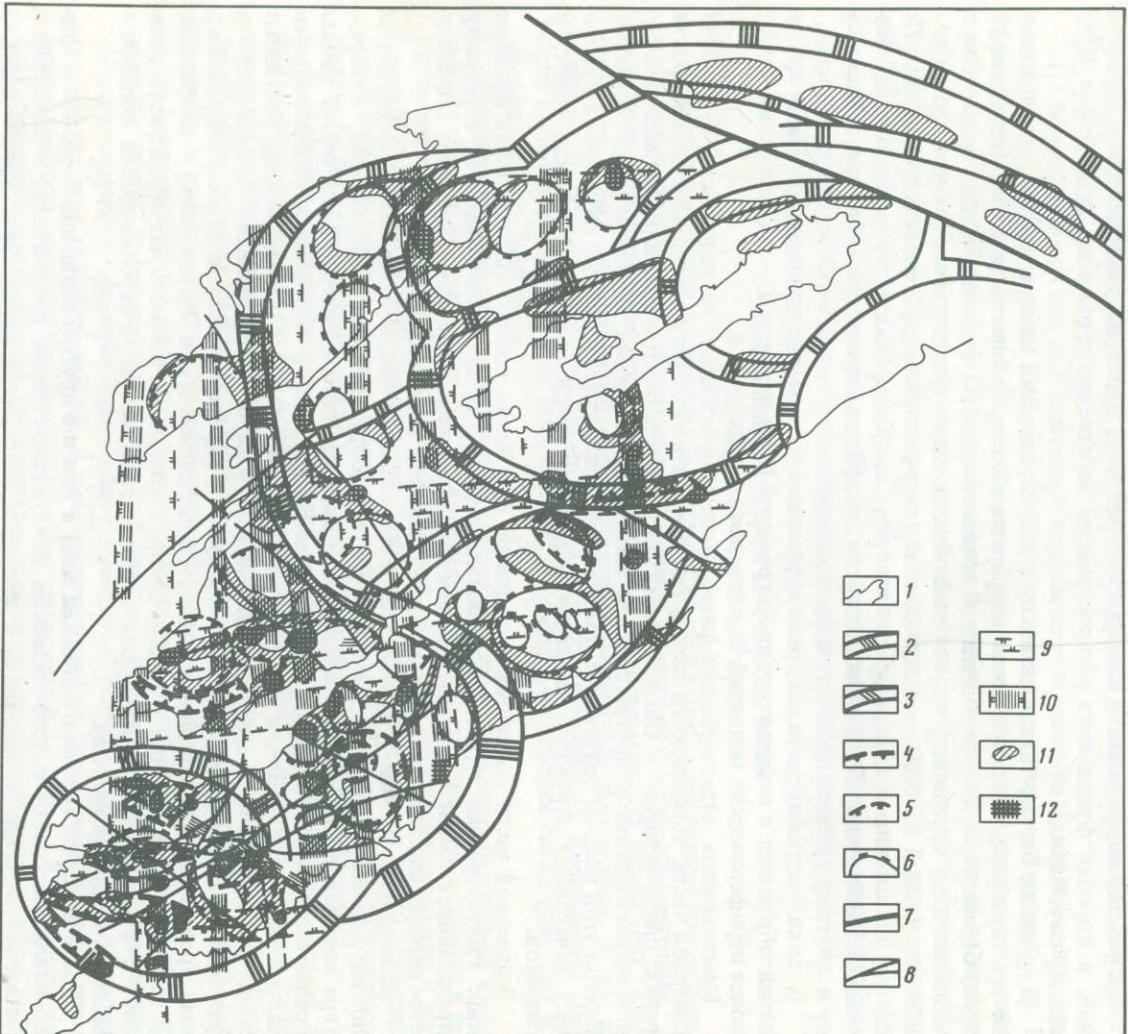


Рис. 26. Схема размещения узлов повышенной экстенсивности и интенсивности оруденения на территории Чаткало-Кураминского региона. Составила Г.А. Тананаева

1 – контуры палеозойских пород; 2 – границы сводов; 3 – межблоковые дислокации; 4 – контуры грабенов; 5 – контуры кальдер; 6 – купольные поднятия; 7 – Талассо-Ферганский разлом; 8 – прочие разломы; 9 – контуры сквозных зон; 10 – зоны повышенной трещиноватости, выявленные по данным морфоструктурного анализа; 11 – узлы повышенной экстенсивности оруденения; 12 – узлы повышенной интенсивности оруденения

УЗЛЫ КОНЦЕНТРАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Выше уже упоминалось, что оруденение в пределах охарактеризованных металлогенических зон Чаткало-Кураминского региона распределено неравномерно: на фоне относительно равномерно распределенных редких и мелких проявлений разного типа встречаются площади резкого увеличения как экстенсивности оруденения, так и его интенсивности.

Ниже мы рассмотрим закономерности появления таких площадей более подробно. Приведенные схемы экстенсивности и интенсивности (рис. 26) оруденения показывают, что площади повышенной экстенсивности не всегда совпадают с площадями повышенной интенсивности. Максимальное количество площадей повышенной концентрации оруденения сосредоточено в пределах юго-восточной части Кураминского свода, особенно в пределах Карамазара, а также в северо-западной части Переходной зоны.

Площади повышенной экстенсивности оруденения на всей территории Кураминского свода имеют близкие размеры, соответствующие рудным узлам, реже районам, и слегка вытянутую, реже изометричную форму. Можно выделить следующие структурные позиции таких площадей: 1) обрамление вулканогенных грабенов (Алтынтопканское, Курусайское и другие рудные поля); 2) внешние обрамления кальдер. В пределах обрамления кальдер — узлы пересечения разломов, локальные кольцевые структуры, насыщенные дайками и разломами; 3) в кальдерах со сложным внутренним строением — наиболее опущенные участки, сложенные самыми молодыми вулканиками, и границы поднятий с прогибами; 4) подножья локальных поднятий, мелкие купола, осложняющие локальные поднятия. Отдельные сектора этих локальных поднятий.

Линейные структуры осложняют форму площадей повышенной экстенсивности оруденения, но редко определяют их положение полностью.

Размещение площадей повышенной интенсивности оруденения более сложное. Общим фактором для большинства из них является их приуроченность к субмеридиональным зонам глубинных разломов, а чаще — к узлам пересечения этих зон разломов с субширотными, реже с северо-западными глубинными разломами. Однако наличия меридиональных зон разломов и их пересечений с разломами других направлений, по-видимому, еще недостаточно для появления месторождений, так как все узлы с повышенной интенсивностью оруденения обладают и вполне определенными чертами геологического строения и магматизма.

Рассмотрение геологических особенностей площадей повышенной интенсивности показывает, что все они приурочены к участкам земной коры, обладающим в момент, предшествующий рудообразованию, повышенной проницаемостью для магматических расплавов и рудоносных флюидов: 1) многие участки являются относительными понижениями, образующимися либо на фоне поднятий (Алмалык), либо на фоне пологих опусканий (Канимансур); 2) ряд участков повышенной интенсивности сосредоточен в поднятиях, но всегда близок опусканиям — в бортах грабенов (Алтынтопкан, Кансай и др.), реже в обрамлении кальдер (Чокадамбулак, Наугарзан) либо в мелких локальных купольных поднятиях внутри кальдер; 3) в Чаткальском своде, где редки вулканогенные образования и в строении свода преобладают поднятия (блоки, купола), оруденение сосредоточивается в подножиях поднятий, либо в мелких куполах, осложняющих эти подножия, либо в секториальных блоках, представляющих собой относительные опускания.

Особенности магматизма в узлах концентрации оруденения изучены еще далеко не достаточно. Предварительно же можно сказать, что его главной особенностью является длительность формирования магматических комплексов, характеризующих тот или иной узел, и появление тел малых интрузивов либо экструзивных, жерловых, дайковых образований, ассоциирующих с оруденением. Не всегда удается установить зависимость масштаба оруденения от состава магматических пород. Так, медно-порфировые проявления Алмалыка ассоциируют лишь с одним типом магматических

пород — штоками гранодиорит-порфиров, флюорит-полиметаллическое оруденение — с вулканитами трахилитаритовой формации. В то же время флюоритовые проявления района ассоциируют и с телами базальтоидов и с кислыми магматическими породами. Положение оруденения в пределах того или иного структурного яруса не влияет на его масштаб.

Глава V

СТРОЕНИЕ ТИПОВЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ КУРАМИНСКОГО СВОДА

Рассмотрев общие закономерности размещения специализированных металлогенических зон в орогенных структурах региона, мы также затронули вопросы структурного контроля узлов концентрации оруденения, которые тяготеют к местам пересечения линеаментов. Эти структурные узлы нередко оказываются осложнены приуроченными к ним очаговыми структурами. Последние играют решающую роль в определении внутреннего строения рудных районов и узлов, зональности и ярусности оруденения в их пределах. Ниже мы охарактеризуем два района, связанных с вулканическими кальдерами, — Лашкерекский и Адрасманский, которые обладают рядом общих особенностей строения, что позволяет относить их к районам одного типа.

СТРУКТУРА И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ АДРАСМАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Адрасманский рудный район приурочен к одноименной вулкано-тектонической депрессии, вмещающей разнообразное эндогенное оруденение и расположенной в южной части рассмотренного выше пояса кальдер на южном склоне Кураминского хребта. Он занимает бассейн р. Карамазар и верховьев рек Уткем-су, Долоны, Катта-Пазман. Депрессия имеет полигональные очертания и изометричную форму и размер около 500 км². В ее основании залегают главным образом гранитоиды среднего карбона, а сама она выполнена вулканитами среднего и верхнего карбона и перми.

Геологическое строение и металлогенез рассматриваемого рудного района изучались многими исследователями (В.А. Арапов, В.П. Байков, В.А. Вашкарин, Н.Т. Кочнева, Е.Г. Краснов, И.Н. Кутыкин, Л.И. Лукин, Е.М. Некрасов, Ю.Г. Сафонов, Г.А. Тананаева, Ю.В. Шихин и др.). Применение морфоструктурного анализа и изучение космических и высотных снимков позволили Г.А. Тананаевой и Н.Т. Кочневой [37] рассмотреть Адрасманскую депрессию как кольцевую структуру сложного строения. Ее особенности по данным морфоструктурного анализа (положение морфотектонизогипс, расположение речных долин, густота расчленения отдельных блоков, дешифрирование космических и высотных снимков) следующие. Современный структурный план Адрасманской депрессии в подавляющем большинстве случаев находит подтверждение в геологических данных и во многом объясняет закономерности размещения эндогенных рудных проявлений. Изучаемая территория в современном рельфе представлена как концентрически-полигональная структура, расположенная на пересечении разноориентированных крупных линеаментов. Наиболее отчетливо граница и концентрические элементы проявлены в северной части структуры, в южной части они выражены в рельфе менее отчетливо, что связано со значительными смещениями по разломам в послепалеозойское время. Упомянутая структура имеет размер 20 × 24 км и отличается от сопредельных территорий низким гипсометрическим уровнем. Граница современной структуры оконтуривает примерно область распространения верхнепалеозойских вулканитов. В рассматриваемой структуре выделяется Центральная часть, составленная из трех перекрывающих друг друга кольцевых структур (A₁, A₂ и A₃) и внешнего концентрического пояса (B), состоящего из нескольких блоков.

Депрессия A_1 приурочена к аномально расширенной части долины среднего течения р. Карамазар и представляет собой овал размером 6×4 км. Притоки среднего течения р. Карамазар расположены радиально по отношению к его центру. Вокруг овала A_1 выделяется кольцевая депрессионная структура A_2 размером 12×11 км, характеризующаяся наиболее дифференцированным строением рельефа. Депрессия A_3 имеет размеры, приблизительно равные размерам структуры A_2 , и смещена относительно последней к северу. Центральная часть этой структуры расположена в междуречье Бурачарская, Дрешская и Карамазарская.

Участок наложения структур A_2 и A_3 выделяется концентрацией небольших купольных образований и сосредоточенностью линейных элементов всех направлений. Для восточной части структуры A_2 характерен резкий гипсометрический перегиб, достигающий 600 м и приуроченный к ее дугообразной границе.

Периферический пояс Адрасманской депрессии (Б) приподнят относительно ее центральной части и выдержан по высоте. Его ширина составляет 4–5 км. Пояс отличается меньшим расчленением рельефа по сравнению с центральной частью и характеризуется поднятиями с округлыми или столообразными вершинами и пологими мягкими склонами. В северо-восточной части пояса располагается дугообразный хребет, на котором местами наблюдаются сохранившиеся поверхности донеогенного выравнивания.

Кроме концентрических структур, в изучаемом районе значительную роль играют линейные нарушения, а сама депрессия приурочена к участку пересечения разноориентированных линейных зон.

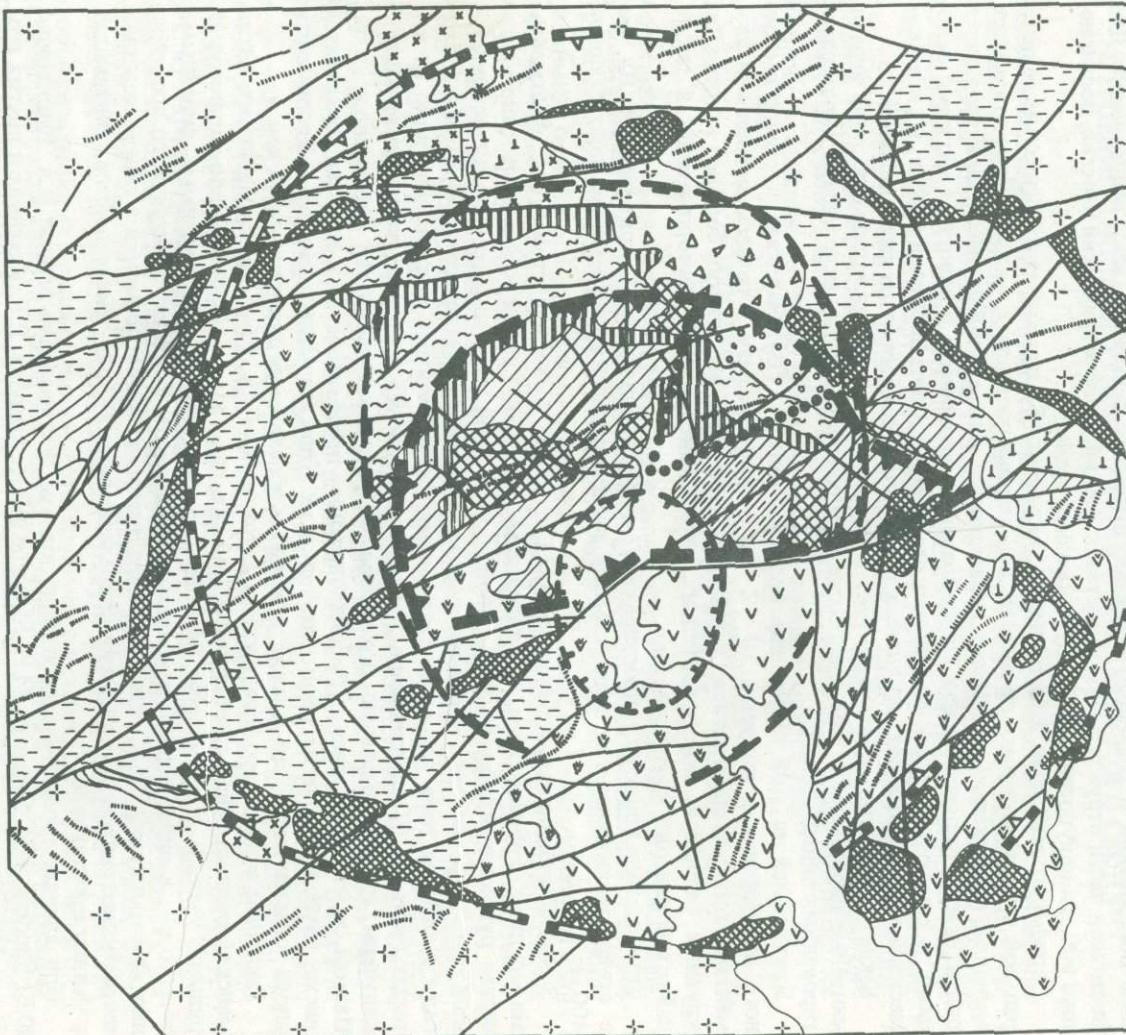
Крупнейшей на этой территории является зона I–I (Бурачарская) северо-восточного простирания и шириной 10–12 км, подчеркиваемая в рельефе линейными элементами того же простирания. В пределах этой зоны выделяется большое количество крупных разломов, контролирующих размещение рудных месторождений, а также дайковых поясов и кварцевых жил.

Крупная зона широтного простирания II–II (Кошмуллинская) шириной 9–10 км с севера подчеркивается значительным гипсометрическим перегибом, достигающим 400 м.

Зоны субмеридионального простирания III–III и VII–VII являются фрагментами крупной сквозной зоны, названной нами Янгиабад-Гушсайской и выделенной в качестве рудоконцентрирующей. На продолжении этой зоны к северу от Адрасманской кальдеры сосредоточены кварцево-рудные проявления. В современном рельефе Янгиабад-Гушсайская зона слагается отдельными валообразными поднятиями, одно из которых (зона III–III) шириной до 5 км наблюдается и в восточной части Адрасманской кальдеры, где оно выражено спрямленными участками долин рек Карамазар и Катта-Пазман, имеющими здесь субмеридиональное простижение. Эта зона подчеркивается также глубоким врезом речных долин и их относительным сужением. Кроме того, вдоль зоны намечена цепь мелких купольных образований диаметром до 5 км.

Линейные зоны северо-западного простирания V–V и VI–VI протягиваются в Адрасманский рудный район со стороны Алмалыка, где к ним приурочен медно-порфировый рудный узел. В современном рельефе они представлены сближенными линейными элементами в виде мелких спрямленных водотоков. Зоны северо-западного простирания имеют ширину 1,5–2 км и наиболее отчетливо прослеживаются в северо-западной части рассматриваемой территории. В пределах зоны I–I они расщепляются, смещаются и меняют простижение.

При анализе геологических материалов мы использовали данные В.А. Вашкарина, Ю.В. Шихина, В.Н. Байкова, И.Н. Кутыкина, В.А. Арапова, Е.Г. Краснова и других геологов. Изучение этих данных показывает, что наиболее молодые вулканогенные породы шурабсайской, равашской и кызылнуринской свит приурочены в основном к центральной впадине, концентрируясь в ее северной половине (Тавакская кальдера В.А. Арапова). Выделенные в ее пределах кольцевые структуры (A_1 , A_2 и A_3) характеризуются индивидуальными чертами геологического строения. Структура A_1 большей частью перекрыта современными отложениями долины р. Карамазар, расширяющейся в ее



пределах. По ее периферии обнажаются вулканиты верхнекушайнакской толщи шурабсайской свиты, интенсивно березитизированные и пропилитизированные. Структура А₂ сложена породами шурабсайской свиты, причем в ее северной части преобладают вулканиты тарыэканской толщи, а вблизи Канимансурского разлома обнажаются более древние вулканиты верхнекушанакской толщи. Состав вулканитов довольно пестрый: в основании залегает осадочная пачка, сменяющаяся выше андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами с прослойками туфов и лавобрекчий (верхнекушайнакская толща), а затем туфоловыми фельзитовых и кварцевых порфиров (тарыэканская толща).

По кольцевому разлому, ограничивающему структуру А₂ с севера, прослеживается узкий пояс экструзивных тел пород равашской свиты. Мелкие субвулканические тела, жерла, некки, многочисленные дайки и кварцевые жилы, поля метасоматитов широко распространены по всей площади структуры. Здесь известно также несколько мелких поднятий, в пределах которых обнажаются породы акчинской свиты.

Структура А₃ сложена самыми молодыми в районе вулканитами кызылнуринской свиты, в составе которой преобладают липариты, трахилипараты и их туфы (тавакская толща), глины, песчаники и туфы (саттарская толща). Эти породы слагают широкую концентрическую полосу вокруг структуры А₂. Основная часть последней в период формирования структуры А₃ оставалась, по-видимому, приподнятой, но в ее северо-восточной части происходило опускание секториального (Канимансурского) блока, сопровождающееся опережающим прогибанием его крайней северо-восточной части. В результате в этом участке образовалась впадина, в пределах которой наблюдается увеличение мощностей наиболее молодых вулканогенных толщ района. На границе этого прогибания и соседствующих с ним поднятий произошло внедрение экструзивного тела туфолов кварцевого порфира.

В южной части центральная кольцевая структура имеет более простое строение и, как уже упоминалось, сложена более древними породами. Здесь обнажается большое количество разломов, кварцевых жил и субвулканических образований (рис. 27).

Асимметричность в строении Центральной впадины Адрасманской кальдеры, возможно, связана с блочным строением фундамента: в ее северной части по геофизическим данным предполагается наличие раннегерцинского прогиба, являющегося продолжением Алтынтопканского и сложенного нижне-среднепалеозойскими отложениями. Наличие такого же прогиба предполагается и в южной части Адрасманской кальдеры.

В пределах периферического пояса Адрасманской кальдеры обнажаются наиболее древние вулканиты этого района — дациты, трахидациты, липарито-дациты акчинской свиты (С₂) в ее западной и юго-западной частях, липариты, кварцевые латиты и их туфы оясайской (?) свиты в восточной и юго-восточной, среднекаменноугольные гранитоиды, нижнепалеозойские осадочные породы в северной и северо-восточной.

Как уже упоминалось, в пределах кальдеры устанавливается огромное количество разломов всех направлений. Среди последних главное значение имеют северо-восточные, зачастую контролирующие размещение даек и рудной минерализации. Эти раз-

Рис. 27. Геолого-структурная схема Адрасманской кальдеры. Составлена по данным В.А. Вапкарина, Ю.В. Шихина, В.Н. Байкова

1 — граница Адрасманской кальдеры по морфоструктурным данным; 2 — граница Тавакской кальдеры; 3 — граница сектора с флюорит-полиметаллическим оруденением; 4 — границы внутренних кольцевых структур Тавакской кальдеры (а — Канимансурской, б — Центральной); 5 — разломы; 6 — гранитоиды (С₂) фундамента кальдеры; 7 — осадочные породы ордовика-девона; 8—12 — верхнепалеозойские вулканиты: 8 — андезиты акчинской свиты, 9 — андезито-дациты наадской свиты, 10 — дациты наадской свиты (С₂₋₃), 11 — вулканиты шурабсайской свиты (а — порфириты кушайнакской свиты, б — кварцевые порфиры тарыэканской свиты), 12 — экструзивные тела равашской свиты (сферолитовая толща); 13 — трахилипараты кызылнуринской свиты; 14 — субвулканические и экструзивные тела С₂ и С₂₋₃; 15 — то же, пермские; 16 — гранодиорит-порфиры С₂₋₃; 17 — сиениты и сиенито-диориты Р₁; 18 — Адрасманский экструзив; 19 — дайки; 20 — отложения мела-палеогена

ломы, являющиеся левыми сдвигами, кроме того, расщепляют кальдеру на ряд блоков, смещенных относительно друг друга, незначительно нарушая ее концентрическое строение. Крупнейшие субширотные разломы — Баштавакский и Бирюзовый — ограничивают с севера и юга область развития наиболее молодых вулканических образований района.

Разломы северо-западного профиля по геологическим данным выражены слабее. Субмеридиональный вал III–III, выделенный по морфоструктурным признакам в восточной части кальдеры, находит свое отражение на геологических картах наличием разломов того же направления, флексурными изгибами в его пределах разломов северо-восточного профиля, субвулканическими штоками.

Все изложенное позволяет сделать вывод о том, что главной особенностью Адрасманской кальдеры является осложнение ее внутренней впадиной (Тавакская кальдера В.А. Арапова) и периферическим поднятием, возникновение которых обусловлено длительным многоэтапным развитием кальдеры. Размещение в пространстве разновозрастных вулканитов позволяет предположить, что максимальных размеров, почти совпадающих с современными, кальдера достигала в период ее заложения в среднем карбоне (акчинская свита). В верхнем карбоне ее размеры уменьшились, причем основная вулканическая деятельность, по-видимому, сосредоточилась в ее юго-восточной части, а в перми она переместилась на северо-запад и север. Основные линейные зоны пересекаются в центре кальдеры и активно влияют на развитие структуры, вычленяют отдельные блоки, определяют размещение даек и минерализации.

В рассматриваемом рудном районе известны флюорит-полиметаллические, медно-висмутовые, свинцовые, галенит-баритовые (галенит-сфалерит-кварцевые), гематитовые и баритовые проявления. В их размещении отмечается отчетливая горизонтальная зональность, концентрическая по отношению к наиболее прогнутой части кальдеры — упомянутому выше опущенному секториальному блоку в пределах Тавакской кальдеры (рис. 28). К последнему приурочены флюорит-полиметаллические проявления, к югу от него в относительно приподнятом участке распространены мелкие свинцовые проявления, содержащие небольшое количество меди и цинка. Этот участок окружен широким поясом медно-висмутовых проявлений, приуроченных к приподнятой части Тавакской кальдеры. Бурением скважин медно-висмутовые руды установлены и под флюорит-полиметаллическими рудами. По предварительным данным, медно-висмутовые руды в проявлениях, выходящих на поверхность, несколько отличаются от руд, залегающих под флюорит-полиметаллическими: в них более широко развиты медно-висмутовые минералы и самородный висмут, а также гипогенные борнит и халькозин, барит и карбонаты магния и железа. Обилие гематита, хлорита и адуляра, широкое развитие кокардовых и брекчийных структур, калишпатизация пород характерны для тех и других.

Внешний пояс Адрасманской кальдеры характеризуется редкими рудопроявлениями, среди которых известны свинцовые проявления галенит-сфалерит-березитовой формации. Кратко охарактеризуем особенности минерального состава перечисленных рудопроявлений.

Флюорит-полиметаллические проявления изучали В.Н. Байков, Б.Ф. Зленко, И.Н. Кутькин, В.Н. Мясников, Г.А. Тананаева и др. Главные рудные минералы этих проявлений — галенит, сфалерит, пирит, блеклая руда; второстепенные — халькопирит, арсенопирит, борнит, гематит, марказит; редкие — аргентит, поливазит, пиаргирит и др. Среди жильных минералов преобладает кварц, местами широко распространен флюорит, встречаются карбонаты кальция, магния и железа, барит, серицит, хлорит.

Вмещающие породы в пределах рудных тел серицитизированы, но вблизи сульфидных прожилков наблюдается хлоритизация. Характер оруденения прожилково-вкрашенный. Размеры выделений рудных минералов в породе — сотые и тысячные доли миллиметров. Рудные вкрапления приурочены в основном к серицитизированным и хлоритизированным вкрашенникам полевых шпатов.

Последовательность образования минеральных ассоциаций на рассматриваемых

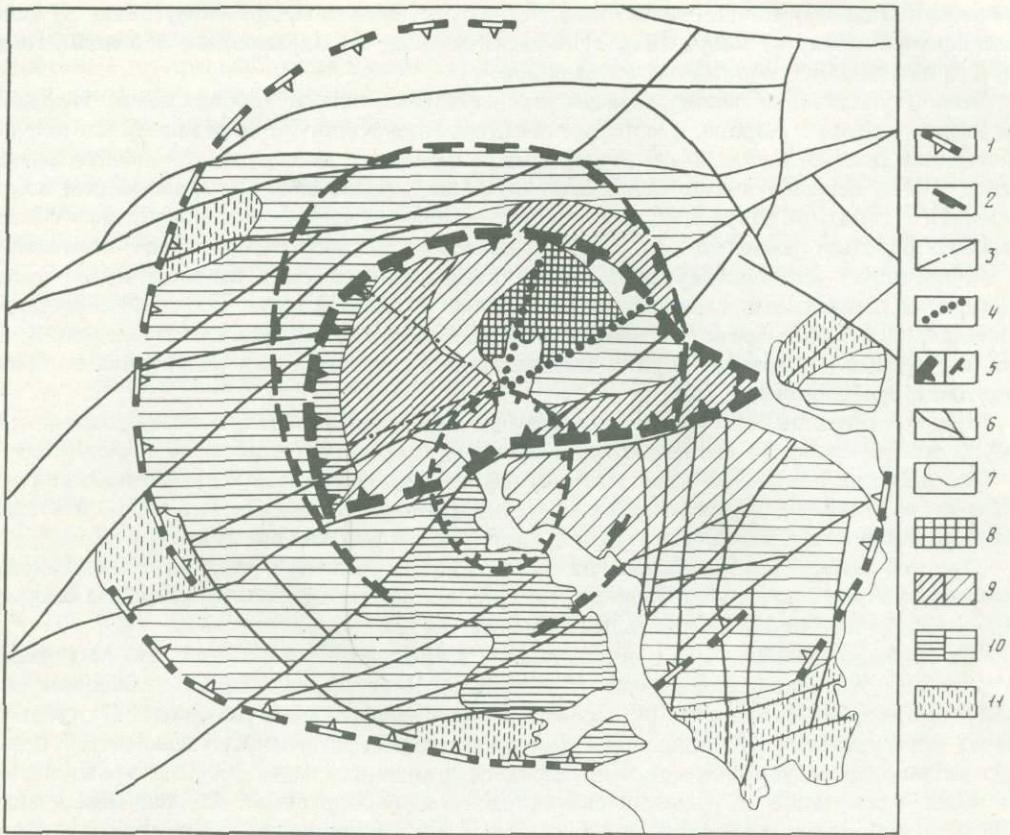


Рис. 28. Схема эндогенной металлогении Адрасманской кальдеры

1 – границы Адрасманской кальдеры; 2 – границы Тавакской кальдеры; 3 – радиальные разломы; 4 – границы секториального блока с полиметаллическим оруднением; 5 – внутренние кольцевые структуры Тавакской кальдеры (*a* – Канимансурской, *b* – Центральной); 6 – разломы; 7 – границы металлогенических зон; 8–11 – зоны с различной эндогенной минерализацией: 8 – флюорит-полиметаллической, 9 – медно-висмутовой (*a* – высокой, *b* – низкой экстенсивности), 10 – свинцово-цинковой (*a* – высокой, *b* – низкой экстенсивности), 11 – кварц-адуляровой

проявлениях такова: 1) пирит-арсенопиритовая с кварцем и серицитом; 2) сульфидно-полиметаллическая: галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, борнит, кварц, серицит, хлорит, флюорит, карбонаты; 3) минералы сурьмы, мышьяка; 4) кварц, мелкочешуйчатый гематит, иногда барит. Гематит интенсивно корродирует все перечисленные выше сульфиды; 5) безрудные кварц-карбонатные прожилки. Возможно, что основная масса минералов сурьмы выделилась после 4-й, гематит-кварцевой, ассоциации. Многие рудные тела являются слепыми: их верхние части отстоят на 100–200 м от дневной поверхности. На этом безрудном интервале породы слабо серицитизированы. В верхних частях рудных тел из сульфидов преобладает галенит. С глубиной увеличивается количество сфалерита, халькопирита, флюорита, мышьяковые блеклые руды сменяются сурьмяными.

Главный минерал медно-висмутовых проявлений – халькопирит, а местами гематит. Весьма широко распространены также пирит, железистый хлорит, калишпат, кварц, местами магнетит.

Текстуры руд кокардовые, брекчевые, пятнистые, вкрапленные, друзовые, свидетельствующие об участии в формировании руд как процессов метасоматоза, так и выполнения полостей.

По взаимоотношениям прожилков различного состава нами выделяются стадии

минерализации: 1) кварц-гематитовая 1-я; 2) сульфидная медно-висмутовая; 3) галенит-сфалеритовая; 4) кварц (барит)-гематитовая 2-я; 5) карбонатная с гётитом, гематитом и небольшим количеством сульфидов.

Кварц-гематитовая минерализация представлена жилами, прожилками, гнездами и вкраплениями в породе, в которых постоянно присутствуют железистый хлорит, содержащий до 34% FeO и 2–4% Fe_2O_3 , пирит, калишпат, небольшое количество магнетита. Жилы нередко имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием полос кварца и гематита. Друзовые полости в центральных частях жил обычно выполнены мелкозернистым кварц-гематитовым агрегатом или мелкочешуйчатым гематитом.

Сульфидная медно-висмутовая минерализация представлена неправильными мало-мощными прожилками, гнездами, вкраплениями в сильно измененной, обычно хлоритизированной породе. Прожилки сложены кварцем и хлоритом, среди которых находятся гнезда рудных минералов: пирита, халькопирита висмутовых минералов, реже борнита, галенита, арсенопирита и др.

Среди минералов висмута распространены висмутин, матильдит и самородный висмут, серебро-свинцово-медно-висмутовые и медно-свинцово-висмутовые сульфосоли.

Вмещающие породы на контакте с сульфидными медно-висмутовыми прожилками обычно интенсивно хлоритизированы и окварцовыны, а гематит из жил 1-й стадии минерализации замещается магнетитом, иногда и самородным висмутом.

Процесс минералообразования на медно-висмутовых проявлениях заканчивается формированием прожилков барита, хальцедоновидного и друзового кварца, а самыми поздними из них являются прожилки кальцита.

На примере зоны Главной рудного поля Чукур-Джилга установлено, что на верхних горизонтах этого проявления вблизи сочленения Первого и Свинцового разломов развиты штокверковые руды так называемого "медно-висмутового раструба". С глубиной и по мере удаления от Свинцового разлома мощность штокверка уменьшается, одновременно с этим уменьшается и интенсивность минерализации (густота прожилков), а медно-висмутовое оруденение сменяется гематит-кварцевым. Вблизи пересечений Первого разлома с поперечными, параллельными Свинцовому, наблюдаются небольшие "вспышки" медно-висмутового оруденения в пределах гематитовой зоны. Выклинивание медно-висмутовой минерализации происходит постепенно, причем минералы меди исчезают раньше, чем минералы висмута. С глубиной главными минералами висмута становятся айкинит и висмутин. Увеличивается также количество пирита.

Свинцовые и свинцово-цинковые месторождения рассматриваемого района жильные и прожилково-жильные. Галенит в них содержит серебро, но самостоятельные минералы этого элемента редки. Если не считать слабой распространенности различных сульфосолей, гематита, отсутствия флюорита и меньшей роли вкрапленных руд, эти месторождения имеют много общего с вышеописанными: главными минералами в них являются галенит, реже сфалерит, пирит, халькопирит, блеклая руда (в основном типа теннантита), встречаются арсенопирит, борнит.

В районе широко распространены кварц-гематитовые жилы, образующие самостоятельные рудопроявления.

Данные по зональности оруденения, а также палеореконструкции, проведенные Е.Г. Красновым и А.В. Карповым, изучившими глубины образования месторождений относительно поверхности предъюрского пленеплена, свидетельствуют о наличии нескольких ярусов оруденения (барит-флюоритового, полиметаллического, свинцово-цинкового, медно-висмутового, железно-блескового) и значительном общем вертикальном диапазоне оруденения в этом районе. Все охарактеризованные проявления ассоциируются с жерловыми образованиями и экструзивами кислого, реже среднего состава. Эта связь является парагенетической.

Таким образом, несмотря на видимый контроль размещения оруденения линейными нарушениями, особенно северо-восточного простирания, в пределах Адрасманской депрессии наблюдается концентрическая металлогеническая зональность, связанная с внутренним строением последней. Хотя формирование Адрасманской кальдеры пред-

ставляло собой длительный и многоэтапный процесс, большая часть эндогенной минерализации, по-видимому, связана с наиболее поздним этапом, чем и обусловлено ее сосредоточение в центральной части кальдеры, сложенной молодыми вулканитами. Причиной интенсивной насыщенности центральной части района эндогенной минерализацией является также ее высокая проницаемость и насыщенность жерловыми и экструзивными образованиями.

В пределах концентрических зон и поясов отдельные рудные узлы и месторождения приурочены к участкам пересечения разноориентированных линейных, особенно глубинных, разломов с концентрическими, сопряженными поднятиями и опусканиями, а их положение контролируется локальными очаговыми структурами — мелкими куполовидными поднятиями и впадинами.

Таким образом, горизонтальная зональность в размещении различных типов оруднения, как видно из изложенного, отражает и их зональность по вертикали. При этом флюорит-полиметаллическая минерализация, сосредоточенная в наиболее опущенном блоке, представляет собой верхний ярус оруднения. По-видимому, благодаря своему положению в опущенном блоке это оруднение сохранилось от эрозии. К более глубокому ярусу можно отнести жильное медно-висмутовое оруднение, причем, судя по проявлениям этого типа, залегающим в южной части Тавакской кальдеры в горах Асказан в более древних (C_3-P_1) вулканитах, с глубиной в медно-висмутовых проявлениях резко уменьшается количество железистого хлорита и минералов висмута.

Кварц-гематитовая минерализация, как показало изучение глубоких горизонтов Главной зоны (рудное поле Чукур-Джилга), распространена на значительно большую глубину, чем медно-висмутовая, и, вероятно, образует еще один ярус оруднения.

Возможно, что в самом нижнем ярусе оруднения будут сосредоточены редкометальные и кварц-карбонатные проявления, аналогичные тем проявлениям, которые обнажаются в периферическом поясе кальдеры. Однако прямых данных для такого вывода пока не имеется.

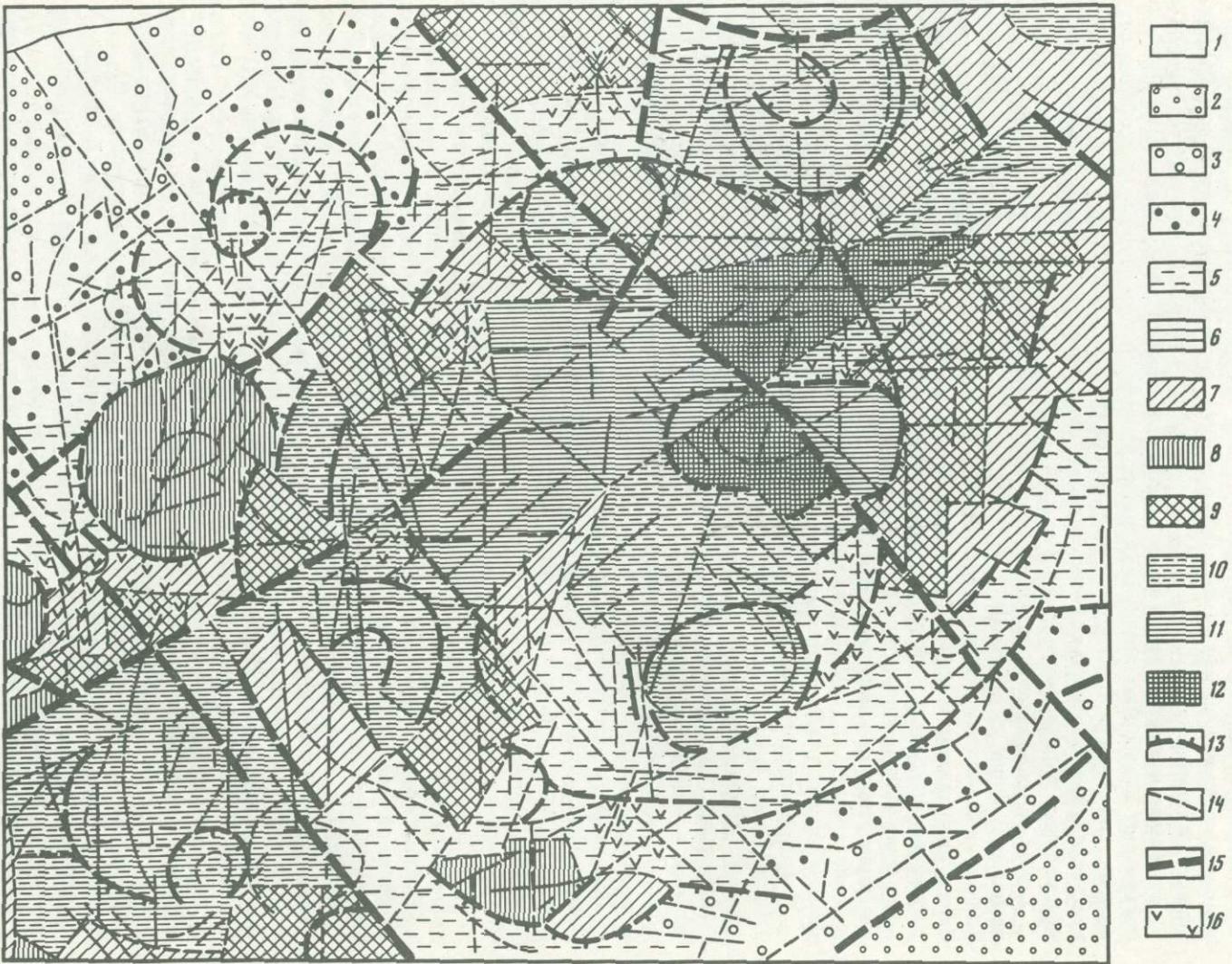
При дальнейших геологоразведочных работах в районе следует учитывать ярусность в размещении оруднения и приуроченность наиболее богатых рудных скоплений к блокам опускания, особенно на границе с поднятиями, насыщенными жерловыми образованиями.

СТРУКТУРА И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ ЛАШКЕРЕКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Лашкерекский рудный район приурочен к крупной концентрической структуре, выделенной С.Н. Задориной и Н.Т. Кочневой по материалам радиолокационных и космических снимков и охватывающей участок Кураминского хребта от Ангренской до Ферганской долины. Эта структура названа С.Н. Задориной Аштской, или Лашкерекской, концентрической структурой. Ее внутренняя часть сложенная вулканитами герцинского возраста, выделена В.А. Араповым [2] как Лашкерекская кальдера. Строение и металлогению последней изучали А.Е. Антонов, В.А. Арапов, С.Н. Задорина, Н.Т. Кочнева, Ю.В. Нечаев, Т. Хан и др.

Аштская концентрическая структура имеет в диаметре 55–75 км, а размер ее внутренней части — собственно Лашкерекской кальдеры — $20 \times 40 \text{ км}^2$. Ее границы выделены Н.Т. Кочневой по морфоструктурным данным и поэтому не совсем совпадают с границами, принятыми В.А. Араповым [3] по распространенности вулканитов $C_{2-3}-P$. Вся структура в целом представляет собой купольное поднятие и может быть отнесена к первичным очаговым структурам. Время ее заложения — средний карбон. В центральной части купольное поднятие осложнено кальдерой.

Лашкерекская кальдера имеет овальную форму и вытянута в меридиональном направлении. Она сложена вулканитами акчинской, надакской, ояйской, шурабайской, равашской и кызылнуринской свит, причем преобладают вулканиты акчинской и кызылнуринской свит. Первые распространены по периферии кальдеры, вторые — в ее центральной части. Фундаментом кальдеры являются в основном среднекаменноуголь-



ные гранитоиды, обнажающиеся по ее периферии, реже песчано-сланцевые и карбонатные породы силура, девона, нижнего карбона.

По морфоструктурным данным Лашкерекская структура представляет собой округлое поднятие диаметром 35–32 км (рис. 29). Концентрическая граница структуры наиболее отчетливо проявлена с севера, запада и юга и выделяется по дугообразным тектоническим ступеням. Восточная граница отличается расплывчатыми контурами и как бы деформируется меридиональными элементами рельефа. Ориентировано восточную и северо-восточные границы Лашкерекской структуры можно провести по долинам рек Акташ и Наугарзан.

Центральная часть структуры относительно приподнята и расчленена на отдельные блоки. По периферии структура опоясана кольцевой депрессионной зоной, сильно расщепленной и осложненной дочерними кольцевыми сооружениями. Приподнятая часть структуры оконтуривается системой дугообразных долин (Нишбаш, Лояк и др.), отличающихся наибольшей протяженностью и хорошей эрозионной проработкой. По данным высотных и космических снимков структура расчленена радиальными дислокациями на четыре части, каждая из которых выделяется различным типом современного рельефа и характером эрозионного рисунка. Внутреннее строение структуры хорошо подчеркивается также концентрическими поясами разной тональности, отражающими гипсометрическую зональность и связанный с нею разный морфологический облик рельефа. Так, наиболее темная центральная часть структуры представлена резким высокогорным альпинотипным рельефом. Периферический пояс имеет более светлый фототон. Эта часть структуры характеризуется небольшими высотами, слабо всхолмленным и сильно расчлененным рельефом. При сопоставлении с геологическими данными оказалось, что в пределах Лашкерекской структуры с областями выходов разновозрастных вулканических пород ассоциируют различные типы рельефа.

Лашкерекская структура как по периферии, так и в центральной части осложнена дочерними кольцевыми образованиями, которые будут рассмотрены ниже.

Основной особенностью внутреннего строения Лашкерекской кальдеры является наличие в ее центральной части внутренней кольцевой структуры, сложенной более молодыми, чем в периферической части, вулканическими и интрузивными образованиями (рис. 30, см. вкл.). Эта структура выделена В.А. Араповым [3] в качестве Акшуранской кальдеры. Ее границы, установленные Н.Т. Кочневой и С.Н. Задориной по морфоструктурным данным, несколько шире границ В.А. Арапова. Широкий внешний пояс Лашкерекской кальдеры сложен вулканическими породами акчинской свиты и средне-позднекаменноугольными, реже пермскими гранитоидами. Здесь же нередко обнажаются гранитоиды фундамента.

Наличие большого количества мелких кольцевых структур, установленных морфоструктурными методами и дешифрированием космических снимков, подтверждается расположением разновозрастных магматических тел, сгущением даек, разломов. "Кучное" распределение даек отмечается и в пределах субмеридионального полукольцевого дайкового пояса, расположенного в восточном борту Лашкерекской кальдеры. Этот пояс, имеющий в длину около 30, а в ширину 8–10 км, пересекает среднекаменноугольные гранитоиды фундамента и включает также большое количество мелких субвулканических тел более молодого возраста ($C_2 - 3 - P$). В пределах "сгущений" дайки нередко обнаруживают дугообразное, кольцевое или радиальное размещение, а к центральным частям таких "сгущений" иногда приурочены небольшие тела гранитов $C_3 - P$. Все это позволило нам выделить несколько локальных кольцевых структур в пределах упомянутого дайкового пояса. Большая часть локальных кольцевых структур имеет диаметр 5–8, реже 10 км. По возрасту обнажающихся в их пределах магматичес-

Рис. 29. Морфоструктурная схема с элементами дешифрирования Лашкерекского рудного района. Составила Н.Т. Кочнева

1–12 – блоки разных гипсометрических уровней; 13 – контуры кольцевых структур; 14 – линейные тектонические элементы; 15 – крупные линейные тектонические нарушения; 16 – поверхности, интенсивно освоенные эрозией

ких пород можно выделить среднекаменноугольные и пермские. Первые распространены в периферическом поясе, вторые – как в центральной, так и в периферических частях. Большая их часть, по-видимому, представляет собой купольные поднятия или изометрические приподнятые блоки. Рассмотрим строение некоторых кольцевых структур.

Средне-позднекаменноугольные кольцевые структуры. Кольцевая структура I (Наузакская) находится на юго-западе Акшурансской кальдеры и представляет собой поднятие, сложенное гранитоидами фундамента (C_2) в его центральной части и более молодыми (C_{2-3}) субвулканическими телами и гранодиоритами по периферии. Характерно наличие радиальных разломов и даек. Это поднятие насыщено дайками, метасоматитами и рудопроявлениями, количество которых резко убывает за его пределами. Наиболее изученные проявления этого участка относятся к кварц-карбонатной формации (Наузак, Чарби). По периферии структуры, особенно в ее северо-восточной части, распространены медно-висмутовые, а иногда полиметаллические проявления, возраст которых, по-видимому, пермский.

Кольцевая структура II (Надакская) сложена акчинскими субвулканическими и в меньшей степени эфузивными породами и прорывающими их телами позднекаменноугольных гранодиорит-порфиров. По периферии структуры располагается назамкнутый кольцевой дайковый пояс, причем среди даек преобладают пермские. Породы в пределах структуры интенсивно пропилитизированы и осветлены. К ней приурочены редкометально-кварцевые рудопроявления.

Кольцевая структура III (Учкызыская) примыкает к структуре II с севера. Она сложена вулканическими и субвулканическими породами акчинской и надакской свит и прорывающими их небольшими телами гранитоидов C_3 . Субвулканические и жерловые тела образуют по периферии структуры неправильное кольцо, а многие разломы и дайки в ее пределах имеют кольцевую и радиальную ориентировку. К структуре приурочено большое количество рудопроявлений свинца и цинка, резко убывающее за ее пределами.

Кольцевая структура IV (Гушайская) детально рассмотрена Н.Т. Кочневой и Н.Б. Вольфсоном. Она сложена акчинскими и надакскими вулканитами (C_{2-3}) и представляет собой купольное поднятие, интенсивно насыщенное субвулканическими телами, жерлами, взрывными трубками, кварцевыми жилами, метасоматитами и рудопроявлениями различных типов (пиритовыми, полиметаллическими, медными, кварц-адуляровыми). В пределах структуры известно Гушайское алюнитовое проявление.

Пермские локальные кольцевые структуры располагаются как в центральной части кальдеры, так и по ее периферии. Нередко обнаруживается, что кольцевые структуры позднекаменноугольного возраста продолжают активно жить и в перми, концентрируя наряду с позднекаменноугольными также и пермские субвулканические тела, но обычно при преобладании первых. Наиболее отчетливо проявлена локальная кальдера (I) (Лашкерек-Бешсандыкская), расположенная в крайней северной части внутренней (Акшуранской) кальдеры. Эта кольцевая структура сложена вулканитами шурбайской, равашской и кызылнуринской свит, а по ее периферии прослеживается полу-кольцевая дайка, приуроченная к такому же сбросу с амплитудой до 1 км., отделяющая молодые породы этой структуры от вулканитов акчинской свиты. Основное проявление в пределах этой структуры полиметаллическое, сосредоточенное по периферии экструзива кислых брекчийевых лав.

Изложенное выше показывает, что Лашкерекская кальдера в отличие от Адрасманской в конце своего образования претерпела инверсию. Этим объясняется насыщенность ее изверженными магматическими телами, наличие большого количества купольных структур, приподнятость в рельефе.

Переходя к характеристике металлогенической зональности в пределах Лашкерекского рудного района, отметим, что здесь известны сульфидные (существенно пиритовые), кварц-адуляровые, медно-висмутовые, медные, свинцово-цинковые, полиметаллические, комплексные редкометально-флюоритовые, вольфрамовые, флюорито-

вые и алюнитовые проявления. А.Е. Антонов, В.А. Арапов и другие исследователи подчеркивали разновозрастность эндогенной минерализации рассматриваемого района. Судя по имеющимся данным, основная часть этих проявлений образовалась в два этапа — позднекаменноугольный и пермский (преимущественно позднепермский). С первым из этих этапов связаны кварц-адуляровые, пиритовые, алюнитовые, медно-молибденовые, вольфрамовые, свинцово-цинковые проявления, со вторым — медно-висмутовые, полиметаллические, комплексные редкометально-флюоритовые, барит-флюоритовые. Проявления одного какого-либо металла, но разного возраста заметно отличаются друг от друга по минеральному составу, причем более молодые характеризуются более сложным составом, присутствием флюорита, минералов сурьмы, примесей кадмия, сурьмы, теллура и т.д.

Кратко охарактеризуем основные типы минерализации рассматриваемого рудного района (рис. 31).

Кварц-адуляровые проявления Лашкерекского района располагаются в гранитоидах фундамента, гранодиорит-порфирах C_3 , вулканитах акчинской свиты. Наиболее близкие по возрасту к оруденению магматические породы представлены дайками гранодиорит-порфиров. Месторождения представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, в которых выделяется большое количество генераций кварца. Рудоносны обычно поздние генерации кварца (фарфоровидного, серого, хальцедоновидного и т.д.), слагающего маломощные прожилки. Жилы содержат небольшое количество хлорита, серицита, адуляра, сульфидов. Среди последних преобладает пирит, реже встречаются халькопирит, галенит, сфалерит. Л.Н. Лисогор и И.М. Мирходжаев установили на этих рудопроявлениях следующие минеральные ассоциации, сменяющие друг друга во времени (от более ранних к поздним): 1) коричнево-серый марганцевый карбонат; 2) мелкозернистый серый кварц; 3) фарфоровидный синеватый кварц; 4) мелкозернистый пирит; 5) сахаровидный белый кварц; 6) кальцит.

Проявления сульфидной формации отличаются сложным минеральным составом и расположены на северо-западной окраине Лашкерекской кальдеры вблизи Ангренского грабена. Положение рудного поля контролируется описанным выше Гушсайским куполом. Проявления залегают в андезитовых порфиритах, туфах и лавобрекчиях акчинской свиты общей мощностью 1300 м. Эти породы прорваны телом сиенито-диоритовых порфиритов, некками дацитовых и андезитовых порфиритов и многочисленными дайками сиенито-диоритовых и диабазовых порфиритов. По минеральному составу выделяются два типа рудных тел: существенно кварцевые (до 5% сульфидов) и существенно сульфидные (20% и более сульфидов). Э.А. Маркова выделяет на месторождении следующие стадии минерализации: 1-ю — предрудных изменений (серicit, хлорит, эпидот, карбонаты); 2-ю — вольфрамит-кварцевую; 3-ю — сульфидно-кварцевую; 4-ю — сульфидно-баритовую; 5-ю — кварц-карбонат-баритовую. В распределении минерализации наблюдается отчетливая вертикальная зональность: на верхних горизонтах месторождения до глубины 100 м от поверхности в составе руд преобладают блеклые руды, ниже — галенит и сфалерит, еще ниже — пирит. Интервал с большим количеством пирита имеет наибольшую протяженность по вертикали.

Полиметаллические проявления Лашкерекской кальдеры также имеют преимущественно пермский возраст. Среди них преобладают свинцово-цинковые галенит-сфалерит-карбонат-кварцевой (березитовой) формации (группа Гудасских проявлений). Они залегают в гранодиоритах фундамента Лашкерекской кальдеры и ассоциируют со штоками гранит-порфиров и дайками кварцевых и фельзитовых порфиров. Для месторождений этой группы характерно незначительное преобладание свинца над цинком, низкое содержание кадмия в сфалерите, слабое развитие блеклых руд и сульфосолей. Вмещающие породы интенсивно изменены. Отмечается региональная дорудная пропилитизация и близкая к образованию жил серицитизация вмещающих пород. Формирование рудных тел произошло в три стадии минерализации: кварцевую I, галенит-сфалеритовую и безрудную кварцевую II.

Полиметаллические проявления района сосредоточены в вулканитах пермской 9. Зак. 606

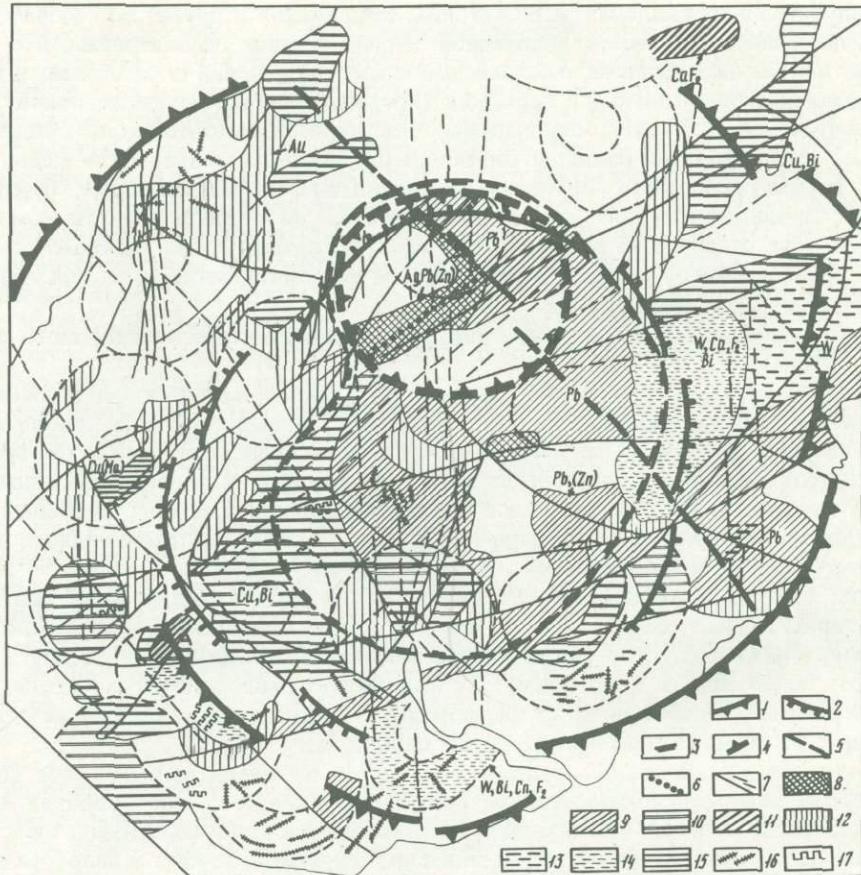


Рис. 31. Схема эндогенной металлогении Лашкерекской кальдеры

1 — границы Лашкерекской кальдеры по данным морфоструктурного анализа; 2 — границы Лашкерекской кальдеры; 3 — границы Акшуранской кальдеры; 4 — границы наложенной кальдерной структуры, несущей полиметаллическое оруденение; 5 — крупные разломы, выделенные по морфоструктурным данным; 6 — границы секториального блока, несущего полиметаллическое оруденение; 7 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые); 8—15 — зоны с различной эндогенной минерализацией; 8 — полиметаллической, 9 — свинцово-цинковой, 10 — медно-висмутовой, 11 — кварц-адуляровой, 12 — флюоритовой, 13 — вольфрамовой, 14 — комплексной редкометально-флюоритовой (W, Sn, Mo, Bi, Ca, F₂), 15 — медно-порфировой; 16 — кварцевые жилы; 17 — карбонатные и баритовые жилы

кольцевой структуры (Лашкерек, Шарчакмак, Бешсандык, Пистали и др.). Наиболее изученное из них месторождение Лашкерек залегает в туфах кварцевых порфиров кызылнуринской свиты (P₂), прорванных силлом лавобрекчий перлитов и жерловыми экструзивными телами того же возраста. Рудные тела приурочены к висячему боку Лашкерекского и Акшуранского разломов и представлены линзами и неправильными жилами. Главные рудные минералы месторождения — галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, распространены борнит и блеклые руды. Характерно наличие сульфосолей. Оруденение прожилково-вкрашенное. Вмещающие породы интенсивно серицитизированы. Местами близ полиметаллических проявлений встречаются и медно-висмутовые.

Все охарактеризованные особенности полиметаллических проявлений Лашкерекской кальдеры показывают, что они во многом схожи с аналогичными проявлениями Канимансура в Адрасманском рудном районе, что расширяет их перспективы на глубину.

Переходя к характеристике размещения эндогенной минерализации в пределах рассматриваемого рудного района, отметим прежде всего его неравномерность: наблюда-

ются узлы их концентрации, разделенные слабо минерализованными участками, причем наиболее минерализованные площади часто приурочиваются к локальным кольцевым структурам. Общей особенностью размещения эндогенной минерализации в пределах рассматриваемого района является концентрическая зональность: к внешнему поясу кальдеры приурочены кварц-карбонатные, кварц-адуляровые, вольфрамовые, реже медно-висмутовые проявления, к внутренней кальдере — полиметаллические, галенит-баритовые, кварц-карбонатные. Внешний пояс Лашкерекского района несимметричен. В его восточной части, располагающейся в прикальдерной части, распространены вольфрамовые проявления грейзеновой и пегматитовой формаций, связанные с мелкими штоками и дайками гранитов C_{2-3} , и свинцово-цинковые, содержащие примесь шеелита и молибденита. В западной преобладают кварц-карбонатные проявления средне-позднекаменноугольного возраста, а также пермские комплексные редко-метально-флюоритовые, медно-висмутовые и реже кварц-адуляровые проявления.

Во внутренней части Лашкерекской кальдеры В.А. Араповым выделена Акшуранская кальдера, упомянутая выше и в свою очередь осложненная в ее северной части молодой кальдерной постройкой диаметром около 8 км, ограниченной с запада и северо-запада Центрально-Писталисайским полукольцевым разломом, вмещающим почти на всем протяжении липаритовую дайку. Эта наиболее молодая кальдерная постройка сложена в северной части акчинскими, в южной — налакскими вулканитами, но в ее западной части выделяется секториальный блок треугольной формы, сложенный наиболее молодыми верхнепермскими вулканитами кызылнуринской свиты (агломератовыми лавами, толщами вулканических бомб, трахилипаратами). Этот блок примыкает к региональной (Лашкерек-Тезкульской) зоне разломов северо-восточного простирания, вдоль которой прослеживается протяженный дайковый пояс. Вулканогенные породы указанного секториального блока прорваны силлом лавобрекчий кварцевых порфиров, вблизи которого концентрируются полиметаллические проявления, близкие по составу руд и прожилково-вкрашенному типу оруденения к Канимансурским. Проявления, залегающие в более древних породах Писталисайской кальдерной постройки, — галенит-сфалеритовые. В их наиболее глубоких частях появляется медно-молибденовая, реже медно-висмутовая минерализация. За пределами Писталисайской кальдерной постройки в породах акчинской и налакской свит (C_{2-3}) известны пирит-сульфосольные проявления с теллуром или без него и более редкие медно-висмутовые.

Это позволяет сделать вывод о наличии большого сходства в геологической позиции Канимансурского и Лашкерекского узлов. В обоих случаях рудоносными являются опущенные секториальные блоки наиболее молодых, "вложенных" в более древние, кальдер. В обоих случаях непосредственно через рудные узлы проходят региональные дайковые пояса, подчеркивающие повышенную проницаемость земной коры этих участков, а оруденение в пространстве и времени ассоциирует с экструзивными телами лавобрекчий. Характерной чертой рассмотренных рудных узлов является также наличие зональности в размещении оруденения, которая проявляется вокруг наиболее опущенных участков молодых кальдер. Эта же смена типов оруденения наблюдается и по вертикали, определяя ярусность оруденения.

О ТИПЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ РАЙОНОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ

Приведенное выше описание двух рудных районов, несущих полиметаллическое оруденение и приуроченных к вулканогенным кальдерам, а также литературные данные по другим вулканогенным областям позволяют заключить, что существует определенный тип полиметаллических рудных районов в континентальных вулканических поясах. Основной особенностью детально изученных нами рудоносных Адрасманской и Лашкерекской кальдер является их сложное строение — наличие внутренних более молодых впадин, как бы вложенных в более крупные и ранние кальдеры. Эта особен-

ность внутреннего строения ряда кальдер, отмеченная ранее В.А. Араповым, объясняется их длительным многоэтапным развитием.

Центральные впадины обеих кальдер сложены молодыми (пермскими) вулканитами кислого состава и, в свою очередь, состоят из нескольких кольцевых структур, частично перекрывающих друг друга. Проведенные палеореконструкции показывают, что эти кольцевые структуры нередко разновозрастные. Среди них могут быть как впадины, так и поднятия. Наложенные впадины, выполненные наиболее молодыми вулканитами, локализуют наиболее молодое флюорит-полиметаллическое штокверковое оруденение, детально изученное на примере Адрасманской кальдеры.

Характерной особенностью размещения различного эндогенного оруденения, особенно ярко проявленной в Адрасманской кальдере, является горизонтальная концентрическая зональность, развивающаяся вокруг таких наиболее молодых наложенных впадин. Важно отметить, что тип оруденения, присутствующий во внешнем по отношению к указанным впадинам пояссе, устанавливается также по данным бурения и в пределах этих впадин на некоторой глубине от поверхности. В Адрасманской кальдере флюорит-полиметаллическая минерализация, сосредоточенная в наложенной наиболее молодой впадине, окружена поясом медно-висмутовых минерализаций, который обнаружен и под флюорит-полиметаллическими проявлениями.

В Лашкерекской кальдере аналогичные проявления на глубине сменяются медными с молибденом проявлениями, окружающими поле полиметаллических проявлений и по периферии.

Внешний пояс в обеих кальдерах сложен более древними (средне-верхнекаменноугольными) вулканитами и выступами гранитоидов фундамента. В Адрасманской кальдере в этом пояссе присутствуют отдельные проявления вольфрама, молибдена, свинца и цинка, гематита. В Лашкерекской кальдере, претерпевшей в ходе рудообразования значительную инверсию, во внешнем пояссе наблюдается серия небольших куполов, образующих в целом сателлитную структуру. Во многих из этих куполов наряду со средне-верхнекаменноугольными проявлениями имеют место также пермские магматические и субвулканические породы, дайки и минерализация. Среди последней более широко, чем в Адрасманской кальдере, проявлена средне-верхнекаменноугольная кварц-редкометальная и свинцово-цинковая, пермская комплексная флюорит-редкометальная, флюоритовая, висмутовая.

В целом для обеих кальдер характерны проявления следующих элементов: главные – свинец, цинк, фтор; второстепенные – вольфрам, молибден. Медно-висмутовые проявления широко распространены в Адрасманской кальдере, менее – в Лашкерекской, а вольфрамовые и молибденовые – наборот.

В Чаткало-Кураминском регионе аналогичное оруденение установлено в пределах Гавасайской кальдеры, однако внутреннее строение последней не изучено.

Близким аналогом изученных рудных районов является район Силвертон (США), кратко рассмотренный ниже.

Полиметаллический рудный район Силвертон расположен в западной части гор Сан-Хуан на юго-западе штата Колорадо (США) и известен с конца прошлого столетия как крупный поставщик свинца, цинка, меди, серебра и золота.

В геологическом отношении рудный район Силвертон приурочен к крупной кальдере, расположенной в юго-восточной части Невадийского свода, наложенного на древнюю платформу в результате процессов позднемеловой–третичной орогенной активизации. По данным некоторых исследователей, сводовое воздымание этой территории началось еще в позднем палеозое. В районе кальдеры Силвертон распространены верхнемеловые и особенно третичные породы. Первые из них представлены континентальными осадочными образованиями, среди которых преобладают осадочно-вулканогенные и вулканогенные (риолито-дацитовые, реже андезитовые лавы, лавобрекчи, туфы). Интрузивная деятельность в районе проявилась дважды – в конце мела и позднетретичное время. Меловые интрузивные породы представлены штоками, силлами и дайками гранодиоритов и распространены за пределами кальдеры. Третичные интрузивные по-

роды – это штоки, силлы и особенно дайки кварцевых монzonитов, андезитов, латитов и риолитов. Наиболее распространены из них штоки кварцевых латитов и дайки андезитов.

Кальдеры Сильвертон имеет круглую форму, ее диаметр 16 км. Она размещена в пределах ранее сформировавшейся крупной вулканической депрессии Сан-Хуан, вытянутой в северо-восточном направлении и включающей еще одну "вложенную" кальдеру примерно того же диаметра. У.С. Бербанк и Р.Дж. Людке, а также другие исследователи отмечают, что рассматриваемая кальдера имеет сложное внутреннее строение. Она образовалась на пересечении древнего северо-восточного разлома с более молодым (поздне-палеозойским) северо-западным. Кальдера ограничена крутопадающими концентрическими разломами, по которым происходило опускание цилиндрического блока. Центральная часть кальдеры лишена интрузивных образований, рудных проявлений и слабо нарушена. По периферии кальдеры располагается широкий неравномерный по мощности пояс радиально ориентированных даек, трещин и жил, прослеживающийся и за пределами депрессии Сан-Хуан в породах ее фундамента. Между поясом радиальных трещин и собственно кальдерой в зоне кольцевых сбросов расположен узкий пояс вулканических брекчевых трубок и трубообразных месторождений. Рудовмещающими являются как радиальные, так и кольцевые разломы.

С юга к кальдере Сильвертон примыкает небольшая овальная вулканическая впадина, насыщенная разломами различных направлений и рудопроявлениями. На небольшой глубине от поверхности она подстилается породами докембрия и поэтому считается приподнятой относительно основной части кальдеры Сильвертон.

Большая часть месторождений рассматриваемого района медно-свинцово-цинковые. Их возраст миоценовый.

У.С. Бербанк и Р.Дж. Людке выделяют на месторождениях кальдеры следующие разновозрастные минеральные ассоциации (от более ранних к поздним): 1) полосчатый кварц с редким пиритом; 2) сульфидная (пирит, сульфиды свинца, цинка, меди); 3) родонит и другие силикаты марганца; 4) кварц-барит-родохрозитовая с минералами серебра; 5) кварц-кальцит-флюоритовая с адуляром и небольшим количеством сульфидов; 6) кварц-карбонатная.

Вмещающие породы в пределах кальдеры Сильвертон интенсивно изменены. К дорудным изменениям относится региональная пропилитизация как хлорит-кальцитовой, так и эпидот-альбитовой фации, а в краевых частях кальдеры проявляется также интенсивное сольфатарное изменение пород, превращение их на больших площадях в агрегат мелкозернистого кварца, диккита, пирофиллита, каолинита, алюнита. Метасоматические преобразования пород, связанные с формированием рудных жил, выражались в замещении их кварцем, серицитом, хлоритом, пиритом, что по-видимому, соответствует их березитизации.

Среди рудных тел района известны трещинные и трубообразные. Трубообразные тела менее распространены и сосредоточены в узком поясе по периферии кальдеры. Они отличаются от трещинных рудных тел преобладанием в их составе сульфидов и лишь небольшим количеством кварца и карбонатов, причем среди сульфидов в них широко распространены энаргит, редкий в трещинных рудных телах. Характерно также обилие разнообразных сульфосолей, отмечен гетероморфит. Трубообразные рудные тела окружены по периферии мощными зонами окварцевания, а над некоторыми из них отмечаются также мощные "шапки", состоящие из мелкозернистого кварца. Трещинные жилы известны как в пределах кальдеры, так и за ее пределами с внешней стороны пояса трубообразных рудных тел. Минеральный состав трещинных жил кальдеры и внешнего пояса близок, но в некоторых жилах внешнего пояса появляются молибденит и гюбнерит и во всех случаях в них отсутствуют силикаты марганца.

Во всех охарактеризованных случаях наиболее молодые и интенсивно минерализованные кальдерные образования как бы врезаны в более древние кальдеры или вулканические впадины. Зональность в размещении близких по возрасту и составу рудных проявлений развивается от наиболее молодых кальдер.

Зональность размещения минерализации в кальдере Силвертон осложнена наличием пояса трубообразных рудных тел по периферии кальдеры, обогащенных энагритом и другими сульфидами. Однако и здесь во внешнем поясе рудных проявлений наблюдается их обогащение более высокотемпературными минералами (молибдена, вольфрама).

Характерной особенностью месторождений района Силвертон является их полиформационный характер, так как малосульфидные кварцевые жилы, более поздние по отношению к флюорит-полиметаллическим, по-видимому, следует относить к самостоятельной рудной формации. Появление комплекса силикатов марганца перед образованием полиметаллической минерализации свидетельствует о резкой смене условий рудоотложения, что подчеркивали также и У.С. Бербанк и Р.Дж.Людке.

Близкие к описанным выше рудные районы известны и в других вулканических поясах.

Все изложенное позволяет выделить в качестве определенного типа (флюорит)-полиметаллические вулканогенные рудные районы, характеризующиеся следующими особенностями:

1. Флюорит-полиметаллическое оруденение приурочено в пределах кальдер к внутренним "вложенным" кальдерным впадинам, выполненным наиболее молодыми вулканитами района, имеющими обычно кислый состав.

2. Это оруденение ассоциирует с медно-висмутовыми, медными, реже молибденовыми и вольфрамовыми проявлениями.

3. В размещении разнотипного оруденения наблюдается концентрическая зональность в плане, определяющаяся молодыми кальдерными впадинами, и аналогичное изменение состава оруденения — по вертикали, что, по-видимому, связано с ярусным размещением оруденения.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ В ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

О ТИПАХ СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ И УСЛОВИЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ В НИХ ЗОН ПОВЫШЕННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Метод аналогии остается одним из главных инструментов при оценке потенциальной рудоносности областей различного типа. Конкретное содержание в этот подход вносят рассмотренные выше новые представления о структуре орогенов, роли сводовых поднятий и очаговых структур в распределении рудоносных площадей.

Одной из основ для уверенного применения метода аналогий является выделение типов рудных районов, установление характерных закономерностей их структурной позиции, общих черт их внутреннего строения и закономерностей в условиях локализации крупных рудных объектов.

Эта последняя особенность в общих чертах может быть выражена как приуроченность крупных рудных районов к зонам сквозных линеаментов рудоконцентрирующего типа.

В пределах Срединного Тянь-Шаня такую роль играют зоны линеаментов меридиональной ориентировки. Эти линеаменты при пересечении ими металлогенических зон определяют позицию узлов концентрации оруденения.

Более сложными представляются условия локализации продуктивных металлогенических зон. На их положение и специализацию оказывают влияние внутренние концентрические зоны сводов.

Основная структурная единица орогенов — сводовые поднятия — может быть подразделена на несколько морфологических типов. Они отличаются по характеру внут-

ренных дислокаций, расположению впадин, условиям размещения магматических пород. Можно различать четыре основных типа сводов и концентрических структур: 1) простые своды, обрамленные по периферии системой впадин. В пределах более крупных из них обособленное положение занимает ядро, также обрамленное впадинами; 2) своды с зонами осевых дислокаций. Это несколько удлиненные своды, расщепленные вдоль оси центральным грабеном, расщепляющимся в направлении периклинальных окончаний; 3) своды, осложненные овальной центральной впадиной; 4) концентрические структуры, представляющие собой валообразные поднятия, обрамляющие область опускания.

Несмотря на это морфологическое разнообразие концентрических структур, в их пределах обычно различаются четыре зоны. Две из них могут рассматриваться как зоны повышенной тектонической активности, которые отличаются также и повышенной проницаемостью. Это зоны, обрамляющие внутренние ядерные части сводов, и зоны, расположенные по периферии всего свода. Две другие зоны — ядра и промежуточная, напротив, отличаются повышенной "жесткостью". Таким образом, от центра к периферии свода можно различать зоны внутреннего ядра, периферии ядра, промежуточную и внешнюю. Эти зоны как будто имеют "сквозной" характер и проявляются не только в сводах различных морфологических типов, но и в концентрических структурах различных масштабов. Ярким примером может служить Казахстанская глобальная структура с поперечником до 1200 км. Ядро этой структуры сложено стабильной Балхашской глыбой. Последняя обрамлена эвгеосинклинальным поясом. Далее следует "кратонизированная" промежуточная зона, и по периферии расположена миогеосинклинальная зона. Эта характерная черта — чередование жестких и подвижных зон в концентрических структурах — прослеживается и в пределах сводов, имеющих меньшие размеры.

Так, Ферганский мегасвод представляет собой структуру, осложненную в ядре впадиной. Вокруг впадины ядра прослеживается система узких орогенных грабенообразных впадин с молассоидными отложениями и вулканитами. Здесь же концентрируются дайки. Эта зона соответствует подвижной концентрической структуре периферии ядра мегасвода. Для промежуточной зоны характерны гранитоидные интрузии. Во внешней зоне мегасвода локализуются впадины, выполненные молассой и вулканитами. Объективно каждая из зон может характеризоваться определенным набором геологических формаций, причем различия между зонами "кратонного" и "подвижного" типов четко проявлены в информационных особенностях.

В пределах локальных сводовых поднятий также достаточно отчетливо выделяются зоны повышенной проницаемости. Как можно видеть на примере охарактеризованного выше Кураминского свода, вокруг ядра последнего прослеживается концентрическая зона кальдер и вулканокупольных поднятий. С этой зоной совпадает также сложная система дайковых поясов, которые в совокупности образуют концентрический пояс, обрамляющий ядро свода. Совокупность дайковых поясов и кальдер отвечает поясу проницаемости, обрамляющему ядро свода.

Близ периферии Кураминского свода намечается второй пояс кальдер, который перекрыт в значительной мере чехлом рыхлых отложений.

Внутренний пояс кальдер интересен с той точки зрения, что большинство из них вмещает рудные районы и узлы. Характерно, что единичные вулканические постройки, расположенные за пределами концентрического пояса кальдер, не являются рудоносными.

В качестве сравнения приведем другой пример изученного нами Южно-Сихотэ-Алинского свода размером 150 км в поперечнике. Ядро этого свода не вмещает продуктивного оруденения. По периферии ядра выделяется подвижная концентрическая зона, которая отличается присутствием в ее составе дайковых поясов, малых интрузивов, субвулканических штоков. Зона ограничивается концентрическими тектоническими дислокациями, которые выражены в форме зон повышенной трещиноватости. Дайковые пояса, заключенные в пределах этой зоны, имеют не только концентрическое

по отношению к своду положение, но и порой следуют вдоль зон радиальных дислокаций. Однако, подходя к границам зоны, они резко выклиниваются. Оловорудные районы, включая Кавалеровский, расположены в пределах зоны проницаемости. На примере последнего можно видеть, что рудные районы представляют собой трапециевидные блоки, высекающиеся в пределах зоны прорицаемости радиальными дислокациями свода. Кавалеровский блок интересен и тем, что в его пределах существует своеобразная магматическая отдушина — Угловская кальдера. От последней расходится в направлении на юг целый "сноп" дайковых поясов. Вдоль этого пояса следуют и пояса вторичных ореалов рассеяния свинца и олова. За внешней окраиной пояса проницаемости дайки и малые интрузивы отсутствуют.

Следующая концентрическая зона проницаемости расположена в области внешней периферии свода. Она обладает теми же характеристиками и прежде всего насыщена дайками и малыми интрузивами. Отличием является иной характер рудной минерализации с преобладанием скарново-полиметаллического типа. Таким образом, профилирующие типы оруденения Южного Приморья приурочены именно к зонам проницаемости. В их пределах локализуются основные промышленные рудные районы.

Еще раз обратим внимание на особую формационную характеристику зон проницаемости. Для зон, расположенных в мегаструктурах, характерны более сложные ассоциации формаций, среди которых молассовые отложения орогенных грабенов, вулканиты, малые интрузивы. Альтернативной характеристикой обладают "кратконообразные" зоны сводов, которые разделяют зоны повышенной проницаемости. В их пределах развиты другие формации — гранитоидные и субплатформенные осадочные. Зоны проницаемости в локальных сводах сопровождаются малыми интрузивами, вулканическими кальдерами. Эти признаки можно использовать как индикаторные для выделения зон проницаемости. Именно таким путем можно сделать реальные шаги для прогноза перспективных площадей.

Самые общие металлогенические особенности двух контрастных типов внутрисводовых зон выступают достаточно определенно. В пределах подвижных поясов в сводах концентрируется минерализация, отвечающая профилю металлогенической провинции. Так, в регионах развития минерализации цветных металлов к поясам проницаемости приурочены зоны сульфидных месторождений. Внутри зон проницаемости располагаются основные промышленные рудные районы.

ПОЗИЦИЯ ЛОКАЛЬНЫХ РУДНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ В ОРОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ

В числе локальных рудносных площадей имеются в виде рудные районы (площадью 400–1500 км²), рудные узлы (100–250 км²), рудные поля (до 70 км²). Это локальные площади повышенной концентрации оруденения, которые занимают в орогенных структурах несколько типовых позиций. В общем случае одна из них может характеризоваться как узлы пересечения рудоноконцентрирующими линеаментами зон проницаемости в сводовых поднятиях. В этих узлах пересечения локализуются рудные районы. Другой типовой случай — это приуроченность рудных узлов и полей к очаговым структурам различного размера. Важное значение при этом имеет совмещение первичных и вторичных очаговых структур. Данные типовые позиции, имеющие много модификаций, могут быть использованы в качестве структурного фактора при прогнозе оруденения.

Рассмотрим эти вопросы несколько подробнее. Характерным примером зоны проницаемости в Кураминском сводовом поднятии является зона концентрации дайковых поясов, которая опоясывает внутреннюю область свода, где расположена современная долина р. Ангрен и соответствующая ей впадина.

Полуконцентрическая зона обрамления ядра включает сложную систему дайковых поясов, ориентированных в северо-восточном направлении в южном крыле свода (Карамазар) и в субширотном — в отрогах Чаткала. В зоне Кумбельского разлома происхо-

дит смыкание этих поясов в единую полукольцевую зону. К этой зоне приурочена цепь концентрических структур (в основном вулканических кальдер), которые образуют сателлитную систему. Внешняя часть крыльев свода перекрыта чехлом рыхлых отложений, и строение периферической части этого орогенного сооружения скрыто от наблюдения.

Практически каждая структура в полукольцевой гирлянде кальдер и вулканических куполов является рудоносной. Наибольшей концентрацией оруденения отличаются те вулканоструктуры пояса проницаемости, которые пересекаются меридиональными линеаментами рудоконцентрирующего типа. Под влиянием этих факторов локализуются рудные районы (охватывающие всю площадь кальдеры и ее концентрического обрамления), рудные узлы, контролирующиеся вторичными очаговыми структурами ("вложеными" кальдерами) или секториальными блоками кальдер.

Для сравнения можно привлечь полученные нами данные об условиях локализации рудных районов в орогенных структурах Приморья. Вокруг ядра упоминавшегося выше Южно-Сихотэ-Алинского свода расположена зона проницаемости, насыщенная дайковыми поясами, ориентированными как в радиальном, так и в концентрическом по отношению к своду направлении. Один из наиболее важных рудных районов — Кавалеровский — представляет собой трапециевидный блок, "вырезанный" из пояса проницаемости радиальными разломами свода. Этот блок расположен в пересечении пояса проницаемости осевой зоной дислокаций свода. Последняя представляет собой зону валиобразного поднятия и тектонитов, которые вытянуты в северо-северо-восточном направлении вдоль осевой линии свода. Попадая в пояс проницаемости, эта зона дислокаций расщепляется, образуя ветви северо-западного и северо-восточного направлений. К месту расщепления зоны приурочена Угловская кальдера, которая является магматическим центром рудного района, и к ней лучами сходятся пояса даек. Другие оловорудные районы также расположены в поясе проницаемости. Сравнение сводовых поднятий Тянь-Шаньского и Сихотэ-Алинского орогенов показывает высокую степень подобия для условий размещения рудных районов.

Это один из типовых примеров приуроченности рудных районов к зонам проницаемости в сводах. Следует отметить, что внутренняя зона проницаемости не единственная в сводах. По их периферии обычно располагаются другие зоны проницаемости, которые отличаются иной металлогенической специализацией по сравнению с внутренней зоной.

Важную рудоконтролирующую роль играют те очаговые структуры, которые приурочены к зонам проницаемости и расположены в пределах блоков рудных районов. Такие очаговые структуры могут вмещать рудные узлы и поля. Большое значение при этом имеет совмещение первичных и вторичных очаговых структур, так как во вложенных очаговых структурах происходит как бы дополнительная концентрация оруденения. Наиболее продуктивные рудные поля обычно бывают приурочены к вторичным очаговым структурам. Нередко рудные поля охватывают не всю очаговую структуру, а лишь отдельные их секториальные блоки. Последние располагаются в месте пересечения очаговых структур линеаментами. Таким образом, намечаются достаточно определенные типовые позиции связи локальных рудоносных площадей с орогенными структурами.

РЯДЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

Анализ рядов рудных формаций, объединяющих их родственные связанные взаимоперемещения типы, может служить инструментом для глубинного прогноза оруденения.

В качестве примера рассмотрим два генетических ряда рудных формаций, выделенных нами на территории Чаткало-Кураминского региона. Первый из них объединяет флюоритовые, барит-сульфидно-флюоритовые, флюорит-полиметаллические месторождения, второй — медно-висмутовые, редкометально-висмутовые, мышьяково-висмутовые.

Таблица 9

Ряд рудных формаций флюорит-сульфидных месторождений

Признаки	Количество сульфидов в рудных телах				
	до 1	2-3	3-5	> 3-5	
Главные минералы	Флюорит, кварц, кальцит (в известняках)	Флюорит	Флюорит, барит, кварц	Флюорит, кварц	Флюорит, кварц, сульфиды Pb, Cu
Характерные сульфиды	Галенит	Галенит (сфалерит)	Халькозин, джемсонит, блеклая руда	Галенит (сфалерит)	Галенит, блеклая руда, сфалерит, пирит, иногда борнит
Стадии минерализации	Флюорит-кварцевая I Флюорит-кварцевая II	Кварц-барит-сульфидная (Cu, Pb)	Флюорит-кварцевая с баритом Гематит-пирит-кварцевая Кварц-сульфидная Карбонатная	Флюорит, барит-кварцевая Кварц-флюорит-сульфидная Галенит-сфалерит-кварцевая Карбонатная	Пирит-арсенопиритовая Галенит-сфалерит-флюоритовая Галенит-баритовая Минералы сурьмы Гематит-кварцевая Карбонатная
Метасоматиты	Пропилитизация (эпидот-хлоритовая фация)	Пропилитизация, альбитизация	Пропилитизация	Пропилитизация	
дорудные	Березитизация	Окварцевание, доломитизация, флюоритизация	Окварцевание, Березитизация	Серицитизация	
синхронные					
с оруденением					
Магматические породы, ассоциирующие с оруденением	Штоки щелочных базальтоидов, граносиенитов, эсекситов	Экструзивы, вулканические жерла, дайки кислого и среднего состава	Штоки щелочных базальтоидов	Штоки гранодиорит-порфиров грушевидного типа	Жерловые фации трахиолипаритов, дайки
Породы, вмещающие оруденение	Известняки D ₃ -C ₁ , гранитоиды C ₃ , реже вулканиты C ₂ -3	Кислые вулканиты P ₁₋₂	Известняки D ₃ -C ₁ , вулканиты P ₁	Гранитоиды C ₃	P ₁₋₂ , андезито-дайки C ₂ -3-P ₁
Характер разреза вулкаников орогенного типа	Туфоловы дацитовых порфиров и андезит-порфиритов C ₂ -3, туфы кислого состава P ₁₋₂	Игнимбриты дацитовых порфиритов и их туфы P ₁₋₂	Кислые туфы, щелочные вулканиты P ₁₋₂	Нет	Андезиты, андезито-дайки, липариты, трахиолипариты
Мощность вулканитов, м	От 0 до 300	600	0-200	—	2600-4000
Глубина образования месторождений, м	300-500	500-600	1000	500-1000	500-600
Морфология рудных тел	Жилы, прожилковые зоны, вкрашенные руды	Жилы, жильные зоны	Метасоматические тела, жилы	Жилы	Штокверки, прожилковые зоны
Интервал оруденения по вертикали	Небольшой	Средний	Небольшой	Средний	Значительный
Локальная структурная позиция	Поднятия вблизи кальдер	Центральные части кальдер	Обрамления вулканогенных прогибов кальдер		Центральные части кальдер
Примеры	Аурахмат, Дюшали	Агата-Чибаграт	Дудесай, Балам Наугарзан		Канимансур, Лашкерек

Как можно видеть из табл. 9 и 10, во всех случаях в качестве основных геологических признаков, влияющих на минеральный состав, рассматривались: фациальный характер и состав магматических пород, ассоциирующих с оруденением; состав пород, вмещающих оруденение; характер и мощность вулканогенных толщ верхнего структурного яруса, подстилающих оруденение; глубина образования оруденения, локальная структурная позиция. Такие особенности оруденения, как текстуры и структуры руд, морфология рудных тел, вертикальный диапазон оруденения, оказываются как бы вторичными и зависят от глубины формирования месторождения, его положения в разрезе, удаленности от магматического очага и других факторов. Характеристика групп рассматриваемых месторождений, отличающихся количеством сульфидов, приведена в табл. 9. Крайними членами этого ряда являются флюоритовые месторождения с незначительным (до 1%) количеством сульфидов и сульфидные полиметаллические месторождения, в которых флюорит является важным жильным минералом. Основные стадии минерализации (устойчивые минеральные ассоциации, сменяющие друг друга во времени) на всех месторождениях рассматриваемого ряда одни и те же: 1. Флюорит-кварцевая нередко с баритом. 2. Флюорит-кварцевая с сульфидами. На некоторых месторождениях выделяется флюорит-кварцевая II стадия, не содержащая сульфидов (Чашлы, Каскана). 3. Галенит-сфalerит-кварцевая. 4. Галенит-баритовая. 5. Карбонатная. На многих месторождениях проявлено гематит-кварцевая минерализация, накладывающаяся на сульфидную (Канимансур, Лашкерек, Дудесай, Бадам). Изменения вмещающих пород сводятся к площадной пропилитизации с хлоритом, адуляром, карбонатом и окорудной, близкой по времени образования к оруденению березитизации или серпентинизации. Около галенит-сфалеритовых прожилков при этом наблюдается хлоритизация на расстоянии 1–5 см от сульфидных жил.

Карбонатные породы вблизи рудных тел окварцованны, доломитизированы. Как уже упоминалось, различия между месторождениями выделенных групп обусловлены разной количественной ролью между основными минеральными ассоциациями – кварц-флюоритовой и сульфидно-флюоритовой, но в некоторых случаях наблюдаются различия и в составе отдельных стадий минерализаций. Так, в ранней флюорит-кварцевой минеральной ассоциации в ряде случаев количество барита возрастает до 15–20% (месторождения хр. Каржантау-Бадам, Дудесай и др.), количество сульфидов во 2-й кварц-флюорит-сульфидной стадии также колеблется в широких пределах.

Анализ геологических признаков данных месторождений показывает, что увеличение количества сульфидов в рудных телах этих месторождений сопровождается увеличением мощности толщи верхнепалеозойских, особенно пермских, вулканитов, подстилающих оруденение. Так, максимальной мощности (4000 м) толща вулканитов достигает в Адрасманской кальдере, к которой приурочено флюорит-полиметаллическое месторождение Канимансур, несколько меньшей (2600 м) – в Лашкерекской с его полиметаллическими проявлениями.

Месторождения, залегающие в породах фундамента (Чашлы, Каскана, Аурахмат), бедны сульфидами. Несколько увеличивается их количество (до 3–5%) в рудных телах месторождения Наутарзан, ассоциирующегося со штоками гранодиорит-порфиров. Незначительно количество сульфидов и в месторождениях Агата, Чибаргата, Наугескен, залегающих в верхнепалеозойских вулканитах, мощность толщи которых всего 600 м. Нам кажется, что эту особенность в появлении сульфидов можно объяснить различной степенью удаленности оруденения от магматического очага, максимального для флюорит-полиметаллических месторождений и минимального для флюоритовых малосульфидных месторождений, залегающих в породах фундамента или средне-позднекаменноугольных вулканитах среднего состава, мощность которых не превышает 300 м (Дюшали, Каскана).

М.Г. Калабина, изучавшая размещения флюоритовых проявлений Угамского района, пришла к выводу, что состав этих проявлений (соотношение кварца, флюорита, сульфидов) зависит от положения их в разрезе: в верхних рудных интервалах до глубины около 500 м рудные тела имеют флюоритовый, кальцит-флюоритовый состав; в интер-

Таблица 10
Ряд рудных формаций висмутовых месторождений

Формация	Висмуто-сульфосольно-халькопиритовая (медно-висмутовая)		
Характерные металлы	Pb–Bi–Cu	Bi–Cu	(Bi)–Cu
Главные минералы рудные	Халькопирит Пирит Галенит Кварц Хлорит	Гематит Халькопирит Пирит Кварц, калишпат, хлорит Ag, Bi, Pb, Cu–сульфосоли	Гематит Халькопирит Пирит Кварц Серицит Висмутин
Главные минералы висмута	Aйкинит	W в гематите (до 0,1%)	W в гематите (до 0,1%)
Характерные примеси в рудах			
Стадии минерализации	Кварц-гематит-калишпатовая (с пиритом) Халькопирит–сульфосоли Bi–галенит-хлорит-кварц Кварц-гематитовая Кварц-карбонатная Кальцитовая		
Метасоматиты дорудные	Пропилитизация (хлорит–кальцит–адуляр)	Пропилитизация	
синхронные с оруднением	Серицитизация оклорудных зон, хлоритизация (около Cu-, Bi-, Pb- прожилков)		
Магматические породы, ассоциирующие с оруднением	Дайки кислого, среднего и основного состава	Кислые вулканиты жерловых фаций (трахиалипараты), дайки	Дайки
Вмещающие породы	Кислые вулканиты покровных фаций P _{1–2}	Кислые вулканиты жерловых и покровных фаций P ₂	Андезито-дациты и липариты P ₁
Структурный этаж	Верхний		Верхний, нижняя часть разреза
Морфология рудных тел	Прожилковые зоны	Штокверки, прожилковые зоны	Прожилки, жилы
Текстуры и структуры руд	Прожилковые, вкрапленные, кокардовые, другие		Прожилковые
Вертикальный диапазон оруднения	Значительный		Незначительный
Зональность	Снизу вверх зоны: 1. Гематитовая с калишпатом; 2. Пирит-гематит-кварцевая; 3. Сложная с сульфосолями Bi, Cu и халькопиритом и борнитом; 4. Pb(Zn) с сульфосолями Pb, Bi		Неясно выражена – книзу увеличивается содержание гематита
Рудоконцентрические структуры	Пермская кальдера, наложенная на более древнюю (C _{2–3}). Дайковый пояс, глубинный разлом северо-западного простирания		
Примеры	Тарыэкан	Адрасман Каптархана	Джузум Асказан

Висмуто-сульфосульфо-халькопиритовая (медно-висмутовая)			Висмуто-арсенопирит-пирротиновая
Bi-(Cu)	Bi-Te-Cu	Bi(Te, Cu)	As-Bi
Гематит Халькопирит Пирит Кварц Серицит Висмутин	Гематит, магнетит, халь- копирит, борнит	Гематит	Арсенопирит, пирротин, пирит (халькопирит)
Бедно Молибденит Кварц-пирит Кварц-гематит-пирит	Кварц, турмалин	Кварц, флюорит	Кварц, анкерит
Кварц-висмутин- халькопирит Кварц-барит-гематито- вая	Тетрадимит, айкинит, висмутин	Висмутин (тетрадимит) самородный висмут	Pb-, Bi- сульфосоли Висмутин Самородный Bi
Пропилитизация (калишпат-эпидот)	Шеелит Молибденит Магнетит-борнит Халькопиритовая	Шеелит Кварц-гематитовая Висмутин-тетрадимит- кварцевая	Шеелит Пирит-арсенопирит-пирро- тиновая с кварцем
Серицитизация Штоки гранодиорит- порфиров C ₃ -P, дайки	Калишпат-гематитовая Тетрадимит-халькопи- ритовая Хлорит-пиритовая Скарноиды	Кварц-флюоритовая	Сульфовисмутит-висмутин- шеелит-кварцевая Арсенопирит-анкерит-квар- цевая Буланжерит-галенит-сфале- рит-кварцевая Карбонатная Скарноиды
Гранодиориты C ₃	Пропилитизация эпи- дот-калишпат-серicit- хлоритовая	Пропилитизация (ка- лишпат, эпидот, серicit, хлорит)	Гумбеиты Шток монцонитов в 3 км от месторождений и под ним дайки Терригенно-осадочные D ₂ -C ₁
Нижний Жилы, прожилковые зоны Вкрашенные, крусти- фикационные Незначительный	Вулканические жерла кислого состава, дайки Кислые вулканиты Р ₁ -2	Серицитизация Дайкообразные тела гранодиорит-порфиров Гранитоиды C ₂	—
Резкое падение содер- жания Bi в верхних и нижних частях место- рождения, увеличение Cu книзу	Гранодиориты C ₂ -3, D ₁	—	Нижний Жилы, пластообразные залежи, жильные зоны Массивные, полосчатые
Обрамление пермских кальдер	Нижний, граница с верх- ним Прожилковые зоны, штокверки Гнездовые, вкрашенные Незначительный	Жилы Гнездовые, вкрашен- ные, друзовые Незначительный	Средний Зоны снизу вверх: 1. W; 2. Bi; 3. Bi-As; 4. Sb-Pb
Кызылгут Терекли Киргизджон	Центральные части кальдеры, реже их об- рамление	Периферия вулка- ногенного прогиба	Куполовидные подня- тия, зона региональных разломов (Угам-Кум- бельских)
	Ташкескен Узумлек	Верхний Кандаган	Устарасай Бричмулла Кульма

вале глубин от 500 до 1200 м они имеют кварц-барит-флюоритовый состав и содержат сульфиды меди, свинца, цинка, сурьмы, а на глубине около 1500 м преобладают кварц-флюоритовые руды, бедные сульфидами, но иногда содержащие гематит. М.Г. Калабина считает, что указанные отличия в составе флюоритовых месторождений связаны с различной глубиной их образования. Мы не можем распространить этот вывод на всю территорию Чаткало-Кураминского региона, так как, по имеющимся данным, сульфидные полиметаллические руды месторождения Канимансур и малосульфидные флюоритовые месторождения Агата-Чибагата образовались на близких глубинах, залегая в пермских кислых вулканитах кызылнуринской свиты, и ассоциируют с их жерловыми фациями.

Кроме того, по геологическим данным большая часть месторождений рассматриваемого ряда сформировалась на глубине 500–600 м. О близких глубинах их образования свидетельствуют и метасоматические преобразования вмещающих пород, во всех случаях выражющиеся в региональной пропилитизации хлорит-адуляровой фации, ок褶ожильной березитизации и серicitизации магматических пород и окварцевании известняков.

Вместе с тем ассоциация некоторых месторождений рассматриваемого ряда со штоками гранодиорит-порфиров (Наугарзан, Чашы), а других – с экструзивными и вулканическими жерлами (Канимансур, Агата-Чибагата, Наугескен) свидетельствует и о некотором различии в глубине их формирования, однако это сказывается не на количестве сульфидов в их рудных телах, а на наличии примесей иттрия и редких земель во флюорите более глубинных месторождений (Наугарзан).

Общими особенностями месторождений рассматриваемого ряда является их поздне-пермский возраст и приуроченность к зонам разломов глубокого заложения, что подчеркивали также Т.М. Воронич [13, 14] В.Г. Гарьковец и др. [15]. Благодаря этой приуроченности месторождения концентрируются в пределах узких поясов, контролируемых региональными глубинными разломами: Кумбель-Арашанским, Баштавакским, Чилтенским. Локальная структурная позиция определяет появление того или иного типа: от малосульфидного флюоритового до флюорит-полиметаллического.

Второй рассмотренный нами ряд рудных формаций объединяет свинцово-медно-висмутовые, теллуро-медно-висмутовые и медно-висмутовые месторождения сульфо-висмутит-халькопиритовой (медно-висмутовой) формации и мышьяково-висмутовые месторождения сульфовисмутит (айкинит)-арсенопирит-пирротиновой формации (см. табл. 10). Медно-висмутовые месторождения этого ряда характеризуются следующими устойчивыми минеральными ассоциациями (от более ранних к более поздним): 1. Кварц-гематитовая с подчиненным количеством магнетита, железистого хлорита, калишпатта, пирита. 2. Сульфидно-кварцевая, содержащая минералы меди и висмута, свинца, теллура. 3. Кварц-гематитовая 2-я. 4. Барит-кварцевая с небольшим количеством гематита, галенита, блеклой руды, сфалерита. 5. Кальцитовая.

На мышьяково-висмутовых месторождениях гематит мало распространен, а значительные количества железа, так же характерные для них, как и для медно-висмутовых месторождений, выделяются здесь в виде пирротина и арсенопирита. В остальном последовательность образования минеральных ассоциаций близка к вышеупомянутой, здесь выделяются следующие ассоциации: 1. Пирит-арсенопиритовая. 2. Сульфидно-кварцевая с минералами висмута, арсенопиритом, хлоритом. 3. Пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая с сульфосолями висмута, небольшим количеством халькопирита, хлорита. 4. Буланжерит-галенит-сфалеритовая с анкеритом, кальцитом, квартцем. 5. Карбонатная.

Помимо близкой последовательности минералообразования, имеются и некоторые другие общие особенности минерального состава месторождений рассматриваемого ряда. К ним относятся обилие минералов железа в их рудных телах (гематита, магнетита, пирротина, арсенопирита и др.), наличие примеси вольфрама (изоморфной примеси или включений вольфрамита в гематите медно-висмутовых, шеелита в мышьяково-висмутовых месторождениях), наличие кварца в качестве главного жильного минерала,

широкое развитие свинцово-висмутовых и других сульфосолей висмута при подчиненной роли висмутина, значительная роль калишпата, большая часть которого выделилась до сульфидов.

Как уже упоминалось выше, основные различия в минеральном составе месторождений рассматриваемого ряда заключаются прежде всего в разных количественных соотношениях между минералами, слагающими основную висмутоносную (продуктивную) минеральную ассоциацию: халькопиритом, различными сульфосолями и теллуридами висмута. Висмутоносные минеральные ассоциации месторождений рассматриваемого ряда заметно отличаются также количеством хлорита (тиурингита—корундофиллита), выделяющегося в кварцевых висмутоносных жилах и в оторочках окологильных изменений вмещающих пород. Близкий по составу хлорит на этих месторождениях проявлен и в зальбандах кварц-гематитовых жил. Подобный хлорит устанавливается лишь на некоторых месторождениях медно-висмутовой формации. Различным минеральным составом характеризуются также дорудные ("допродуктивные") и послерудные минеральные ассоциации.

Особенно значительные изменения минерального состава наблюдаются при переходе от месторождений медно-висмутовой формации к мышьяково-висмутовым: в последних халькопирит играет лишь второстепенную роль, но резко возрастает роль арсенопирита, частично выделившегося раньше висмутовых минералов, частично — в одну стадию минерализации с ним.

Из табл. 10 можно видеть, что изменениям минерального состава месторождений соответствуют и заметные изменения в геологических условиях их нахождения. Наиболее существенные изменения последних соответствуют, как и изменения в минеральном составе, переходу от сульфовисмутит-халькопиритовых к сульфовисмутит-арсенопирит-пирротиновым месторождениям, этот переход сопровождается появлением некоторых геологических признаков, свидетельствующих о большей глубине формирования мышьяково-висмутовых месторождений по сравнению с медно-висмутовыми. Мышьяково-висмутовые месторождения залегают в терригенно-карбонатных породах D_2 — C_1 нижнего структурного яруса и ассоциируют с монцонитами, шток которых обнажается на поверхности в 3 км от месторождений Бричмула и Устарасай, а также обнаруживается на некоторой глубине под месторождением. В пределах упомянутого штока монцонитов установлено молибденовое оруденение в его экзоконтакте — молибдено-вольфрамовое (с шеелитом, с минералами висмута), а в некотором удалении — висмутовые с арсенопиритом, пирротином и небольшим количеством шеелита.

Рассмотрение геологической позиции различных месторождений медно-висмутовой формации показывает, что все они локализуются либо в породах верхнего структурного яруса, в различных его интервалах, либо в породах нижнего структурного яруса, но вблизи пород верхнего, иногда переходя в последний. При этом к нижним частям разреза вулканитов приурочены месторождения, обогащенные теллуридами висмута, ассоциирующие с дайкообразными телами гранодиорит-порфиров, а к верхним, представленным липаритами, трахиляпаратами, — свинцово-медно-висмутовые и медно-висмутовые, ассоциирующие с вулканическими жерлами, некками, экструзивными телами. По всей вероятности, теллуро-висмутовые месторождения являются более глубинными по сравнению со свинцово-медно-висмутовыми и медно-висмутовыми. Свидетельством в пользу этого вывода является также более глубинный характер региональных изменений вмещающих пород, представленных пропилитами эпидот-альбитовой фации и турмалин-калишпат-гематитовыми метасоматитами по сравнению с хлорит-адуляр-серicitовыми пропилитами районов медно-висмутовых месторождений. Возможно, что появление теллуро-висмутовых месторождений обусловлено и региональным фактором; все они тяготеют к зоне Угам-Кумбель-Арашанских разломов.

Свинцово-медно-висмутовые месторождения (Тырызкан и др.) залегают в верхних частях разреза верхнепалеозойских вулканитов. Спецификой медно-висмутовых месторождений, богатых железистым хлоритом и характеризующихся разнообразием сложных сульфосолей висмута, свинца и меди, является их приуроченность непосредственно

к жерловым вулканическим аппаратам, обуславливающим высокую глубинную проницаемость для рудообразующих флюидов.

Увеличение содержания железистого хлорита (с высоким содержанием закисного железа) характерно также для месторождений кассiterит-силикатной формации, приуроченных к трубкам взрыва и жерлам (Хинганское месторождение).

Таким образом, переход от мышьяково-висмутовых месторождений к теллуро-медно-висмутовым, а затем к медно-висмутовым с хлоритом, медно-висмутовым без хлорита и свинцово-медно-висмутовым сопровождается изменением положения оруденения в разрезе пород орогенного структурного яруса – от фундамента вулканитов до позднепермских трахилитаритов. В этом же направлении меняется фациальный тип магматических пород, ассоциирующихся с оруденением, от мезоабиссальных интрузивов до близповерхностных субвулканических тел и даек, а затем вулканических жерл. Все это свидетельствует о различной глубине образования месторождений висмута и, по-видимому, позволяет выделять разноглубинные ярусы с разнотипным висмутовым оруденением. При этом мышьяково-висмутовые месторождения, приуроченные к нижнему структурному ярусу, ассоциируют с молибдено-вольфрамовыми месторождениями, свинцово-медно-висмутовые и медно-висмутовые, приуроченные к верхнему структурному ярусу, – с флюорит-полиметаллическими, свинцовыми (галенит-баритовыми), реже с флюоритовыми малосульфидными месторождениями, а теллуро-медно-висмутовые, занимающие промежуточное положение в структурном ярусе, – с кварц-адуляровыми.

На рассматриваемой территории можно выделить еще несколько рядов рудных формаций. Мы упомянем один из них, не рассматривая детально: ртутные (киноварь-аргиллит-кварцевые) – ртутно-сурьмяные (киноварь-антимонит-кварцевые) – сурьмяные (антимонит-кварцевые) – ртутно-полиметаллические – сурьмяно-полиметаллические. В этом ряду соотношения ртути и сурьмы определяются положением в разрезе, т.е. глубинностью образования: ртутные месторождения залегают выше сурьмяных. Разноглубинность этих месторождений подчеркивается и различными оклорудными метасоматитами: березитами на сурьмяных, аргиллизацией и окварцеванием на ртутных месторождениях.

Рассмотренные примеры анализа рядов рудных формаций позволяют вскрыть закономерность, на которых можно основывать глубинный прогноз оруденения.

Рудные серии, по нашему мнению (их можно назвать также временными рядами рудных формаций), как уже упоминалось, состоят из месторождений различных рудных формаций или минеральных типов, закономерно сменяющих друг друга во времени. Эти месторождения нередко сменяют друг друга и в пространстве как по вертикали, так и в плане, но в некоторых случаях часть рудной серии может локализоваться в пределах одного месторождения [22]. Подобные серии, но под другими названиями выделялись в рассматриваемом регионе рядом исследователей. Т.М. Воронич и др. выделили здесь в качестве наиболее крупных единиц рудные комплексы, охватывающие совокупность всей минерализации, отвечающей магматическому комплексу. В пределах рудного комплекса они выделяют рудные семейства и генетические рудные ряды, которые хотя и не имеют точного определения, но по своему содержанию отвечают рудным сериям Р.М. Константина.

По нашему мнению, в рассматриваемом регионе можно выделить следующие рудные серии – закономерно сменяющие друг друга во времени типы месторождений:

1. Скарново-галенит-сфалеритовые (C_{2-3}) → скарново-галенит-сфалерит-сульфосольные (C_3-P_1) → галенит-сфалерит-кварцевые (P_{1-2}) → флюорит-полиметаллические (P_2). Связаны с кислым магматизмом различного фациального типа.

2. Молибденит-кварцевые → молибденит-шебелит-кварцевые → сульфовисмутит-арсенопирит-пирротин-кварцевые с шебелитом → арсенопирит-кварцевые с примесью сульфосолей висмута (Чавата-Бричмулинский район), связанные со штоком моншитов.

3. Кварц-гематитовые → медно-висмутовые → галенит-баритовые → флюорит-полиметаллические, связанные с вулканитами трахиалипаратовой формации.

4. Медно-порфировые → галенит-сфалеритовые скарновой или березитовой формации → пиритовые – кварц-адуляр-кварцевые месторождения, связанные с конечными fazami (гранодиорит-порфирами) сложных монционитоидных магматических комплексов.

О ЯРУСНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ И ВОПРОСЫ ГЛУБИННОГО ПРОГНОЗА

Проблема распространения эндогенного оруденения на глубину, закономерности смены по вертикали разнотипных эндогенных проявлений в пределах рудных районов и полей (ярусности оруденения) и изучение факторов, влияющих на вертикальный диапазон оруденения, привлекают в последнее время все большее внимание исследователей в связи с возросшей необходимостью глубинных поисков полезных ископаемых. Поэтому весьма актуально провести предварительное обобщение данных по ярусности и глубине распространения различных типов оруденения в Чаткало-Кураминском регионе. Выше были рассмотрены два ряда рудных формаций, анализ которых дает основание для суждений о смене типов оруденения по глубине. В этом плане были сделаны попытки выяснить приуроченность различных рудных формаций к различным структурным ярусам, осадочных и вулканогенных пород различного возраста, а также установить глубины образования этих проявлений. Прямые данные о распространении на глубину оруденения и смене одного типа оруденения другими немногочисленны. Подобную смену (ярусность оруденения), как уже отмечалось, можно наблюдать в Адрасманском, Алмалыкском, Лашкерекском и некоторых других рудных районах рассматриваемого региона.

Адрасманский рудный район приурочен к Адрасманской кальдере, внутреннее строение которой изучали Г.А.Тананаева и Н.Т.Кочнева [37]. Краткая характеристика этой кальдеры приведена в гл. V. В этом районе сосредоточены проявления халькопирит-висмутово-сульфосольной (медно-висмутовой), галенит-сфалерит-березитовой, флюорит-полиметаллической и кварц-гематитовой рудных формаций.

В размещении минерализации отмечается горизонтальная и вертикальная зональности, тесно связанные с особенностями тектонического строения района. Наиболее интенсивно минерализованная площадь расположена в центральной части структуры, где находятся почти все известные в районе промышленно ценные медно-висмутовые, полиметаллические и свинцовые проявления района. Структурная позиция этих месторождений в ее пределах неодинакова.

Проявления флюорит-полиметаллической рудной формации сосредоточены в рудном узле, приуроченном к глубокому прогибу, выполненному наиболее молодыми вулканитами района.

К югу от полиметаллического рудного узла в относительно приподнятой части располагаются мелкие галенит-сфалеритовые проявления, содержащие небольшое количество меди и цинка. Область развития флюорит-полиметаллических и галенит-сфалеритовых проявлений окружена поясом медно-висмутовых проявлений, приуроченным к приподнятой части структуры. Медно-висмутовые руды установлены бурением под полиметаллическими рудами.

В Алмалыкском рудном районе известны медно-порфировые, скарново-полиметаллические, галенит-сфалеритовые в березитах, колчеданно-полиметаллические, пиритовые, медно-висмутовые, алуниловые проявления, имеющие в рудном районе близкий (позднекаменноугольный – раннепермский) возраст.

Кварц-редкометальные и алуниловые проявления, так же как и мелкие медно-висмутовые, сосредоточены в наиболее молодых вулканитах ($C_2 - 3$) в средней части вулканогенного прогиба Центрального блока. В поднятиях, расположенных к северу и югу от вулканогенного прогиба, размещаются медно-порфировые, свинцово-цинковые с хлоритом и анкеритом и пиритовые проявления. Медно-порфировые руды установлены также под вулканитами Центрального блока.

Таким образом, в пределах Алмалыкского рудного района наблюдается ярусная зональность в размещении эндогенной минерализации: к верхнему из наблюдаемых структурных ярусов приурочена кварцевая и алюнитовая минерализация, к нижнему — медно-порфировая.

Аналогичная ярусная зональность устанавливается и в Лашкерекском рудном узле, где к верхним вулканогенным толщам приурочены полиметаллические проявления, а к нижним — медные и медно-молибденовые.

Так как эндогенные проявления в Чаткало-Кураминском регионе располагаются в различных структурных ярусах и ассоциируют с магматическими образованиями различных фациальных типов, то представляется интересным провести сравнение разно-глубинного оруденения по этим признакам. Удобнее всего это сделать на примере полиметаллических проявлений, встречающихся в самой разнообразной геологической обстановке. Такое сравнение показывает, что положение полиметаллических проявлений в вертикальном разрезе влияет на их минеральный состав. Наиболее глубинные из них, расположенные на уровне размещения гранитных тел, представлены галенит-сфалерит-скарновой формацией, для которой характерны отношения $Pb : Zn$, близкие к единице. В менее глубинном ярусе, где пользуются распространением малые интрузивы, им сопутствуют проявления галенит-сфалерит-березитовой формации. Для этой формации отношение $Pb : Zn$ близко к двум. Галенит-сфалеритовые месторождения, залегающие в вулканитах, отличаются отношением $Pb : Zn = 5 \div 10$. Одновременно в этом же направлении значительно возрастает количество флюорита, в рудах появляются различные сульфосоли, иногда увеличивается содержание сурьмы и ртути.

Аналогичные различия выявляются и у месторождений висмута, приуроченных к различным структурным ярусам. Месторождения, залегающие в породах нижнего структурного яруса, ассоциируются с небольшими телами гранитоидов повышенной основности. Висмутовые минералы в них представлены висмутином и свинцово-висмутовыми сульфосолями и сопровождаются выделением шеелита и больших количеств кварца, арсенопирита и пирротина.

В вулканитах верхнего структурного яруса рассматриваемого региона распространены проявления висмута, ассоциирующиеся с жерловыми и экструзивными фациями вулканитов. Среди висмутовых минералов в них очень широко распространены сложные свинцово-висмутовые, свинцово-медно-висмутовые и медно-висмутовые сульфосоли, ассоциирующиеся с большим количеством халькопирита, железистым хлоритом и кварцем. Для многих медно-висмутовых проявлений (Восточный Карамазар) характерно обилье гематита, большая часть которого выделилась до минералов меди в висмута. Гематит обычно содержит примесь вольфрама (десяти доли процента), и иногда в нем обнаруживаются мелкие включения вольфрамита. Таким образом, проявления висмута, приуроченные к различным структурным ярусам, отличаются прежде всего содержанием мышьяка и меди в рудах.

Элементы	Проявления нижнего структурного яруса	Проявления верхнего структурного яруса
Главные	Bi, Fe	Bi, Cu, Fe
Второстепенные	W (шеелит)	W (примесь в гематите, редко вольфрамит)
В минералах висмута	Pb	Pb, Cu

Следует заметить, что значительные концентрации арсенопирита вообще мало характерны для любых рудных проявлений верхнего структурного яруса, в то время как в нижнем его скоплении известны и в других проявлениях (галенит-сфалерит-кварцевых и др.).

На преобладающую приуроченность проявлений различных рудных формаций к определенным структурным ярусам обращалось внимание во многих металлогенических работах. В ряде из них путем статистических обсчетов размещения всех известных эндогенных проявлений намечалась продуктивность отдельных ярусов на то или иное оруденение.

Нами при изучении металлогенеза отдельных профилирующих металлов "продуктивность" ярусов оценивалась количеством и масштабами промышленных месторождений.

Очевидно, полученные выводы справедливы для определенных рудных районов, характеризующихся специфическими геолого-структурными позициями, магматизмом и рудоконтролирующими структурами.

На одном из таких районов — Алмалыкском — И.М. Голованов подметил вертикальную зональность карбонового оруденения в структурных ярусах. В породах О—С яруса он отмечает слабую молибден-вольфрамовую минерализацию, а основные медно-порфировые, скарново-полиметаллические месторождения района, по его данным, размещаются соответственно в ярусах D₁, нижняя часть — D₂—C₁ и C₂—C₃.

Полиформационная (скарново-медно-рудная, скарново-полиметаллическая, мышьяково-висмутовая, молибден-вольфрамовая, редкометальная, флюоритовая) "продуктивность" одного и того же яруса D₂—C₁ в зависимости от различной рудоносности интрузивного магматизма отчетливо наблюдается на примере Северо-Чаткальской подзоны.

Общий обзор размещения в структурных ярусах некоторых типов эндогенного оруденения независимо от их возраста, но с учетом масштабности объектов позволил Б.Т. Алишину получить ряд дополнительных выводов, которые будут изложены ниже. Молибден-вольфрамовые проявления в ордовик-силурском ярусе (Шамырсайская, Умбеттинская, Восточно-Ихнанская и другие группы) очень мелкие. В следующем ярусе (D₂—C₁) известны такие более крупные проявления, как Янгоклы, Каттасай, Новое, Акбулакская группа, Дайковое, Чавата, Ункурташ и др.

Промышленные месторождения Чорух-Дайронского рудного поля располагаются на уровне низов минбулакской свиты. Следовательно, в пределах границ общего указанного интервала вверх по разрезу (от яруса к ярусу) намечается тенденция увеличения масштабности оруденения.

То же можно сказать и о медно-порфировых месторождениях Алмалыка. Месторождение Сары-Чеку заметно уступает по масштабам месторождениям Кальмакыр и Дальнее. Рудные тела первого из них размещаются целиком в кварцевых порфирах D₁ (под андезит-дацитовыми порфирами D₁), а двух последних — среди сиенито-диоритов, содержащих ксенолиты кварцевых порфиров и известняков, т.е. на несколько более высоком стратиграфическом уровне.

Месторождения скарново-полиметаллической формации в рассматриваемом регионе сосредоточены в карбонатных породах яруса D₂—C₁. Однако в Кураминской зоне наиболее благоприятное оруденение сосредоточено в верхнедевонских карбонатных породах, а в Чаткальской подобные месторождения чаще встречаются в известняках C₁. Примечательно, что максимально обогащены свинцом и цинком так называемые горизонты стратиформного оруденения: в Кураме — отложения живетита и франа, а в Чаткале — фамена. Таким образом, проявления скарново-полиметаллической формации в регионе повсеместно располагаются как бы выше стратиформных. Однако на современном эрозионном срезе они повсюду пространственно разобщены и характер перехода их друг в друга нигде не наблюдался. От интрузий, в экзоконтактовых частях которых наблюдается скарново-полиметаллическая минерализация, стратиформные проявления обычно значительно удалены, из-за чего взаимная увязка их никак не обоснована.

Из изложенного можно сделать вывод о том, что промышленные свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа следует ожидать в районах Кошмансайского, Канджайляуского, Найзинского, Мисканского и других рудных полей, в карбонатных породах фамена (Бричмулинский, Чаватинский и другие горизонты).

Промышленное полиметаллическое оруденение в настоящее время известно только в Кураминской зоне, где оно размещается в породах О—С (Сардоб, Шамырсай) и D₂—C₁ (все основные месторождения), а объекты Чаткальской зоны представлены пока непромышленными месторождениями. Кварц-адуляровые проявления региона сосредоточены в вулканитах C₂—C₃ акча-надакского комплекса.

Анализ схем палеотектонических реконструкций, показывает что наиболее рудона-

сыщенным является уровень минбулакской свиты. На этом уровне немало и средневерхнекарбоновых проявлений, причем последние очень часто тяготеют к низам свиты, располагаясь вблизи разнородного фундамента (сланцы О–S, карбонатные породы D₂–C₁, разновозрастные гранитоиды). В такой позиции находятся Школьное, Каульды, Бичанзор, Шаматджон, Огалик, Гульдурама, Самарчук, Чумакук, Сюреньата, Пирмираб, Гузаксай и другие проявления. Среди месторождений внутри вулканитов акчинской свиты – Апрелевка, Кайрагач, Чакмакташ. Показательно, что и основные жилы более молодого (P₁) проявления Реваште приурочены к самым верхам акчинской свиты. Внутри общего трехчленного пермского яруса Курамы (P₁–T₁) резко обособляется по своей продуктивности только основание его – породы оясайской свиты, в которых зарегистрированы месторождения и рудопроявления всех рудных формаций пермского рудного комплекса. Тип и специфика Кызылнуринской, Карабашской, Чилтенской, Камчикской, Чадакской, Лашкерекской и Адрасманской вулкано-тектонических структур обусловили частные индивидуальные различия в их рудоносности.

Обозначившиеся уровни максимальной рудоносности имеют важное металлогеническое значение и должны учитываться при перспективной оценке конкретных площадей на тот или иной тип оруденения.

ПРОГНОЗ НОВЫХ ТИПОВ ОРУДЕНЕНИЯ

Одним из перспективных путей прогноза является предсказание новых типов оруденения, неизвестных в настоящее время в регионе. В основе такого прогноза – методы геологических аналогий и анализа рядов рудных формаций. Привлекая эти методы, можно в первую очередь достичь эффектных результатов в обнаружении нетрадиционных для региона типов оруденения. Хорошо известны примеры "запоздалого" обнаружения некоторых типов кварц-адулярового, штокверкового флюорит-полиметаллического и другого оруденения в рудоносных вулканических поясах Средней Азии, Северо-Востока СССР, Приморья. Следует отметить, что эти типы оруденения были известны еще с прошлого века в вулканических поясах Северной Америки. Среди новых типов оруденения следует обратить внимание на "труднооткрываемые" разновидности, часто недиагностируемые непосредственно в образцах. К таким рудам в вулканогенных поясах относятся, например, стратiformные полиметаллические месторождения вулканогенных озер, которые были охарактеризованы недавно А.Д.Щегловым [49].

Новым типом оруденения, ассоциирующегося с континентальными вулканическими поясами, являются месторождения тонкодисперсной рудной минерализации (США). Последние представляют собой стратiformные метасоматические залежи в углисто-доломитовых известняках основания вулканического пояса. Они подвергнуты вторичному окварцеванию, сопровождаются аргиллизитовыми прожилками и характеризуются повышенными содержаниями мышьяка, сурьмы, ртути, вольфрама. Достаточно определен литологический контроль оруденения, приуроченного к горизонту углистых доломитовых известняков. Подобные условия имеются в пределах Кураминского свода. Есть основание предполагать, что существует родственный характер связей между типом минерализации и сульфидным тонкокрапленным оруденением, приуроченным к углеродистым терригенным толщам, которые уже могут не иметь связи с вулканизмом. Это тип минерализации именуется углеродистой формацией или кварц-сульфидной вкрашенной формацией. Та и другая разновидность трудно диагностируема как руда, так как сульфидная вкрашенность является весьма тонкой, относительно равномерно распределенной в породе. Обнаружить проявления этого типа можно по характерной ассоциации элементов в геохимических аномалиях: As–Sb–W, а также по сопутствующим более поздним проявлениям минерализации. К числу последних могут относиться антимонит-кварцевая и адуляр-кварцевая, которые уже образуют жилы и прожилки и связаны единством формационного ряда с сульфидной вкрашенной минерализацией. Условия, благоприятные для обнаружения этого типа оруденения, имеются в пределах Чаткальского свода.

Другим типом стратиформной скрытой минерализации является рассеянная вольфрамовая минерализация в филлитизированных сланцах, обнаруженная в альпийской зоне, в частности в Австрии. Привлечение геологических аномалий при учете сопутствующих проявлений минерализации позволяет рассмотреть вопрос о перспективах обнаружения этих типов оруденения в Чаткальском своде.

Анализируя латеральные ряды рудных формаций, можно также сделать вывод о возможности обнаружения новых для региона типов оруденения. Ими могут быть "пропуски" в рядах рудных формаций. Напомним, что латеральный ряд соответствует группе рудных формаций, которые сопровождаются сходными типами метасоматитов. Так, например, выше был охарактеризован ряд рудных формаций от флюоритовой до галенит-баритовой, сопровождающихся аргиллизитами, гидрослюдистыми, калишпатовыми метасоматитами. В подобном же ряду формаций в пределах вулканогенных областей запада США имеется флюорит-берtrandитовый формационный тип минерализации, неизвестный в настоящее время в изучаемом регионе. Места конкретной локализации подобных прогнозируемых типов оруденения определяются благоприятными сочетаниями геохимических ореолов, геологическими условиями, близкими к таковым на эталонном объекте, и структурными особенностями, определяющими локализацию оруденения. Таким образом, целесообразно проводить специальный анализ вопроса о возможности нахождения новых типов оруденения при прогнозно-металлогенических исследованиях.

К ВОПРОСУ О КРИТЕРИЯХ УСТАНОВЛЕНИЯ МАСШТАБОВ ОРУДЕНЕНИЯ ПРИ ПРОГНОЗЕ И ОЦЕНКЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Крупные и особенно уникальные рудные объекты отличаются необычными условиями размещения, отличными от таковых для мелких и средних месторождений. Эти условия могут, в частности, выражаться в специфичности структурной позиции этих объектов. Значительную роль при этом играют рудоконцентрирующие сквозные линеаменты, имеющие в изученном регионе меридиональное простиранье. Специфика этих линеаментов заключается в том, что при пересечении ими различных металлогенических зон могут возникать крупные рудные объекты состава, соответствующего металлогенической специализации зоны, которая ими пересекается.

Другим фактором концентрации является наличие очаговых структур определенных типов. В рамках последних резко интенсифицируются гидротермальные процессы. Благоприятные типы очаговых структур могут быть различными в разных металлогенических зонах. Так, максимальная концентрация полиметаллического оруденения может быть в тех местах соответствующих металлогенических зон, где локализуются длительно развивавшиеся кальдерные постройки. Максимальная концентрация достигается в неинверсионных "вложенных" кальдерах, которые отвечают вторичным очаговым структурам. В таких случаях интрузивные тела, если таковые имеются, тяготеют к периферии кальдеры. Если произошла инверсия кальдеры, то минерализация данного типа имеет меньшие размеры. В этом случае интрузивы локализуются во внутренней части кальдеры.

В противоположность этому для концентрации, например, кассiterito-сульфидных и силикатных типов оруденения наиболее благоприятны очаговые структуры, имеющие форму вытянутых купольных поднятий или изометрических куполов, осложняющих валаобразные поднятия. Случай совмещения первичных и вторичных очаговых структур особенно благоприятны для локализации крупных рудных объектов.

Возможно, в будущем удастся выявить наиболее благоприятные формы очаговых структур для основных типов эндогенного оруденения.

Продолжая рассматривать условия возникновения крупных рудных объектов, можно также отметить, что некоторые типы рудных тел в большой степени характерны для крупных рудных объектов. Так, например, тела трубообразной формы имеются на многих крупных месторождениях. В их пределах часто бывают совмещены жилы и штокверковые зоны. Трубообразной формой могут обладать тела штокверкового типа,

оруденелые эксплозивно-брекчевые тела и рудоносные скарны. Попутно отметим, что трубообразные скарны отличаются обычно более высокой концентрацией полезных компонентов по сравнению с линзообразными и ленточными телами на тех же месторождениях. Повышенные содержания характерны для эксплозивно-брекчевых труб по сравнению с жильными и штокверковыми телами. Так, например, на скарново-полиметаллических месторождениях Мексики (район Санта-Евлалия и др.) трубообразные тела богаче по содержаниям металлов в рудах порой вдвое по сравнению с линзовидными телами. Подобные же соотношения наблюдаются и на редкометальных месторождениях ряда рудных регионов Мексики, на скарново-полиметаллических месторождениях Кансайской гряды (Чаткало-Кураминский регион) и на многих других объектах. Естественно, при более высоких концентрациях металлов в трубчатых телах масштабы оруденения зависят и от их размеров.

Преобладание рудных тел трубообразной формы крупных месторождений можно видеть на примере ряда медно-порфировых и медно-молибденовых месторождений Мексики, Чили, юго-западной части США и других районов. Здесь установлено первостепенное рудоконтролирующее значение трубообразных тел взрывных брекчий (месторождения Кананеа, Ля-Колорадо, Кананеа-Дулут и др. в Мексике; месторождения Бранден, Эль-Сальвадор и др. в Чили). Исключительно благоприятными для концентрации оруденения являются взрывные трубчатые тела брекчий в районах развития адуляр-кварцевого и другого оруденения вулканогенного типа.

Масштабность месторождений отчетливо коррелируется с длительностью и многоэтапностью формирования сопутствующих магматических тел и самого оруденения. Прежде всего потому, что именно в этих условиях обычно проявляется несколько продуктивных стадий минерализации. Подобными особенностями отличаются уникальные и многие крупные рудные объекты, например Хомстейк, Корнуолл, Суллиган, Маунт-Плезант и др.

Типичным долгоживущим вулканогенно-рудным центром является уникальный рудный район Сан-Хуан в Колорадо. Основные месторождения района Сан-Хуан образованы в две металлогенические эпохи, одна из которых связана с позднемеловым—раннетретичным магматизмом, проявившимся в виде лакколитов, а другая — с позднетретичными вулканическими центрами.

С долгоживущими третичными миоцен-плиоценовыми тектономагматическими или вулкано-тектоническими сооружениями связаны некоторые крупные близповерхностные месторождения в Западной Неваде, США (Тонопа и др.).

В пределах крупнейшего месторождения Хомстейк (США), по данным Столера, совмещены магматические образования и многостадийная рудная минерализация докембрийского и третичного возраста.

Интересным примером совмещения двухэтапных многостадийных рудных образований является также месторождение молибденовых руд Гендерсон, находящееся в США (штат Колорадо) и расположенное на пересечении широтного рудоконцентрирующего линеамента 40-й параллели с северо-восточным рудным поясом Колорадо. Запасы месторождения исчисляются в 275 млн. т руды, или 808 тыс. т металла.

Располагаясь на пересечении двух линейных зон разломов, месторождение приурочено к сложному куполу, развитие которого связано с наличием эпицентра третичной тектономагматической активизации в массиве древних докембрийских гранитоидов, содержащих ксенолиты древних же осадочно-метаморфических пород. В первый этап, по данным Кларка, произошло развитие ранних интрузивных брекчий, субвулканического тела кварцевых порфиров и рудного тела Урад, генетически связанного с кварцевыми порфирами. Все эти образования локализованы в верхней центральной части купола (в настоящее время они вскрыты эрозией и имеют выход на дневную поверхность). Во второй этап произошло образование поздних интрузивных брекчий и внедрение последовательных порций кислой магмы, застывших в виде залегающего на глубине штока гранит-порфиров и сложного комплекса даек гранит-порфиров, порфиров, аplitов, рассекающих все более ранние третичные магматические образования, гранитоиды

докембрия и заключенные в них ксенолиты осадочно-метаморфических пород. Со вторым этапом связано проявление интенсивной грейзенизации и формирование крупнейшего рудного тела Гендерсон, которое по запасам руд и по количеству заключенного в них металла в десятки раз превышает рудное тело Урад. Рудное тело Гендерсон расположено на глубине 1,5 км от дневной поверхности над штоком гранит-порфиров второго этапа.

Длительное многоэтапное формирование крупных и уникальных месторождений нередко обуславливает исключительно сложный многоминеральный состав руд. Известны крупные месторождения вольфрамово-оловянных, оловянно-серебряных, полиметаллических свинцово-цинково-серебряных и других руд, в которых установлено до 100 и более гипогенных минералов.

Месторождения эти в то же время являются многокомпонентными в отношении содержания в них промышленно важных металлов и других полезных ископаемых: плавика, боратов и др. Можно привести много примеров таких крупных и уникальных месторождений, которые являются промышленными одновременно по трем-четырем и более металлам. Так, месторождения уникального рудного района Садбери (Канада) характеризуются высокими содержаниями никеля и кобальта. Все перечисленные элементы извлекаются при переработке руд этого месторождения. Из руд месторождений крупного редкометального района Минас-Жераис (Бразилия) извлекаются ниобий, tantal, олово, литий, бериллий, редкие земли. Крупнейшее месторождение Бингем (США) содержит руды, из которых извлекаются молибден, медь, свинец, цинк, золото и серебро и попутно некоторые рассеянные элементы. Из руд месторождения Маунт-Айза (Австралия) извлекаются три главных компонента — свинец, цинк и медь и попутно серебро, кадмий, кобальт. Полиметаллическое месторождение Серро-де-Паско (Чили) представлено рудами, из которых извлекаются свинец, цинк, серебро и медь. Ограничимся приведенными примерами, которые достаточно наглядно иллюстрируют комплексность руд уникальных и крупных месторождений.

Относительно простым составом руд характеризуются только некоторые крупные месторождения эпигермального типа. К их числу принадлежат месторождения плавикового шпата, ртути, сурьмы.

Уникальные и крупные месторождения в силу их сложного, порой весьма длительно формирования нередко являются полиформационными. Они могут совмещать в себе разнотипные и разновозрастные руды.

Известны месторождения, в которых совмещена минерализация скарнового и грейзенового типов. Примерами такого совмещения являются месторождение Лост-Ривер (Аляска), ряд месторождений Дальнего Востока и Восточного Забайкалья в Советском Союзе и др. Наиболее распространены месторождения с совмещением разнообразных гидротермальных формаций: полиметаллической свинцово-цинковой и кассiterито-сульфидной (месторождение Сулливан, Канада), золото-кварцевой или золото-сульфидной среднетемпературных гидротермальных и эпигермальной золото-серебряной формаций (ряд месторождений золота в штате Невада, США), полиметаллической и сурьмянортной и т. д.

Известны крупные районы и месторождения, в которых совмещены различные рудные образования, разнотипные формации, принадлежащие весьма разобщенным во времени эпохам оруденения — докембрийской и третичной, мезозойской и третичной и т. д.

Примерами совмещения докембрийских руд и руд третичной эпохи являются месторождения Хомстейк в США, меднорудная область штата Аризона в США, месторождение Сулливан в Канаде, крупное свинцово-цинковое месторождение Кер-д'Ален в США и др.

Самостоятельное значение имеют также минералого-геохимические признаки крупных рудных объектов.

С масштабностью оруденения в ряде случаев коррелируется масштабность первичных ореолов рассеяния рудогенных элементов. Так, на некоторых крупных медно-молибденовых месторождениях порфирового типа и медных месторождениях жильного

типа в США установлены значительные по площади и концентрации ореолы рассеяния меди. На медно-порфировых месторождениях Сьерритта и Эсперанда, по данным Т. Ловринга, отмечаются аномально высокие (на 3–4 порядка превышающие фоновые) содержания меди в биотитах пород, вмещающих эти месторождения в зоне радиусом около 4 км. При этом медью обогащены не только биотиты из интрузива биотитовых порфировидных гранитов, с которыми генетически связаны месторождения, но и слюды из окружающих этот интрузив более ранних гранодиоритов. Значительные ореолы меди установлены вокруг пользующегося мировой известностью гидротермального жильного месторождения Бьютт и на других жильных месторождениях меди в США.

Минералого-geoхимические особенности рудных узлов также включают те признаки, которые можно считать характерными для крупных рудных объектов. При этом geoхимические аномалии, с которыми коррелируется масштаб оруденения, могут быть самыми неожиданными. Так, согласно Б. Доу и Дж. Стейси, многим крупным месторождениям цветных и благородных металлов мира присущ специфический изотопный состав свинца, который указывает на его эволюцию в условиях, приближающихся к одностадийной системе. В этом случае с момента образования Земли в источнике руд не должно было происходить никаких изменений отношений U/Pb и Th/Pb , за исключением изменений, обусловленных радиоактивным распадом урана и тория. Иными словами, для крупных месторождений характерен обычный свинец, тогда как для мелких проявлений – свинец, эволюция которого протекала в более сложных условиях. Б. Доу и Дж. Стейси считают, что для общей оценки масштабов полиметаллических месторождений отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ не превышает 20. Точно так же в крупных месторождениях цветных и благородных металлов отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$ не превышает 40.

Признаками масштабности оруденения в ряде случаев являются данные по содержанию тех или иных элементов-примесей. Например, для крупных медно-порфировых месторождений, по данным В.С. Попова (1977), устанавливается прямая корреляция между содержанием меди и рения. Для крупных медно-порфировых месторождений содержание рения в молибденитах составляет 1700–2000 г/т и более. С другой стороны, низкое содержание рения в молибденитах может считаться указанием на отсутствие крупных запасов меди.

Имеются также данные об индикаторных geoхимических признаках крупных скарново-магнетитовых месторождений. Согласно М.З. Кантору, степень железистости гранатов Ангаро-Илимского и других районов прямо коррелируется с масштабом магнетитового оруденения. Кроме того, чем крупнее месторождение этого типа, тем сложнее комплекс титановых минералов в их пределах. При этом шорломит устанавливается в крупных месторождениях, а меланит – в средних. В мелких месторождениях минералы титана не обнаружены.

При оценке месторождений применяются также известные данные об увеличенном вертикальном размахе уникальных месторождений, используются выявленные в последние годы различными исследователями закономерности изменения концентраций полезных ископаемых в пределах рудных тел, особенно на глубину. Установлено, что повышенные концентрации в рудных телах промышленных месторождений могут обосновываться в виде субгоризонтальных полос, разделенных интервалами с пониженными содержаниями полезных компонентов. В качестве примера можно привести жилу Дайкоку-Хонпи золото-серебряного месторождения Титосе в Японии по Хунахасии Акива. Обогащенные рудными компонентами, горизонтальные полосы сочетаются в данном случае с крутопадающими рудными столбами, которые могут прослеживаться сквозь уровни концентрированного и обедненного оруденения. Подобная ритмичная зональность в распределении концентраций сопровождается в сопутствующих первичных geoхимических ореолах повторными проявлениями элементов-индикаторов верхних частей рудных тел в связи с новыми уровнями повышенных рудных концентраций на глубине. Поиски зональности ритмичного типа в распределении концентраций могут явиться одним из путей оценки месторождений и выяснения их масштабов посредством оценки глубины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При проведении исследований в Срединном Тянь-Шане авторы исходили из убеждения, что поиски закономерностей размещения оруденения следует вести через посредство реконструкции палеоструктур позднепалеозойского времени.

Этот период отличался в регионе массовым развитием рудообразования, которое протекало на фоне активно развивающихся дислокационных форм континентального тектогенеза. Это были изометричные и пологие брахиантклинали, которые резко отличны от линейной складчатости в геосинклиналях.

Основной трудностью при изучении типоморфных структур для орогенеза было отсутствие общепринятого метода их реконструкции. Поэтому нами были предприняты шаги для привлечения разнообразных подходов и методов для изучения орогенных структур. Полученный опыт позволяет сделать вывод о том, что для обоснования орогенных структур различных масштабов целесообразно опираться на комплекс различных методов. В работе мы последовательно рассмотрели орогенные структуры трех таксономических рангов — Ферганский мегасвод, Чаткальский и Кураминский своды — и ряд локальных очаговых структур. При этом строение мегасвода было реконструировано по морфоструктурным, палеотектоническим и геофизическим данным. Сводовые поднятия изучались также с помощью палеотектонических морфоструктурных данных.

Однако здесь важную роль сыграло выявление так называемых межблоковых дислокаций, которые были намечены с помощью дешифрирования космических снимков. Эти своеобразные зоны дислокации опоясывают своды по периферии и ограничивают их внутренние структурные элементы.

При изучении очаговых структур важное значение имело дешифрирование мелкомасштабных снимков и морфоструктурный анализ. Было установлено, что внутреннее строение рудоносных кальдер во многом определяется их вертикальной расчлененностью. С этих позиций оптимальным подходом было бы изучение распределения мощностей вулканитов в изопахитах. К сожалению, мы не располагали достаточными возможностями для использования этих данных.

Полученный опыт районирования орогенной области показывает, что универсальное значение для изучения орогенных структур разных масштабов имеет морфоструктурный анализ и дешифрирование мелкомасштабных снимков. При палеоструктурных же реконструкциях для выделения мегаструктур имеет большое значение взаиморасположение орогенных впадин, для структур среднего масштаба — элементы концентрической зональности в размещении орогенных фаций и поясовые группировки даек, а для локальных структур — вариации мощности орогенных формаций и изолинии структурных поверхностей.

Геофизические данные также в разной мере могут быть использованы при разномасштабных исследованиях. Так, при реконструкции мегаструктур на первый план выступает концентрическая зональность гравитационного поля. Напротив, при изучении очаговых структур индикаторное значение приобретает концентрическая зональность магнитного поля.

Следует особенно подчеркнуть, что орогенные структуры различного масштаба со-

проводятся разными типами геологических и рудных формаций. Так, непосредственно с мегасводом связаны терригенные молассовые формации, которые залегают в дугообразных грабенах, конформных концентрическим дислокациям мегасвода, и в центральной Ферганской впадине. В альпийское время в грабенах локализовались базальтоидные породы.

Интузивные формации повышенной основности и щелочности также образуют дугообразные пояса, связанные с мегасводом. Мегасвод сопровождается металлогеническими поясами с эпимермальной минерализацией, обрамляющими его центральную впадину.

Напротив, с осложняющими мегаструктурой сводовыми поднятиями связаны главным образом магматогенные формации – наземные вулканиты, ареалы гипабиссальных интрузивов, системы дайковых поясов. Последние маркируют важные рудоконтролирующие структуры – пояса проницаемости, обрамляющие ядра сводов и их периферические области.

Металлогенические зоны, которые соединены со структурами этого ранга, включают группы месторождений цветных и благородных металлов.

Локальные орогенные структуры – очаговые купола и кальдеры – маркируются главным образом магматическими телами. К очаговым структурам могут быть приурочены рудные узлы и районы.

Таким образом, была выявлена металлогеническая самостоятельность и различный характер контроля оруденения орогенными структурами каждого из трех таксономических рангов. Этот вывод является одним из важных результатов работы. Различная металлогеническая специализация структурных таксонов может найти свое объяснение в разноглубинном характере корней этих структур.

В результате установления важной металлогенической роли орогенных структур получила обоснование новая морфологическая категория металлогенических зон концентрического типа. Ранее выделялись металлогенические зоны преимущественно линейного характера. Ареалы интрузивных магматических пород со специализацией различного профиля также охватывают округлые площади, которые определяются сводовыми поднятиями или их частями.

Особое внимание было обращено на различия структурного контроля, с одной стороны, специализированных металлогенических зон, которые контролируются сводами, и с другой – узлов концентрации оруденения. Их положение определяется уже другими типами структур, среди которых важное место принадлежит меридиональным линеаментам. Последние играют в регионе роль рудоконцентрирующих структур. Существенная роль в локализации узлов повышенной концентрации оруденения принадлежит также очаговым структурам.

Весьма важной в теоретическом и практическом отношении проблемой являются рассмотренные в работе вопросы глубинного прогноза оруденения. Теоретической основой этого направления может стать анализ рядов рудных формаций. Это позволяет реально наметить разноглубинные ярусы оруденения и в конкретных условиях обозначить объекты поисков оруденений ниже выклинивающихся систем рудных тел верхнего яруса.

Таким образом, опыт проведенной работы наглядно показывает, что орогенные континентальные поднятия являются сложнодифференцированными. На основе применения комплекса методов удается провести их внутреннее районирование. Именно орогенные структурные формы составляют основной каркас, который определяет размещение рудной минерализации. Это проявляется, в частности, в концентрическо-зональном характере распределения металлогенических зон и решающей роли очаговых структур в определении позиции рудных районов и узлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х.М. Рудно-петрографические провинции. М.: Недра, 1964. 136 с.
2. Арапов В.А. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1964, с. 199–201.
3. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1983. 256 с.
4. Ахматов П.Г., Мелькановицкий Н.М. Физические свойства горных пород палеозойского возраста южной зоны Тянь-Шаня. — Узб. геол. журн., 1963, № 11, с. 26–39.
5. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Тектоника домезозойских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977. 184 с.
6. Баймухamedов Х.Н., Бородин Ю.В. Позднеорогенный вулканизм и металлогенesis Кураминской подзоны. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 191–199.
7. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
8. Бельговский Г.Л., Таrasенко А.Т., Эхтова Л.А. и др. Каменноугольные и пермские отложения Тянь-Шаня. Л.: Недра, 1977. 151 с.
9. Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
10. Бутовская Е.М., Атабаев Х.А., Фленова М.Г. Строение земной коры Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. — В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971, с. 9–27.
11. Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 122 с.
12. Вольфсон Н.Б., Хадаловский А.Г. Принципы выделения основных рудоконтролирующих структур Алмалыкского рудного района с помощью геофизических и геохимических методов. — В кн.: Тектоника, магматизм и рудоносность Узбекистана. Ташкент: САИГИМС, 1975, с. 223–232.
13. Воронич Т.М., Гарьковой О.П., Глейзер Л.М. и др. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент: Фан, 1970. 203 с.
14. Воронич Т.М., Шаякубов Т.Ш., Гарьковой О.П., Глейзер Л.М. Металлогения Срединного Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1981, т. 13, с. 136–142.
15. Гарьковец В.Г., Мушкин И.В., Титова А.П. и др. Основные черты металлогенеза Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 272 с.
16. Геология СССР. Кн. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 718 с.
17. Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981. Т. 13. 326 с.
18. Зуннуров Ф.Х. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. Ташкент: Фан, 1973. 105 с.
19. Карпов А.В. Глубина формирования и первичная зональность эндогенных месторождений Восточного Карагазара. — Сов. геология, 1971, № 5, с. 113–120.
20. Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогенез. — Тр. Всесоюз. н-и. геол. ин-та. Н.С., 1968, т. 155, с. 223–250.
21. Каххаров А.К. О многовозрастности рудной минерализации Чаткало-Кураминского региона (на примере скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений). — В кн.: Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1972, с. 129–153.
22. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
23. Коцнева Н.Т., Томсон И.Н. О путях использования космических снимков при среднемасштабных исследованиях. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 222–230.
24. Коцнева Н.Т., Томсон И.Н., Полузктов В.Н. Основные элементы орогенной тектоники Тянь-Шаня и Памира по морфоструктурным и космогеологическим данным. — Сов. геология, 1978, № 7, с. 64–77.
25. Краснов Е.Г. Канимансур-Караташкотанское рудное поле. — В кн.: Рудные поля Карагазара. Душанбе: Ирфон, 1972, т. 2, с. 133–171.
26. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 108–121.
27. Лаверов Н.П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972, с. 34–45.

28. Лаверов Н.П., Томсон И.Н., Полузэкстов В.Н., Кочнева Н.Т. Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения. – В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 20–42.
29. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 193 с.
30. Малахов А.В., Брагин И.К., Ефименко И.М. и др. Эндогенные рудные формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1968. Т. 1/2. 605 с.
31. Масумов А.С., Борисов О.М., Бениш Ф.Р. Верхний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 176 с.
32. Пак В.А., Роз Н.К., Шманенко Ю.С. Гравитационные поля Узбекистана в связи со строением земной коры (Срединный Тянь-Шань). – В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 66–82.
33. Попов В.И. Ядра роста материков и развитие земной коры. – В кн.: Строение и развитие земной коры: Материалы 2-го Всесоюз. совещ. по пробл. тектоники. М.: Наука, 1964, с. 139–155.
34. Региональная металлогения центральной части Средней Азии/Под ред. Т.М. Воронич. Ташкент: Фан, 1979. 267 с.
35. Рудные поля Карамазара. Душанбе: Ирфон. Т. 2. 1972. 387 с.; Т. 3. 1975. 448 с.
36. Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. Т. 1/2. 738 с.
37. Тананаева Г.А., Кочнева Н.Т. Внутреннее строение Адрасманской кальдеры (Кураминский хребет, Западный Тянь-Шань). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9, с. 36–96.
38. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. 271 с.
39. Титова А.П. История развития Чаткало-Кураминского региона в среднепозднедевонское время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1979. 22 с.
40. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. – Сов. геология, 1968, № 10, с. 6–20.
41. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Тананаева Г.А., Клипенштейн В.Я. Орогенные структуры Западного Тянь-Шаня и методы их выявления. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 215–224.
42. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности. – Геология. руд. месторождений, 1982, № 4, с. 21–33.
43. Фогельман Н.А., Абдулкабирова М.А., Алекторона Е.А. и др. Металлогения орогенных структур на примере Казахстано-Северо-Тяньшаньского сводово-глыбового сооружения. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1981, т. 13, с. 40–50.
44. Хайн В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
45. Хамрабаев И.Х. Земная кора и оруденение Средней Азии. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1981, т. 13, с. 20–29.
46. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
47. Шманенко Ю.С., Роз Н.К. Разрывная тектоника Чаткало-Кураминского региона. – Сов. геология, 1978, № 12, с. 129–132.
48. Шмуревич А.Д., Акбаров Х.А., Земан Р.В. и др. Металлогения свинцово-цинкового оруденения Тянь-Шаня. – В кн.: Основные черты металлогении полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент: Фан, 1975, с. 65–85.
49. Щеглов А.Д. Металлогения областей тектономагматической активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
50. Юсупходжаев Х.И., Шманенко Ю.С., Таль-Вирский Б.Б. и др. Строение земной коры по данным гравиметрии. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Недра, 1977, с. 106–120.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (И.Н. Томсон, Т.Ш. Шаякубов)	3
История исследования металлогенеза Чаткало-Кураминского региона (Т.Ш. Шаякубов, Г.А. Тананаева, Ю.С. Глинский)	4
Глава I	
Новые пути структурно-металлогенического анализа орогенных областей	7
Общие представления об орогенных процессах (И.Н. Томсон)	7
Основные типы орогенных структур, методы их выявления и металлогеническое значение (И.Н. Томсон, Т.Ш. Шаякубов)	10
Использование морфоструктурных методов для выявления орогенных структур (Н.Т. Кочнева)	17
Рудноинформационный анализ применительно к металлогеническим целям (Г.А. Тананаева)	21
Глава II	
Ороген Тянь-Шаня и особенности его развития	23
Позиция Срединного Тянь-Шаня в системе региональных структур (И.Н. Томсон, Т.Ш. Шаякубов)	23
Системы орогенных структур Тянь-Шаня (И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева)	24
Ферганский мегасвод (Н.Т. Кочнева)	26
Геоморфологические особенности и структурное районирование Ферганского мегасвода (Н.Т. Кочнева)	28
Строение мегасвода по геофизическим данным (Ю.С. Шманенко, Н.К. Роз)	30
Глубинное строение области Ферганского мегасвода по гравимагнитным данным (Ю.С. Шманенко, Н.К. Роз)	35
Палеотектоническое районирование (Н.Т. Кочнева)	38
Особенности металлогенеза (И.Н. Томсон, Г.А. Тананаева)	45
Глава III	
Орогенные структуры Чаткало-Кураминского региона	48
Представления о структурном районировании Чаткало-Кураминского региона (Т.Ш. Шаякубов, Ю.С. Глинский)	48
Этапы геологического развития региона (Т.Ш. Шаякубов, Ю.С. Глинский)	50
Современная орогенная структура Чаткало-Кураминского региона (Н.Т. Кочнева)	53
Внутреннее строение Кураминского свода (Н.Т. Кочнева)	56
Палеотектоническое районирование основных этапов орогенного развития (Е.В. Панченко)	59
Типы дайковых пород и структурные условия их размещения (Ю.С. Глинский, Б.Т. Алишин, И.Н. Томсон)	63
Структурное районирование верхнепалеозойского орогена (Ю.С. Глинский)	67
Линейные зоны нарушений (Н.Т. Кочнева, Ю.С. Глинский, А.В. Перетрутов)	75
Разломно-трещинные системы и блоковые структуры на основе аэрокосмической информации и их рудоносность (А.В. Перетрутов)	78
Петрологово-geoхимические типы гранитоидов, условия их размещения в пределах Чаткальского и Кураминского сводов и потенциальная рудоносность (Р.Г. Юсупов)	82
Глава IV	
Условия размещения оруденения в связи с орогенными структурами	90
Этапы рудообразования в Чаткало-Кураминском регионе (Г.А. Тананаева, Б.Т. Алишин)	90
Средне-позднекаменноугольные металлогенические зоны в пределах Кураминского свода (Г.А. Тананаева, Б.Т. Алишин)	97
Пермские металлогенические зоны в пределах Кураминского свода (Г.А. Тананаева, Б.Т. Алишин)	101

Металлогеническая зональность в юго-западном сегменте периферического пояса Чаткальского свода (Переходная зона) (Г.А. Тананаева)	104
Средне-позднекаменноугольные металлогенические зоны в пределах Чаткальского свода (Г.А. Тананаева, Б.Т. Алишин)	105
Пермские металлогенические зоны в пределах Чаткальского свода (Г.А. Тананаева, Б.Т. Алишин)	106
Узлы концентрации оруденения (Г.А. Тананаева)	109
Глава V	
Строение типовых рудных районов Кураминского свода	110
Структура и зональность оруденения Адрасманского рудного района (Г.А. Тананаева, Н.Т. Кочнева)	110
Структура и зональность оруденения Лашкерекского рудного района (Г.А. Тананаева, Н.Т. Кочнева)	117
О типе полиметаллических рудных районов в вулканических поясах (Г.А. Тананаева, И.Н. Томсон)	123
Глава VI	
Основные направления прогноза оруденения в орогенных областях	126
О типах сводовых поднятий и условиях размещения в них зон повышенной проницаемости (И.Н. Томсон)	126
Позиция локальных рудоносных площадей в орогенных структурах (Н.Т. Кочнева, И.Н. Томсон)	128
Ряды рудных формаций Чаткало-Кураминского региона (Г.А. Тананаева)	129
О ярусности оруденения и вопросы глубинного прогноза (Г.А. Тананаева)	137
Прогноз новых типов оруденения (И.Н. Томсон, Т.Ш. Шаякубов)	140
К вопросу о критериях установления масштабов оруденения при прогнозе и оценке рудных объектов (И.Н. Томсон, Т.Ш. Шаякубов)	141
Заключение	145
Литература	147

РУДОНОСНОСТЬ
ОРОГЕННЫХ
СТРУКТУР
СРЕДИННОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии

Редактор В.И. Бондаренко

Художник А.А. Кущенко

Художественный редактор М.Л. Храмцов

Технический редактор О.В. Арёдова

Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатывающих автоматах

ИБ № 29233

Подписано к печати 26.07.85. Т-12206

Формат 70 X 100 1/16. Бумага для глубокой печати

Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная

Усл.печл. 12,5 + 1,3 вкл. Усл.кр.-отт. 13,9. Уч.-издл. 16,1

Тираж 600 экз. Тип. зак. 606

Цена 2 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Носик Л.П. Изотопные методы при изучении минералообразования. 1986. 13 л. 2 р.

Книга посвящена изотопным методам, используемым для изучения физико-химический условий образования минералов. Установлены закономерности изменения изотопных эффектов при различных физико-химических условиях образования минералов.

Для геологов, геохимиков.

Природные и синтетические алмазы. 1986. 20 л. 3 р.

Книга посвящена исследованию реальной структуры природных и синтетических алмазов. Обсуждаются модели структурных дефектов и механизмы их влияния на некоторые физические свойства алмаза.

Для геологов, геохимиков, минералогов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

2 р. 40 к.

4420

