

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СКРЫТЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР



МЕТАЛЛОГЕНИЯ СКРЫТЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

4834



МОСКВА "НЕДРА" 1984



Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур /И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева, В.С. Кравцов и др. — М.: Недра, 1984, 272 с., ил.

Рассмотрены проблемы, связанные с наложенными структурами линейного и концентрического типов. Охарактеризован комплекс методов, рекомендуемых для выявления и изучения наложенных структур. Предложена систематика концентрических структур и скрытых линеаментов. Приведена расшифровка геологической природы структур различного типа. Обоснована принципиально новая металлогеническая роль скрытых линеаментов диагональной системы. На конкретных примерах рассмотрена рудоконтролирующая роль концентрических структур различных таксономических рангов и типов. Установлены избирательная связь поясов эпитермального оруденения с мегаструктурами, а поясов основной группы цветных и редких металлов — с мезоструктурами, а также широкое распространение металлогенической зональности концентрического типа в областях орогенеза и активизации.

Для геологов, занимающихся проблемами металлогении и прогноза оруденения.

Табл. 2, ил. 62, список лит. — 46 назв.

Авторы: И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, Н.Т. Кочнева, В.В. Середин, В.А. Селиверстов, Л.В. Хорошилов

Рецензент: М.М. Константинов, д-р геол.-минер. наук (Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов)

В последнее десятилетие получено много фактического материала, посвященного анализу структурного фактора контроля оруденения, собранного с помощью новых методов исследования, включающих морфоструктурный анализ, материалы дешифрирования космических снимков, данные сравнительной планетологии. В результате установлено повсеместное и широкое распространение разнообразных концентрических структур и правильной сети линеаментных систем. Характер взаимоотношения этих двух планетарных типов прото-структур представляет огромный научный интерес. В.Е. Хаин обратил особое внимание на проблему пространственных и временных соотношений кольцевых и линейных структур [43].

Исследователи, изучающие различные аспекты структурного контроля оруденения, все большее внимание стали уделять скрытым структурам глубинного заложения. В настоящее время отчетливее представляются соотношения между скрытыми линеаментами, с одной стороны, и краевыми и межблоковыми разломами "открытого" типа, с другой. Они отличаются по своей природе, а иногда принадлежат к разным глобальным системам, причем первые чаще представлены ортогональными дислокациями, а вторые — диагональными.

Концентрические структуры относятся к полигенетичным. Еще недавно они изучались лишь эпизодически. Однако уже сейчас среди них можно выделить эндогенные классы структур и показать связь с ними различных геологических формаций [16, 39].

Взаимозависимость линейных и концентрических структур приводит к образованию закономерных систем. Публикуемые материалы не только систематизируют данные об очень важной рудоконтролирующей роли линеаментов и концентрических структур, но и дают обоснование новой типизации этих структур и характеризуют их металлогеническую роль на различных таксономических уровнях.

В современной металлогении достаточно отчетливо наметились два научных направления: региональная металлогения, основанная на формационном анализе, и металлогения рудных районов. Вопросами региональной металлогении занимались ученые ВСЕГЕИ, металлогении рудных районов — ученые ИГЕМа.

В ранее вышедших работах исследователей ИГЕМа, выполненных под руководством Е.Т. Шаталова, в центре были проблемы металлогении рудных районов. Впоследствии разрабатывались и вопросы региональной и даже глобальной металлогении. В ряде работ, написанных авторами совместно с коллективом, руководимым М.А. Фаворской, были обоснованы представления о рудоконцентрирующих структурах, а также рассматривались вопросы внутриформационного анализа.

Большое внимание коллектив ИГЕМа уделял тектоническим факторам контроля оруденения.

Особое влияние на развитие этих исследований оказала идея об областях тектоно-магматической активизации как особом типе структур земной коры [45]. В начальный период считалось, что тектонические движения в периоды активизации реализуются в результате оживления разломов и заложения впадин. Изучению рудоносности разломов уделялось важное место в работах коллектива ИГЕМа. Выделены и подробно изучены скрытые разломы фундамента, которые, как оказалось, отличаются повышенной рудоносностью по сравнению с "открытыми" разломами типа краевых швов. Тогда же были разработаны индикаторные признаки скрытых линейментов (разломов фундамента), сопровождающихся комплексом структурных, магматических и геохимических аномалий. Можно говорить о становлении метода анализа геологических аномалий, который стал развиваться уже в последние годы [34].

В результате изучения скрытых линейментов установлена рудоконцентрирующая роль некоторых из них. Условия локализации мелких и средних месторождений могут быть принципиально отличными [7]. В связи с этим признано необходимым различать два аспекта рудоконтролирующей роли структур. Одни типы структур определяют концентрацию оруденения (независимо от его состава), а другие — контролируют специализированные металлогенические подразделения. Было установлено, что рудоконцентрирующая роль принадлежит сквозным линейментам, секущим различные типы структурных областей земной коры. Эти линейменты проявлены в форме скрытых дислокаций, им присущи глубинное заложение и связь с мантией, что определяет сквозной характер и сопутствующие геохимические аномалии [17]. Устанавливается их связь с протоструктурами Земли (по ориентировке).

Не менее важной была разработка методов изучения площадных структур, типоморфных для земной коры в условиях ее тектоно-магматической активизации, проведенная Н.А. Фогельман, И.Н. Томсоном, Н.Т. Кочневой, В.С. Кравцовым и др.

Если ранее в качестве структур активизации рассматривались только разломы и наложенные впадины, то теперь выяснилось, что основной тип этих структур — сводово-глыбовые поднятия. Фактически установлено, что активизация проявляется в форме наложенного орогенеза. К непосредственному изучению и картированию сводово-глыбовых структур обратились сравнительно недавно. Действительно, традиционные методы тектонического районирования, такие, как метод анализа фаций и мощностей отложений, имеют ограниченное применение для условий континентального тектогенеза из-за объективных трудностей.

Исследования этого направления позволили выявить целую иерархию концентрических структур и их закономерные системы. Таким образом, различные аспекты структурного контроля оруденения могут рассматриваться теперь по его соотношению с системами линейментов и концентрическими структурами. Решающее рудоконтро-

лирующее значение этих типов структур обосновано в ряде работ [7, 19, 32].

В исследованиях коллектива ИГЕМа большое внимание уделяется вопросам глубинного строения рудных районов в связи с острой актуальностью проблемы глубинного прогноза оруденения.

Несколько иными путями происходило становление региональной металлогении. Ее теоретические основы были заложены еще в 1947 г. работами Ю.А. Билибина, В.И. Смирнова, И.Г. Магакьяна, Е.А. Радкевич, Г.А. Твалчрелидзе и др. Это направление активно развивается сотрудниками ВСЕГЕИ. Металлогенические исследования школы ВСЕГЕИ имеют особую направленность, причем в основе ее лежит формационный анализ. Данное направление, будучи прогрессивным по своей сути, все же не может претендовать на универсальное значение. Наиболее успешно оно реализуется при изучении закономерностей размещения согласных месторождений меди, свинца и цинка, возникающих в эвгеосинклинальных и платформенных условиях. Однако при изучении размещения оруденения, связанного с условиями тектоно-магматической активизации, на первый план выступают структурные факторы контроля оруденения. Последние с полным основанием можно считать ведущими для металлогенического анализа. Таким образом, в основу построения металлогенических карт должен быть положен, с одной стороны, структурный каркас, с другой — его формационное "заполнение".

Поймим двух современных металлогенических школ существуют и другие направления металлогенических исследований, например "металлогения линеаментов" [35]. В связи с этим возникает вопрос, можно ли говорить о приоритете рудоконтролирующей роли линеаментов, разломов, концентрических структур или складок различных масштабов? По нашему мнению, ответ на этот вопрос может быть получен только применительно к конкретным масштабам исследований. Действительно, при мелких масштабах исследований на первый план выступают системы линеаментов или краевых швов, определяющие позицию секущих и согласных металлогенических поясов. При средних масштабах в пределах выделенных поясов в центре внимания могут оказаться, например, антиклинории или крупные концентрические структуры, от которых зависит положение дугообразных металлогенических зон. И, наконец, при крупномасштабном районировании ведущими рудоконтролирующими формами могут оказаться блоки, очаговые структуры и т. п., контролирующие рудные районы. Вполне оправдано, что многие исследователи в последние годы рассматривают рудоконтролирующие факторы раздельно с соответствии с масштабами исследований.

Выделение ведущего типа структур для каждого масштаба исследований — первый шаг при составлении прогнозных и металлогенических карт. Распределение геологических формаций, магматических тел и других проявлений эндогенной деятельности обычно определяется этими структурными элементами. Иначе говоря, разнообразные

контролирующие оруденение факторы взаимосвязаны через посредство общего структурного плана. Поэтому путь изучения рудоконтролирующих структур лежит через их типизацию и выяснение рудоконтролирующей роли.

Использование данного подхода изучения структурных факторов при прогнозе оруденения предполагает их комплексирование с учетом конкретных геологических условий.

Современное состояние металлогенической науки таково, что наименее изученной в теоретическом и методическом направлениях является металлогения эпох массового орогенеза и активизации. Вопросы металлогении геосинклиналей и платформ, разработанные весьма детально, получили в настоящее время новое развитие на основе формационной концепции и выделения типовых структурно-формационных и соответствующих им металлогенических зон. К сожалению, этот подход нельзя использовать в полной мере в случае орогенных условий, когда геологическая летопись бывает существенно сокращена. Поэтому возникает острая необходимость разработки принципов металлогенического анализа эпох орогенеза и активизации с их типоморфными структурами наложенного характера, выявление которых возможно только на основе специальных методов.

Специфический характер тектоники орогенных эпох убеждает в том, что для них необходимо составление самостоятельных и структурных, и палеотектонических схем. Основная задача настоящей книги — разработка путей структурно-металлогенического районирования эпох орогенеза и активизации.

ГЛАВА I

ТИПЫ ЛИНЕАМЕНТОВ И ПОГРАНИЧНЫХ СТРУКТУР. МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

1. О СКРЫТОМ СТРУКТУРНОМ ПЛАНЕ ЗЕМЛИ

Приток новой информации, в частности основанной на дешифрировании космических снимков, подтверждает предположение о двух интерферирующих структурных планах Земли.

Традиционно объектами геолого-структурных исследований остаются такие отчетливо выраженные структуры земной коры, как геосинклинально-складчатые области, платформы, определяющие структурный план земной коры.

В настоящее время есть основания предполагать существование второго — скрытого структурного плана, который как бы просвечивает через разнообразные структуры земной коры. Линеаменты и концентрические структуры "скрытого" структурного плана распространены в пределах самых различных областей земной коры и, возможно, отражают строение глубинных оболочек, или прото-структур, Земли.

Изучение скрытых структур Земли проводилось и ранее, но эпизодически. Реальность существования подобных структур подвергалась сомнениям. Тем не менее были разработаны (Е.А. Радкевич, И.Н. Томсон и др.) приемы выявления скрытых линеаментов по комплексу индикаторных признаков и в первую очередь по системам геологических аномалий. Параллельно Я. Кутиной, С.С. Шульцем (мл.), И.И. Чебаненко и другими исследователями развивались представления о регулярной сети глобальных линеаментов. И только с появлением космических снимков окончательно утверждается мнение о реально существующих системах разломов, имеющих устойчивую ориентировку и пересекающих различные тектонические области Земли. Правомерность выделения скрытых структур может быть более надежно обоснована путем их противопоставления и сравнения со структурами основного структурного плана Земли. Если концентрические дислокации обычно наложены на различные структурные элементы земной коры, то среди разломов выделить составляющие этих двух структурных планов сложнее. Существуют определенные признаки, которые отличают линейные дислокации продольного и поперечного структурных планов.

Основная особенность скрытых линеаментов состоит в том, что лишь отдельные интервалы таких зон могут быть отчетливо выражены геологически, тогда как другие выступают в скрытой форме. Это относится к линеаментным зонам крупнейшего таксономического ранга, которые на отдельных интервалах контролируют складчатые области, например Урало-Оманский линеамент.

Формы проявления линеаментных зон весьма различны. Это прежде всего зоны, характеризующиеся определенной для каждого таксономического ранга шириной. Они прослеживаются как системы

геологических аномалий (резкие искривления, расщепления, выклинивания структур земной коры и пр.). Протяженные разломы с большими амплитудами смещения нетипичны для линеаментных зон. Напротив, так бывают выражены пограничные (краевые и межблоковые) разломы земной коры. Вместе с тем в пределах линеаментных зон могут присутствовать отдельные линии разломов, обычно кулисно сменяющих друг друга и отличающихся небольшими амплитудами смещения. Линеаментные зоны, особенно низких таксономических рангов, безамплитудны.

Линеаментные зоны определяются правильной формой (прямой и дугообразной), что особенно хорошо видно при дешифрировании мелкомасштабных снимков. Основным таксономический ранг дислокаций этого типа (шириной 20–50 км) образует правильную сеть с шагом, приблизительно равным мощности земной коры. Их ориентировка во многих регионах земного шара также определена, причем преобладают системы линеаментов ортогонального направления. В отдельных регионах отмечаются линеаментные зоны диагональной ориентировки. Характерной чертой некоторых скрытых линеаментов является их барьерная роль по отношению к крупным ареалам магматизма. Сравнительная морфокинетическая характеристика зон разломов различных типов приводится ниже.

Сравнительная характеристика	Скрытые линеаменты	Пограничные разломы
Морфология	Зоны правильной линейной формы	Изгибающиеся и виргирующие системы разломов
Взаимоотношения со структурами земной коры	Обычно секущие, прослеживаются через различные тектонические области без изменения простираня	Согласные; разделяют подвижные пояса и платформы, геосинклинальные системы, их структурно-формационные зоны с различными мощностями и фациями отложений
Длительность существования	Отличаются большой стабильностью и длительностью жизни	Проявляется эпизодически. Определяется длительностью этапов развития сопряженных структур (связаны с определенным структурным этажом и его структурным планом)
Формы проявления	Совокупность сближенных геолого-структурных, геофизических и геохимических аномалий в пределах единых зон	Линии сместителей, сопровождающиеся катаклизмом, расщеплением, будинажем
Кинематическая характеристика	Безамплитудные зоны для низких рангов. Сопровождаются диагонально-лестничными системами разломов, свидетельствующими о сдвиговых усилиях	Наиболее характерны вертикальные смещения

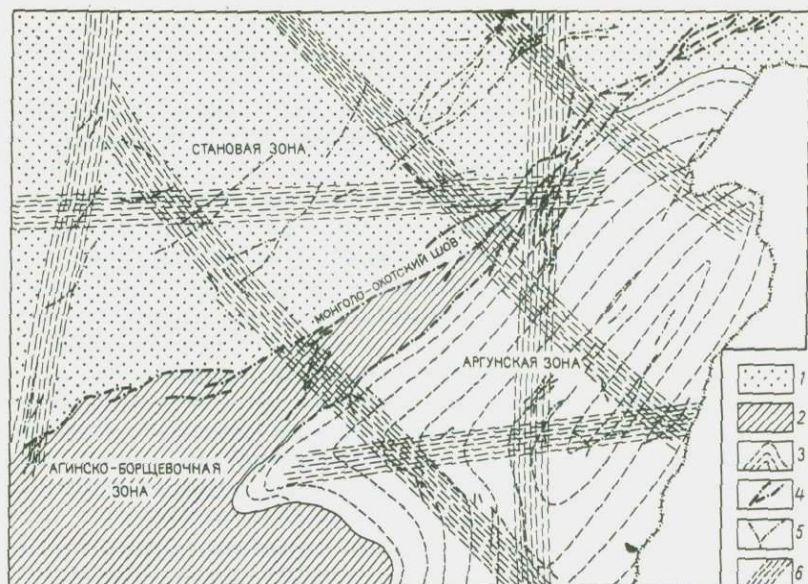


Рис. 1. Схема соотношения линеаментов и краевых разломов на примере Восточного Забайкалья.

1 — Становая зона протерозойской; 2 — Агинско-Борщевочная зона герцинид; 3 — Аргунская зона мезозойской; 4 — краевые разломы; 5 — межблоковые разломы; 6 — линеаменты

"Альтернативной" группой структур по отношению к линейным ослабленным зонам являются "открытые" пограничные разломы, в том числе краевые и структурные швы, межблоковые разломы, с которыми обычно бывают связаны значительные вертикальные перемещения. Разломы этого типа выражены в форме крупных трещин, зон расщепления и смятия. По морфологии они отличаются от линеаментных зон. Крупные системы разломов прослеживаются в форме волнистых линий, которые разветвляются, а затем сливаются вновь. Преобладающая ориентировка разломов этого типа — диагональная, хотя иногда они следуют и вдоль ортогональных направлений.

В качестве примера соотношений между двумя типами дизъюнктивных зон можно использовать тектоническую схему Восточного Забайкалья, составленную на основе данных И.Г. Рутштейна, В.В. Старченко и др. (рис. 1). Характерной системой краевых разломов является Монголо-Охотский шов, который отделяет протерозойскую Становую зону от складчатых герцинид и мезозойской Агинско-Борщевочной и Аргунской зон. Совершенно иная морфология у зон скрытых разломов фундамента, которые имеют не только ортогональную, но и северо-западную ориентировку. В местах взаимопересечений зон скрытых разломов, документирующихся по совокупности

геологических аномалий, с зоной шва последний испытывает искривления, расщепления. Зоны скрытых разломов не меняют своего направления.

Очевидные различия между двумя типами линейных дислокаций служат основанием для выделения их в качестве двух резко различных типов разломных зон.

Между скрытым (глубинным) структурным планом и тектоническими формами земной коры существуют сложные отношения. Есть основания полагать, что глобальные системы линеаментных зон покрывают равномерной сетью земной шар. Линейные тектонические зоны земной коры (складчатые зоны, пояса рифтов и т. д.) используют отдельные фрагменты этой глобальной сети. Таким образом, складчатые зоны могут совпадать на отдельных интервалах с крупнейшими линеаментами, тогда как на флангах складчатых зон линеаменты выступают снова в форме скрытых нарушений. При этом в Евразийском сегменте Земли структуры земной коры имеют преимущественно диагональную ориентировку, тогда как линеаментные зоны — ортогональную.

Упомянутый характер соотношения систем линеаментов с крупными разломами земной коры скорее свидетельствуют о более глубинном и определяющем характере первых.

В дальнейшем авторы будут придерживаться определенных понятий, которые позволят проводить различия между линейными зонами скрытых нарушений (скрытыми линеаментами) и пограничными глубинными разломами.

В 1973 г. В.Е. Хаин отмечал, что лишь сравнительно недавно признано существование особой категории разломов, которые не являются осложнением складок, а представляют собой первичные (в том числе по отношению к геосинклиналям) черты строения литосферы.

В первоначальном определении Хоббса линеаменты рассматривались как прямолинейные структурные пояса, определяющие очертания континентов, складчатых систем и зон нарушений. В настоящее время понятие о линеаментах широко используется как термин. В Геологическом словаре 1973 г. они определяются как "линейные и дугообразные структурные элементы планетарного значения, связанные в начальном этапе, а иногда и в течение всей истории с глубинными разломами". В таком понимании линеаменты охватывают как зоны скрытых нарушений, так и пограничные глубинные разломы. В целом этот термин близок к понятию "глубинные разломы", предложенному А.В. Пейве в 1945 г. Последние в настоящее время рассматриваются как зоны подвижного сочленения крупных блоков земной коры и подстилающей части мантии, имеющие протяженность много сотен и тысяч километров при ширине, достигающей иногда нескольких десятков километров. А.В. Пейве особо отмечал длительное развитие таких разломов и их определяющее влияние на различные геологические процессы.

В качестве особой группы Н.С. Шатский выделял сквозные глубинные разломы, пересекающие области различного строения, включая континенты и океаны. Эти дислокации, которые образуют единую для всего земного шара сеть, проявляются в форме скрытых дислокаций (регматическая сеть разломов, по Р. Зондеру). Авторы принимают для них определение **скрытые линейменты**, которые представляют собой долгоживущие прямолинейные или дугообразные ослабленные зоны, обычно безамплитудного характера, проявляющиеся в форме систем геологических, геофизических и геохимических аномалий, пересекающих области различного строения и образующие глобальную сеть с определенной ориентировкой.

Другая категория глубинных структур — это пограничные разломы, разделяющие различные тектонические области или блоки земной коры. Как уже отмечалось, это обычно системы "открытых" разломов, имеющие вертикальные амплитуды смещений и сложную морфологию. Они проявляются в форме зон смятия, катаклизмов и раздробленных пород, сопровождающихся приразломными складками и опережающими разрывами [37].

Пограничные разломы и скрытые линейменты являются, по мнению авторов, двумя основными альтернативными типами линейных дислокаций. Проведение различий между ними особенно важно из-за их неоднозначной металлогенической роли. Широко распространенный термин "глубинные разломы" в данной книге заменен понятием "пограничные разломы". Причина этого состоит в том, что глубина заложения последних не может быть определена надежно. Сейсмические данные позволяют вдоль некоторых пограничных разломов установить ступенчатое смещение поверхности Мохоровичича. Однако другие разломы с преобладающей у них сдвиговой составляющей не являются менее глубинными. Развивающиеся в настоящее время представления о крупных тангенциальных разломах, которые, возможно, "экранируют" крутопадающие, вносят дополнительную сложность в решение этого вопроса. С другой стороны, крупнейшие линейменты, судя по ряду косвенных признаков, имеют более глубокое заложение по сравнению с пограничными разломами. Таким образом, определение "глубинные" может быть в известной мере применимо к различным типам разломов. Термин Н.М. Синицына "краевые разломы" авторы оставляют лишь за определенной категорией пограничных разломов, как это принято в систематиках последних лет. Хотя "открытые" разломы пограничного типа нередко проявляются в форме зон смятия и катаклаза, обычно они не могут отождествляться с конкретной крупной трещиной. Как правило, они представлены системами разрывов шириной в несколько километров и даже более.

Интерференция двух структурных планов (скрытого и геосинклинально-платформенного) может определяться их сменой. Действительно, в истории развития Земли происходила периодическая смена эпох трансгрессий и регрессий, периодов массового орогенеза и

преобладания погружений, условий сжатия и растяжения. Те элементы структуры, которые мы относим к скрытому плану, проявляли максимальную активность в периоды массовых поднятий и орогеназа. Это были периоды тектоно-магматической активизации и орогеназа, которые охватывали гетерогенные структурные области земной коры. Один из основных типоморфных структурных элементов, характерных для этих периодов, — сводово-глыбовые поднятия. Условия поднятия и сокращенная геологическая летопись и были причиной неотчетливой выраженности структур данных периодов. В противоположность им в периоды преобладания растяжений в земной коре, когда возобновлялись опускания в геосинклинальных трогах, рифтах и впадинах других типов, преобладали отчетливо выраженные линейные структурные формы (геосинклинальные трог, рифты и др.). Возможно, что различия между двумя структурными планами определяются попеременно возобновляющейся активностью разноглубинных оболочек Земли. В этом случае "скрытый" структурный план должен иметь более глубокие корни. О подобных соотношениях свидетельствуют случаи подчиненности элементов геосинклинального структурного плана фрагментам линейamentной сети — "остаточным" сводам (срединным массивам).

Существование двух попеременных структурных планов прослеживается уже с раннего докембрия, когда зрелая континентальная кора архея, где преобладали сводовые и купольно-гнейсовые сооружения, подвергалась распаду с образованием линейных протогеосинклинальных зеленокаменных поясов. Массовый орогенез и протоактивизация произошли в протерозое, когда возникли новые сводовые сооружения. При этом районы развития древнейших структур наиболее благоприятны для выяснения соотношений между двумя структурными планами, особенно тогда, когда они не подверглись усложнению многократными перестройками.

Предложенную схему взаимоотношений между двумя структурными планами Земли, естественно, можно рассматривать лишь как рабочую гипотезу. Излагаемый материал, который преимущественно касается элементов скрытого структурного плана Земли, может использоваться в обоснование этой гипотезы.

Скрытый структурный план Земли очень напоминает структурный каркас планет земной группы. Можно упомянуть, например, что, по данным В.П. Шашкина, "каналы" Марса, которые выделяются на основании анализа фотографий района Эритрейского моря, оказались зонами концентрации разломов и кратеров в марсианской коре. Последние, вероятнее всего, имеют эндогенное происхождение. Характерные структуры (геосинклинали, платформы) на планетах земной группы отсутствуют или проявлены в редуцированной форме (рифты). Соответственно те элементы структуры, которые мы относим к "скрытому" плану Земли, в пределах планет основные. Спорными остаются относительная роль и степень распространения метеоритных и эндогенных концентрических структур на планетах.

2. ТИПЫ И ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ РАНГИ СКРЫТЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ, ПОГРАНИЧНЫХ И РИФТОГЕННЫХ РАЗЛОМОВ

В пределах каждой из генетических категорий линейных ослабленных зон можно выделить структуры разных масштабов (табл. 1).

Для пограничных разломов критерием при их классификации может служить глубина проникновения. В.Е. Хаин предлагает различать глубинные и коровые разломы. Первые по сейсмическим данным и характеру магмопроявлений предложено разделять на разломы: 1) сверхглубинные, проникающие на 400–700 км; 2) среднеглубинные (100–300 км); 3) подкоровые глубинные.

В качестве другого критерия для подразделения пограничных разломов В.Е. Хаин предлагает принимать их роль в разграничении разномасштабных структур земной коры. Это периокеанические разломы (отделяющие материки от океанов); перикратонные разломы (краевые швы 1-го порядка), отделяющие платформы от геосинклинальных систем; краевые швы 2-го порядка, разделяющие внешние и внутренние зоны геосинклиналей. Четвертая группа пограничных разломов представляет собой структурные швы на границе геоантиклинальных поднятий, геосинклинальных прогибов, срединных массивов. Межглыбовые разломы определяют ступенчатое строение крыльев прогибов, а также вычленяют поперечные их блоки. Появление сведений о существовании планетарных линеаментов, ориентированных в определенных направлениях и имеющих сквозной характер, противоречило определенившемуся понятию о глубинных разломах как пограничных межглыбовых структурах. Естественно, что противоречия снимаются, если признать линеаменты самостоятельным типом структур. Они представляют собой планетарную канву трещиноватости, которая в отдельных участках используется пограничными (глубинными) и рифтовыми разломами.

Для выделения различных таксономических рангов скрытых линеаментов, с одной стороны, и пограничных разломов, с другой, следует опираться на различные признаки в соответствии с разной природой этих структур.

Если пограничные разломы классифицируются в соответствии с масштабами структур, которые они разделяют, то для скрытых линеаментов этот принцип не применим. По своей природе они относятся к сквозным структурам и прослеживаются через различные типы тектонических областей, не меняя своего простираения. На этот тип структур указывал еще в 1948 г. Н.С. Шатский. В дальнейшем большой интерес был проявлен к ним в связи с их особой ролью в контроле рудоносности. Для выделения различных по масштабам зон линеаментов следует учитывать их размеры [7]. Для этой цели удобно провести их сопоставление с различными градациями пограничных разломов и структур земной коры (см. табл. 1).

Линеаменты могут характеризоваться не только длиной, но и шириной. Это ослабленные зоны без четких границ, трассируемые

Таблица 1

Систематика разломов различных типов

Порядок	Протяженность, км	Скрытые зоны линейментов			Пограничные (глубинные) разломы		Рифтогенные разломы
		Наименование	Ширина, км	Расстояние между зонами, км	Наименование	Сопряженные структуры	Наименование
I	$n \cdot 10000 - n \cdot 1000$	Глобальные	300—500	500	Периокеанические, внутриокеанические	Материки, и океаподвижные пояса	Разломы срединно-океанических рифтов
II	$n \cdot 1000$	Трансрегиональные	100—200	150	Краевые швы I порядка	Геосинклинальные системы, платформы, срединные массивы	Разломы осевых и периферических впадин мегасводов и их систем
III	$n \cdot 100$	Региональные	20—50	50—100	Краевые швы 2 порядка	Внешние и внутренние зоны геосинклиналей	Разломы осевых и периферических впадин мезосводов
IV	$n \cdot 100 - n \cdot 10$	Субрегиональные (скрытые разломы фундамента)	5—10	—	Структурные швы	Структурно-формационные зоны геосинклиналей	Разломы осевых и периферических впадин локальных сводов
V	$n \cdot 10 n \cdot 1$	Локальные (зоны трещиноватости)	0,1—1	—	Межблоковые разломы	Блоки внутри структурно-формационных зон	Разломы впадин, сопровождающих очаговые структуры

по системам геологических аномалий. Характер данных аномалий для структур разных масштабов отличается. Этот вопрос будет рассмотрен ниже при анализе методов выявления линеаментов. Существует предположение, что линеаменты каждого ранга располагаются на приблизительно равном расстоянии друг от друга. Если обратиться к схемам линеаментов, объективно выявленным с помощью геофизических методов, то окажется, что крупнейшие из них имеют ширину 300—500 км (I порядок), протяженность многие тысячи километров. Примером может служить схема линеаментов СССР, выделенных по гравиметрическим данным Г.И. Мартыновой. Геологические данные и дешифрирование мелкомасштабных фотографий также подтверждают это положение. К линеаментам II порядка (трансрегиональным) можно отнести зоны шириной 100—200 км, прослеживающиеся на расстояние в несколько тысяч километров. Структуры этого масштаба были охарактеризованы на примере территории США [7]. Зоны расположены на продолжении широтных трансформных разломов дна Тихого океана и прослеживаются по системе аномалий через всю территорию США. На этом же примере устанавливаются достаточно определенные расстояния между линеаменами порядка 150 км. Что касается широтных линеаментов, то, вероятно, они получают большее распространение в зонах критических параллелей Земли, тогда как, например, меридиональные имеют более равномерное распространение.

Следующая категория линеаментов — это региональные нарушения III порядка. Они образуют зоны шириной 20—50 км при протяженности на многие сотни километров. Наиболее подробно представители этой категории линеаментов описаны авторами на примере Восточного Забайкалья. Кличкинско-Дарасунская и Уктычинско-Уровская зоны имеют северо-западное простирание и пересекают мезозойскую, герцинскую и протерозойскую складчатые области.

Дислокации подобного типа описаны в Средней Азии, где они имеют меридиональное и другое простирание, в Приморье, Алтае и ряде других регионов [15].

К линеаментам IV порядка мы относим нарушения шириной 5, иногда до 10 км, прослеживающиеся на расстояния многие десятки километров и нередко более 100 км. Эту категорию линеаментов можно отнести к "элементарным", так как ими по сути слагаются линеаменты более высоких порядков. Они были подробно описаны под наименованием "скрытых разломов фундамента" для территорий Забайкалья, Приморья и других регионов Е.А. Радкевич, И.Н. Томсоном и др. в 1956—1964 гг. Если пытаться найти еще более локальные зоны нарушений этого типа, то к ним можно отнести лишь зоны трещиноватости шириной 100 м и более. Они были охарактеризованы И.Н. Томсоном на примере Приморья.

Если ранее для выявления зон трещиноватости необходимы были довольно трудоемкие методы картирования в поле, то теперь они дешифрируются на высотных снимках или выявляются при специальной обработке материалов дешифрирования.

Линеаменты разных порядков обычно соподчинены, причем системы линеаментов низших порядков слагают зоны более высоких порядков. Они могут также включать серии локальных разломов и зон трещиноватости, которые нередко объединяются в диагонально-лестничные системы.

Таким образом намечаются линеаментные зоны пяти порядков, размеры которых как по ширине, так и по протяженности оказываются дискретными. Причем эта разница, особенно в протяженности для линеаментов высоких порядков, близка к порядковой.

К типизации линеаментных зон можно подходить и с иных позиций. Эти достаточно широкие (для высоких порядков) зоны имеют тенденцию к воздыманию или к опусканию. Вертикальные движения становятся более отчетливыми в отдельные эпохи и могут быть задокументированы. Так, с линеаментными зонами могут быть связаны увеличения или уменьшения мощности базальных слоев, фациальные изменения, прослеженные, например, во флишевых толщах (так называемые фациальные "коридоры"). Однако масштабы вертикальных движений в зоне линеаментов никак не соизмеримы с подобными движениями по пограничным разломам.

Группа рифтогенных разломов родственна пограничным, например определяющим границы геосинклинальных трогов. Рифтогенные разломы образуются в условиях раздвигания и ограничивают или сопровождают рифтовые впадины. Однако последние обычно не следуют вдоль границ тектонических областей, а пересекают их. К крупнейшим относятся разломы глобальной системы рифтовых хребтов. Отнесение рифтогенных разломов ко II, III и IV порядкам определяется масштабами сводовых структур, с которыми они связаны. Правда, согласно Е.Е. Милановскому, не все рифтовые впадины связаны со сводами. Выделяются так называемые щелевые рифты, которые не обнаруживают подобной связи. К рифтоподобным разломам V порядка относим те из них, которые ограничивают впадины, связанные с очаговыми структурами. Важная особенность рифтогенных разломов состоит в том, что они сопровождаются дугообразными оперяющимися разломами. Последние часто контролируют рудоносные зоны.

3. ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ СКРЫТОГО ТИПА И МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ

Проблема прослеживания зон скрытых линеаментов требует специального обсуждения. Структуры этого типа не являются в настоящее время объектами непосредственного изучения при геологическом картировании. Подход к изучению этого типа дислокаций должен быть совсем иным, чем изучение конкретных разломов. Наблюдать непосредственно зоны линеаментов в отдельных случаях можно лишь на космических снимках.

Ниже мы перечисляем признаки, основываясь на которых предлагаем приемы обнаружения скрытых линеаментов. Естественно,

для различных таксономических рангов линеаментов эти признаки существенно изменяются. Однако их общей чертой является система геологических, геохимических и геофизических аномалий. Согласно М.А. Фаворской, "под геологической аномалией следует понимать статистически значимое отклонение на данном участке тех или иных геологических признаков однородных геологических объектов от господствующего фона соответствующих признаков подобных объектов на данном этапе развития структуры в целом" [7]. Впервые в широком объеме геологические аномалии стали привлекаться И.Н. Томсоном для документации так называемых "скрытых разломов фундамента" начиная с 1956 г. [17].

В настоящее время собраны обширные сведения о геологических аномалиях — признаках линеаментов низших таксономических рангов — региональных и субрегиональных (см. табл. 1).

Далее кратко охарактеризуем прямые признаки, сопутствующие линеаментам, которые могут служить их индикаторами, а затем рассмотрим методы исследований и обработки материалов, которые помогают выявить подобные признаки.

Методы анализа структурных аномалий

Разнообразные структурные аномалии уже довольно давно используются для прослеживания линеаментных зон. Существуют разнообразные типы структурных аномалий, одни из которых связаны с согласными, а другие — с секущими простираием структур основания линеаментными зонами.

Зоны линеаментов, ориентированные поперек или косо по отношению к складкам, нередко сопровождаются в верхних структурных этажах флексурообразными изгибами толщ по простираию, поперечными перегибами всей складчатой серии и т. п.

Флексурами чаще сопровождаются глубинные нарушения, диагонально секущие складчатую серию. Флексурообразные изгибы толщ сравнительно редко отчетливо прослеживаются на значительном протяжении. Гораздо чаще в пределах таких зон можно встретить серию отдельных, сравнительно небольших (до первых километров) флексур, которые, как бы кулисно сменяя друг друга по простираию, прослеживаются на значительном расстоянии. Для того чтобы нагляднее показать эти частные флексуры, целесообразно составлять схемы, на которых осадочные толщ показаны линиями простираия. Оконтуривая места "аномального" простираия толщ, на такой схеме легко наметить системы частных флексур, нередко составляющих в совокупности единый пояс.

В качестве примера можно привести расположенную в Кавалеровском рудном районе крупную меридиональную Хрустальненскую зону скрытого глубинного разлома шириной до 6 км, которая сопровождается двумя параллельными полосами флексур, причем западная полоса флексур устанавливается по серии частных изгибов, располагающихся вдоль левого берега долины р. Кавалеровки (рис. 2) [17].



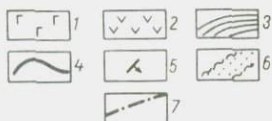


Рис. 2. Схема локализации флексуобразных изгибов складчатой толщи в центральной части Кавалеровского рудного района.

Покровы: 1 — андезитов (Т); 2 — кварцевых порфиров (C_2 —Р).

Линии: 3 — простираения слоев осадочной толщи (Мз и Рз); 4 — несогласного налегания; 5 — элементы залегания; 6 — зоны флексуобразных изгибов осадочной толщи; 7 — разрывные нарушения

Согласные поперечные перегибы серий параллельных складок обычно оказываются связанными с глубинными нарушениями, поперечными по отношению к простираению складок. Участки поперечных перегибов складок нередко сопровождаются развитием поясов мелкой трещиноватости.

На участках таких поперечных перегибов крутизна залегания слоев в окончаниях соизмерима с крутизной падения в их крыльях. Таким образом, с зонами линеаментов совпадают anomalously крутые перегибы складок, напоминающие резкие флексуры в вертикальной плоскости.

Аномалии в складчатой структуре могут выражаться не только крутыми перегибами складчатых серий или флексуобразными изгибами. Иногда вдоль зоны скрытого линеамента выделяется полоса с особым типом складчатости. Такой случай описан в 1961 г. В.Г. Гладковым для Восточного Забайкалья. В зоне Оловянинского надвига среди юрских отложений намечается широтная полоса "коробления"

шириной 2—4 км, в пределах которой развиты причудливые по форме асимметричные брахиантиклинали. Севернее полосы "коробления" в юрской толще установлены крупные линейные складки субмеридионального направления. В полосе "коробления", несмотря на сравнительно слабые складчатые дислокации, широкое развитие получили будинаж, рассланцевание, линейная ориентировка. Установлено расплющивание гальки в юрских конгломератах.

Расщепления и виргации складчатых серий также могут быть связаны с секущими глубинными нарушениями. Так, О.А. Мазарович описал в 1961 г. глубинный разлом в Центральном Казахстане, совпадающий с секущей линией, вдоль которой складки северо-северо-восточного простираения в девонских эффузивах испытывают расщепление и отклоняются до северо-западного направления. Этот глубинный разлом, представляющий собой скрытое нарушение, которое сопровождается поясом гранитных штоков, разграничивает участки с разнотипной складчатостью; он является фациальной границей между девонскими эффузивными и эффузивно-осадочными толщами.

В складчатых областях и отдельных структурно-фациальных зонах, отличающихся сравнительно пологим залеганием слоев в крыльях складок (до 40°) или моноклинальным залеганием, скрытые разломы нередко сопровождаются поясами развития мелкой интенсивной складчатости. Подобные соотношения были установлены авторами в Забайкалье на участке водораздела рек Борзи и Гуньгунджи, где среди нижнеюрских отложений пролегает Борзинская линеаментная зона северо-восточного простираения. В этом районе юрские отложения залегают полого, образуя на значительной площади моноклираль с углами падения 30° к юго-востоку. Вдоль зоны линеамента, которая сопровождается развитием мощных зон окварцевания и штоками санидиновых порфиров, отмечена полоса мелких довольно интенсивных (возможно, опрокинутых) складок.

Эта же полоса сопровождается целой серией разломов, вдоль которых образовались узкие линейные грабены, выполненные конгломератами верхнегазимурской свиты (J_{2-3}), и такие же линейные горсты, сложенные палеозойскими вулканитами. Намечаемая Борзинская зона линеамента располагается по границе между областями распространения морских и прибрежно-континентальных фаций нижнеюрских отложений.

При анализе сети разломов также можно выделить аномальные зоны, которые косвенно указывают на присутствие линеаментной зоны. Исходными данными для такого анализа могут служить системы разломов, выявленные при геологической съемке, отдешифрированные на различных снимках, установленные при интерпретации геофизических материалов. Аномальные участки в сети разломов могут быть выделены по искривлению серии параллельных разломов вдоль одной секущей зоны. В местах искривления основные линии разломов сопровождаются оперяющими трещинами, согласными с секущей зоной линеамента.

Расщепление и выклинивание серии параллельных разломов в пределах одной секущей полосы также могут рассматриваться в качестве индикатора зоны линеамента.

Другой формой проявления линеаментов могут быть зоны трещиноватости, которые дешифрируются на снимках или выявляются путем статистической обработки этих материалов. Ориентировка трещиноватости в таких зонах может быть согласной с ними или составлять косой угол с общим направлением зон.

Взятый каждый в отдельности признак линеамента не является достаточным для его полного обоснования. Это связано с тем, что единичные признаки редко бывают отчетливыми. Поэтому свидетельством достоверности может служить подтверждение выделяемой зоны двумя или несколькими признаками [17].

Палеотектонический метод

Для выявления скрытых линеаментов можно опираться на ряд характерных фациальных аномалий, а также на аномальные градиенты мощностей отложений в пределах геосинклинальных бассейнов и платформ. Масштабы этих аномалий могут быть различными в соответствии с таксономическим рангом контролирующих их линеаментных зон. Некоторые исследователи отмечали факты существования в пределах платформ двух типов разреза платформенного чехла: стабильного, сохраняющегося на обширных пространствах платформ, и изменчивого, с частыми фациальными переходами. Последний тип разреза, как оказалось, бывает приурочен к широким и протяженным линейным зонам. Это достаточно четкий их индикатор, так как контраст между стабильным и изменчивым типами разрезов на платформе достаточно очевиден.

В пределах геосинклинально-складчатых толщ фациальные аномалии более сложны, разнообразны и менее очевидны. Они могут проявляться в форме фациальных барьеров, разделяющих крупные блоки с разными мощностью и типами осадков. Фациальные изменения могут локализоваться и в пределах сравнительно узкой полосы, совпадающей с зоной линеамента. Этот тип фациальных зон (фациальные "коридоры") удастся выявить лишь при детальных исследованиях. Они могут простираются и согласно, и в секущем направлении по отношению к структурно-фациальным зонам.

Рассмотрим сначала некоторые примеры секущих фациальных зон. Так, вдоль поперечной к складкам Дербек-Нельгехинской зоны Северо-Востока СССР в 1961 г. А.В. Вихерт наметил сланцевый "коридор" среди окружающих флишевых толщ, образовавшийся, возможно, в связи с линейно вытянутой донной впадиной. Дербек-Нельгехинская зона расположена среди флишеидной толщи мезозоя, в которой мощность прослоев заметно увеличивается в пре-

делах поперечной к складкам полосы, трассирующей также цепочкой гранитоидных штоков.

Узкие зоны осособленных фаций могут простираться согласно со структурно-фациальными зонами, как это показано Н.М. Синицыным, Г.С. Поршняковым и др. для Южной Ферганы. Н.М. Синицын установил, что в Южной Фергане характер разреза отложений среднего палеозоя подвержен резким изменениям, причем разрезы сокращенного типа, представленные терригенными фациями, образуют линейно вытянутые в широтном направлении полосы, прослеживающиеся почти на 200 км при ширине до 5 км. Пояса разрезов сокращенного типа пролегают в крыльях Охчинско-Талдыкского синклиория. Эта зона оказывается благоприятной для локализации сурьмяно-ртутного оруденения. Можно предполагать, что линейные пояса развития толщ с разрезом сокращенного типа образовались над скрытыми линеаменами, выступавшими в форме валообразных поднятий. Кроме узких фациальных "коридоров" с зонами глубинных разломов, ориентированными поперек складчатости, в некоторых случаях совпадают границы блоков с резко различной историей геологического развития. Интересный пример такого рода описан в 1961 г. в статье В.Е. Хаиным и М.Г. Ломизе, изучавших меридиональные зоны скрытых конседиментационных нарушений на Кавказе.

Эти зоны служили в мезозое восточной границей флишевого прогиба, сменяющегося поднятием с лагунными пестроцветными фациями и сокращенной мощностью отложений. Вдоль зоны скрытого нарушения протягивается гряда барьерных рифов с окаймляющими их (со стороны прогиба) шлейфами известковых брекчий. Последние свидетельствуют о существовании уступа в рельефе дна. Поэтому можно полагать, что существуют особые фации, выступающие в качестве индикаторов линеаментных зон, такие, как барьерные рифы. Следует отметить, что текстуры подводных оползней в осадках, приуроченных к линейной зоне, могут указывать на ступень в рельефе дна, возможно связанную с линеаментом.

Мощность отложений испытывает перепады в зонах линеаментов. Для выделения участков резкого перепада мощности необходимо составлять схемы в изолиниях. Следует иметь в виду два типа изменений мощности в связи с зонами линеаментов: в первом случае увеличенная (или уменьшенная) мощность наблюдается в узкой зоне вдоль скрытого нарушения, а во втором — скрытое нарушение выступает как граница блоков с резко различной мощностью отложений.

Пример изменения мощности отложений в связи с зонами линеаментов описан в 1960 г. В.Н. Выдриным и В.П. Дмитриевым для Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай). В зоне Карбалихинской системы широтных разломов, пересекающих нижнепалеозойский фундамент, резко увеличивается мощность и изменяются фации девонских отложений. Построение карт в изолиниях мощности для нижних свит девонской группы позволило установить широтную

ориентировку зоны повышенной мощности, несогласную с направлением складок, которая контролировалась конседиментационными разрывами. В верхних частях разреза многие из таких нарушений выступают в форме зон повышенной трещиноватости, флексурообразных изгибов, а также сопровождаются сериями даек магматических пород. Как установлено при изучении Змеиногорского рудного района, именно разрывы древнего заложения, с которыми связаны перепады мощности отложений, играли впоследствии роль рудо-подводящих каналов.

Следует также отметить, что наибольшей изменчивости по мощности подвержены нижние базальные свиты.

Морфоструктурный метод

Использование линеаментов, выраженных в современном рельефе, для структурно-металлогенических целей возможно по их унаследованности.

Принцип унаследованности в геологическом развитии подробно рассматривался в работах Н.С. Шатского, А.В. Пейве и А.Л. Яншина. В 1956 г. А.В. Пейве отмечал, что особенно устойчивой унаследованностью отличаются линеаменты, генетически связанные с планетарной системой глубинных разломов земной коры. Подобные зоны дислокаций сохраняют свои черты вплоть до настоящего времени, находя выражение в структурных формах современного рельефа.

Первой методикой, в которой предлагаются морфоструктурные приемы реконструкции блоковой тектоники и позиции связанных с ними ареалов магматизма, является работа А.В. Орловой. Для выявления современного тектонического плана А.В. Орловой был проведен анализ топографической карты. При этом на основе поля высот поверхности древнего выравнивания выделялись отдельные равновысотные блоки, которые анализировались с помощью палеомагматических материалов.

Описанная выше методика использовалась затем многими авторами для выделения линейных дислокаций. Так, Е.Н. Сапожниковой и И.К. Волчанской были проведены исследования, которые заключались в прослеживании линейных элементов рельефа, их морфометрической характеристике и выделении объемно-площадных структур (блоков) по геометрическим признакам.

Другой методический подход для выявления и изучения крупных неотектонических структур, в том числе и линейных зон, был предложен в 1963 г. Ю.Г. Симоновым и А.А. Лукашевым. Он состоял в неоднократной последовательной генерализации горизонталей на крупномасштабных топографических картах для получения схем идеального тектонического рельефа, которые выражались в морфо-изогипсах. Обобщение проводилось в несколько этапов. На каждой стадии все в большей степени снималось влияние денудационного

вреза и рельеф приобретал менее расчлененный облик. Намечаемая таким образом поверхность приближалась к деформированной поверхности выравнивания. К этому приему близок метод В.И. Философова.

Для этих же целей привлекаются изучение распределения мощностей рыхлых отложений, выделение участков со склонами разной крутизны, картирование различных генетических типов рельефа, анализ рисунка речной сети и пр. Предпочтение тому или другому приему отдается в зависимости от масштаба исследований, специфики поставленных задач, структурно-геологических и физико-географических условий.

Для составления морфоструктурной карты применительно к изучению линеаментов авторы используют метод морфотектоизогипс, заключающийся в сглаживании и разрядке горизонталей топографических планшетов. В результате как бы выравниваются мелкие эрозионные формы рельефа. Специальные индикаторные признаки рисунка морфотектоизогипс (перегибы, сгущение изогипс и др.) используются для выявления линейных нарушений. Обобщение форм рельефа, совмещенных с выделенными линейными нарушениями, позволяет отметить отдельные блоки. В дополнение к морфоструктурной схеме составляется схема линейных элементов рельефа. На нее с топографических, геоморфологических карт аэро- и космоснимков выносятся все линейные элементы самых высоких порядков. В рельефе они часто бывают представлены границами, разделяющими блоки различного гипсометрического уровня; линиями перегибов склонов; спрямленными долинами рек; тектоническими уступами и обрывами; линейными границами, разделяющими площади с различными типами рельефа; поясовыми группировками аномальных элементов рельефа (купола, впадины, валы); полосами отличного фототона. Границы, разделяющие блоки различного гипсометрического уровня, обычно совпадают с зонами трещиноватости, с разломами, флексурами, гравиметрическими ступенями и пр.

Тектоническая предопределенность речной сети установлена в результате проведения многих исследований. Линейные границы, разделяющие блоки с разными типами рельефа, иногда даже близкого гипсометрического уровня также имеют тектоническую природу. Способы обработки карт и снимков для выявления линейных элементов рельефа и их группировок многочисленны. В настоящее время существуют визуальные, графические и графоаналитические, математические и другие приемы обработки карт и снимков. Среди выделенных на схемах чаще преобладают прямолинейные, реже встречаются искривленные или дугообразные линейные формы.

Линейные зоны, слагающиеся из отдельных элементов рельефа, так же, как и линейные группы блоков, могут быть согласными и секущими. Очень часто согласные зоны разломов совпадают с закартированными геологическими разломами, границами структурно-формационных зон или крупными структурными швами.

К другому типу относятся линеаменты, секущие структурный план современного рельефа. Эти линеаменты заслуживают особого внимания из-за их важной металлогенической роли.

Приходящие секущим линеаментам признаки будут рассмотрены на примере типового Кличкинско-Дарасунского линеамента.

Кличкинско-Дарасунская линеamentная зона прослеживается в северо-западном направлении вкост простирания складчатых структур Забайкалья от Южного Приаргуны в направлении пос. Вершина Дарасуна. Ширина структуры 40—60 км, а протяженность ее достигает сотен километров.

Кличкинско-Дарасунский линеament выделяется тем, что к нему приурочены почти все наиболее значительные месторождения Восточного Забайкалья. Линеament находит отражение также в ряде геологических особенностей. Одна из них — приуроченность к зоне ряда так называемых очаговых структур и взрывных аппаратов.

Рассмотрим последовательно формы проявления этой структуры в современном рельефе.

1. На мелкомасштабной топографической карте зона линеамента определяется по "возмущающему" влиянию на различные элементы рельефа. В поясе линеамента участки хребтов северо-восточного простирания осложнены аномальными поднятиями или, напротив, опусканиями. В пределах поперечной зоны хребты испытывают искривления, расплющивание, резкие повороты. Аномальные изменения наблюдаются и в пределах межгорных впадин.

Еще более контрастный характер носят аномалии рисунка речной сети. Так, многие реки северо-восточного направления в зоне линеамента образуют резкие изгибы, коленообразные повороты, причем направления многих поворотов соответствуют простиранию линеamentной зоны.

Совокупность орографических и гидрографических аномалий, хотя и позволяет проследить зону, но не дает возможности очертить точно, а также выяснить особенности ее внутреннего строения. Для решения этих вопросов были составлены схемы: морфоструктурная и линейных тектонических элементов рельефа в масштабе 1:500000 (рис. 3, 4).

2. Морфоструктурная схема позволяет достаточно отчетливо проследить границы линеamentной зоны. Одна из границ совпадает с крупной гипсометрической ступенью с амплитудой 400—500 м. Кроме того, линеamentная зона играет роль границы двух крупных блоков, совпадающих с разными геоморфологическими областями. Так, к юго-западу от зоны расположена типичная пологоувалистая равнина, а к северо-востоку — среднегорье.

В целом секущая зона складывается линейным поясом мелких, относительно приподнятых блоков.

3. Отдельные секущие линеаменты в пределах Кличкинско-Дарасунской зоны еще более усложняют ее внутреннее строение. Большею частью они выявляются по аномалиям рельефа, выступающим

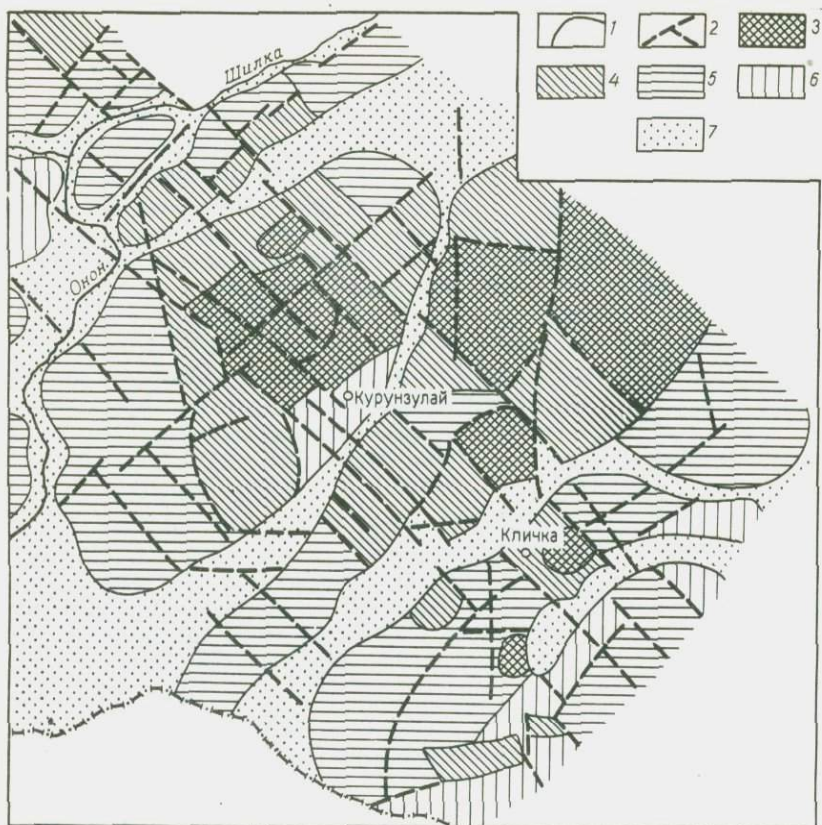


Рис. 3. Морфоструктурная схема Восточного Забайкалья.

1 — границы блоков; 2 — основные дислокации современного структурного плана; 3—6 — гипсометрические уровни: 3 — 1500—1300 м, 4 — 1300—1100 м, 5 — 1100—900 м, 6 — 900 м; 7 — внутренние и периферические впадины

в форме резких изломов, перегибов, перестроек тектонических долин. Секущи линеаментам часто сопутствуют концентрации спрямленных речных долин. Эти последние располагаются параллельно друг другу и обычно ориентированы соответственно простираению сквозной зоны.

Следует также отметить, что для некоторых линеаментов внутри зоны характерны цепочки локальных кольцевых структур.

4. На основе специальной схемы было проанализировано распределение мощностей неоген-четвертичных рыхлых отложений во впадинах Восточного Забайкалья. При этом было установлено, что в зоне линеамента эти мощности заметно сокращены, а сама зона выступает в форме поперечного вала.

5. Зона Кличкинского-Дарасунского линеамента разграничивает также две крупные геоморфологические области с различным воз-

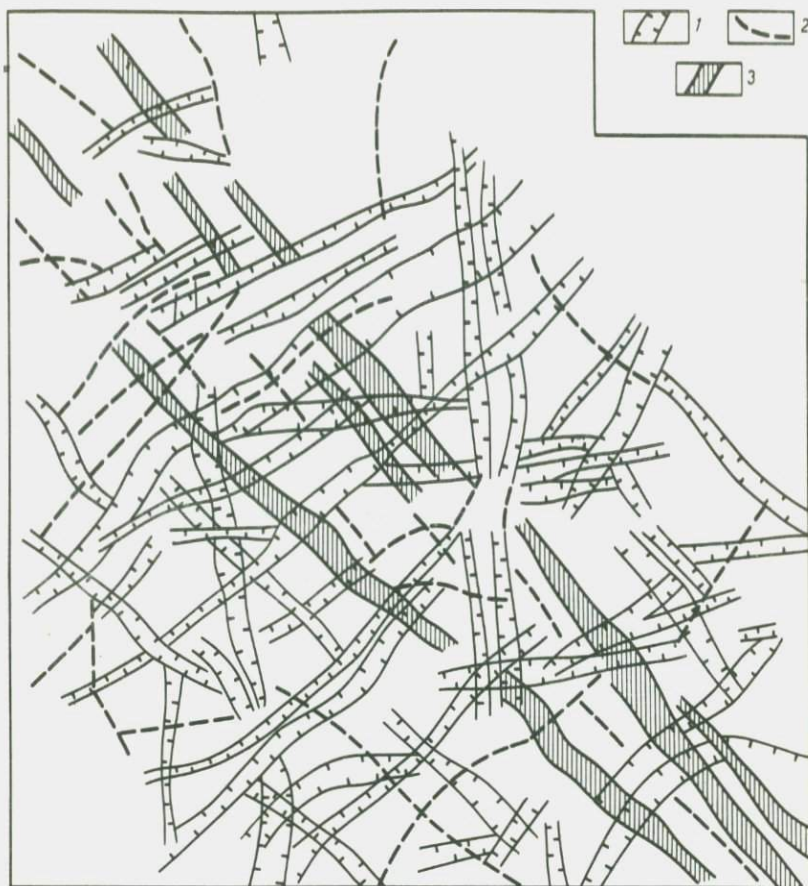


Рис. 4. Схема линейных элементов рельефа.

1 — линейные зоны; 2 — линейные разломы; 3 — сквозные элементы рельефа

растом заложения структурных форм рельефа. К юго-западу от зоны рельеф имеет триасовый возраст, а к северо-востоку — юрский.

Перечисленные выше особенности Кличкинско-Дарасунской линейной зоны весьма характерны для структур этого типа.

Необходимо добавить, что морфоструктурные методы позволяют в большинстве случаев реставрировать подобные зоны лишь по отдельным фрагментам. Поэтому для выявления секущих зон наиболее целесообразно составлять совмещенные схемы всех возможных индикаторных признаков.

Новый этап в изучении линеаментов связан с появлением космических снимков. Космический фотоматериал дает возможность видеть непосредственно даже те линеаментные зоны, которые далеко не всегда документируются на геологических и топографических картах.

В настоящее время уже получен значительный опыт по использованию космических снимков с целью изучения геологических объектов. Значительная часть работ посвящена выяснению связи структур, выявленных в результате дешифрирования, с их геологическими аналогами. Специальные исследования посвящены выявлению и изучению глубинных разломов по результатам дешифрирования.

При изучении линейных структур, отдешифрированных на космических снимках, применяются также математические, графические и визуальные методы исследования.

Целесообразно также использовать космические снимки, полученные в разных спектрах.

В ассортименте современных космических снимков имеются материалы в масштабе от 1:100000 до 1:1000000. Такой диапазон масштабов съемки позволяет выявить структурные элементы различных таксономических рангов. При анализе разномасштабных снимков удалось установить, что глобальные линеаменты хорошо дешифрируются на снимках глобальных масштабов, но могут быть завуалированы на крупномасштабных. В.Д. Скарятин предложил особый подход к дешифрированию по "уровням генерализации", среди которых выделяются глобальный, региональный и локальный.

Обобщая полученный опыт, можно отметить, что для выявления линеаментов также целесообразно учитывать масштаб фотоматериалов. Последовательное использование материалов разного масштаба в результате неодинаковой степени обзорности позволяет выявить различные таксономические ранги линеаментов и выяснить характер их взаимоотношений. Масштабы снимков при выявлении линеаментов подбираются таким образом, чтобы можно было установить положение изучаемого района исходя из того, что геометрическая разрешающая способность снимков отвечала наиболее мелкому объекту, подлежащему изучению.

Важное преимущество космических снимков — отчетливость изображения, которая позволяет выявить и изучить линеаменты разных масштабов в их взаимосвязи. Высокая степень обзорности и большая разрешающая способность дают возможность не только выделить линеаменты, но и изучить их внутреннее строение.

Поскольку космический снимок также является отображением современной поверхности Земли, то и выделенными ранее признаками можно с успехом пользоваться при дешифрировании в целях выявления линеаментов.

Кроме того, изучение поверхности современного рельефа по космическим снимкам позволило значительно дополнить наши представления о форме проявления линеаментов. Так, на космических

снимках многие линеаменты сопровождаются изменениями фототона, сменой ландшафтных зон, границами поверхностей с разным характером расчлененности и др. Очень часто секущие линеаменты сопровождаются более светлым фототонам. Иногда эти зоны трассируются совокупностью мелких линейных элементов, выделяющихся только на снимках. Некоторые секущие линеаменты как бы "сотканы" из узких светлых или темных "нитей", причем последние являются секущими по отношению к современным хребтам, долинам, склонам. Так же, как и на топографических материалах, на космических снимках секущие линеаменты часто бывают представлены системами сближенных параллельных прямолинейных валов или долин, резкими коленообразными изгибами рек, аномальным расчленением на водоразделах. На космических снимках подобные зоны обычно прослеживаются непрерывно на большие расстояния.

Лишь иногда некоторые изменения в изображении секущих линеаментов вносит смена геологического строения регионов. Так, например, секущие линеаменты в тектонически активных областях проявлены в форме концентрации мелких линейных элементов, на платформах, — напротив, более крупных.

В качестве примера можно привести трансрегиональную зону меридионального простирания, прослеживающуюся от Индийского океана через Памир, Тянь-Шань и далее через Западно-Сибирскую низменность. В Индийском океане этот линеамент совпадает с валообразной меридиональной структурой, в Западно-Сибирской низменности трассируется долиной р. Оби.

Некоторые отличия в форме проявления секущих линеаментов можно отметить при пересечении ими открытых и закрытых территорий. На открытых территориях, к которым относятся в основном горные области, секущие линеаменты обычно проявлены более отчетливо в результате препарирования структурных элементов современными эрозионными процессами. В закрытых областях, которые погребены под толщей рыхлых отложений, секущие линеаменты могут сопровождаться лишь специфическим оттенком фототона.

При изучении секущих линеаментов на космических фотоматериалах следует обращать внимание на две группы признаков, одна из которых отражает общие особенности фототона, другая — внутреннее строение зоны (рис. 5). Первая группа признаков состоит из пяти вариаций фототона, различающихся по рисунку фоновой окраски. Эти вариации проявляются в форме: 1) сплошного темного фона; 2) сплошного светлого фона; 3) поперечного чередования темного и светлого тонов; 4) продольного чередования различных тонов: с темным по периферии и светлым в центре; 5) продольного чередования светлого тона по периферии и темного в центре.

На любой из этих типов фоновых окрасок могут быть наложены и структурные рисунки. Можно указать на 13 типов таких структурных рисунков. В их числе: а) концентрации линейных элементов высоких порядков, расположенных преимущественно по периферии; б) кон-

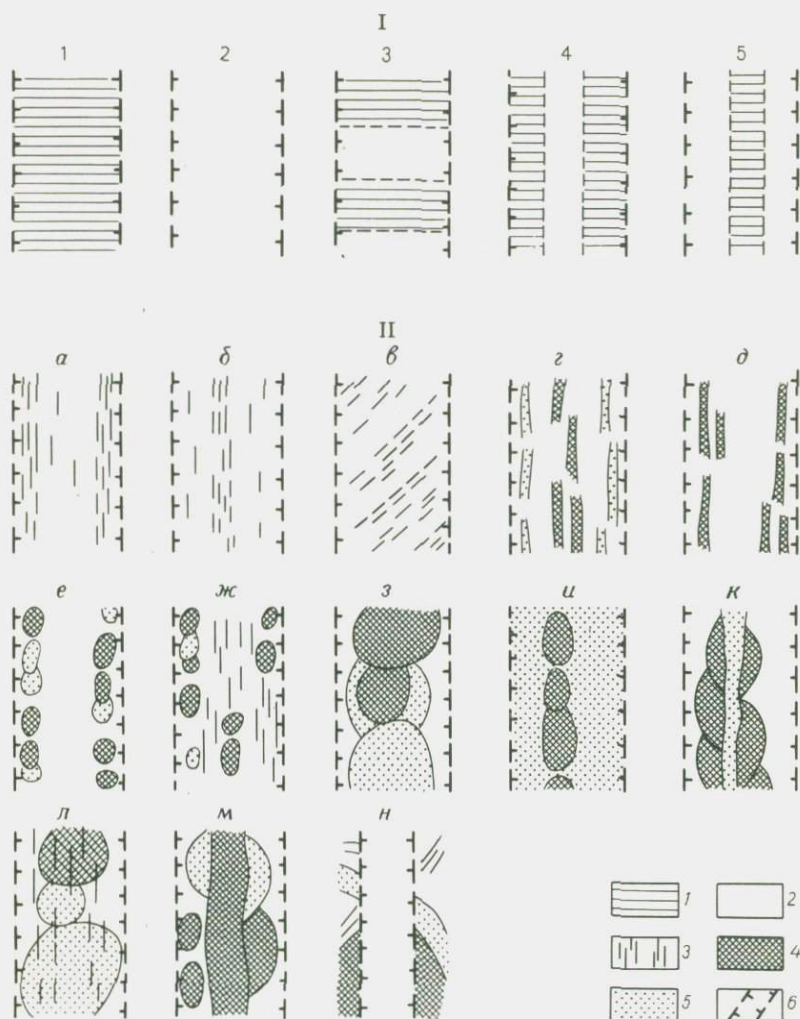


Рис. 5. Морфологические типы секущих линеаментов, проявленных на космических снимках.

I — характер распределения фототона в секущих линеаментов (1—5 — примеры сочетаний темных и светлых полос), II — структурный рисунок секущих линеаментов (а—н — типы структур, см. описание в тексте).

1—2 — фототон: 1 — темный, 2 — светлый; 3 — секущие линейные элементы рельефа; 4 — локальные поднятия; 5 — локальные опускания; 6 — граница секущих линеаментов

центрации линейных элементов, находящихся преимущественно в центре. В обоих случаях линейные элементы согласны с простиранием линеаментной зоны.

Кроме того, линеаментам могут сопутствовать: в) концентрации линейных структурных элементов высоких порядков, несогласных с простиранием зоны линеамента; г) узкие валообразные поднятия в центре, окаймленные узкими депрессиями по периферии; д) узкие валообразные поднятия по периферии; е) цепи кольцевых структур высоких порядков по периферии; ж) цепи кольцевых структур и линейных элементов высоких порядков; з) линейные цепи кольцевых структур средних порядков; и) линейные зоны кольцевых структур средних порядков в сочетании с линейными элементами высоких порядков; к) цепь кольцевых структур высоких или средних порядков в центре зоны в сочетании с депрессионными опусканиями по периферии; л) депрессионная зона в центре с примыкающими к ней дугообразными поднятиями; м) валообразная зона в центре с примыкающими к ней дугообразными поднятиями (опусканиями) и кольцевыми структурами по периферии; н) бесструктурная секущая зона.

Перечисленные формы далеко не исчерпывают всех особенностей проявления секущих линеаментов. Фоновые особенности и структурный рисунок могут изменяться по простираению линеаментных зон и особенно в местах их пересечения. При этом в узлах пересечений сочетаются характерные индивидуальные черты каждого из линеаментов.

Следует еще отметить, что границы линеаментных зон обычно очень расплывчатые.

Приуроченность орогенных впадин и валообразных поднятий к зонам линеаментов

Рассмотренные выше палеотектонические методы помогают выявить фациальные и иные аномалии, служащие индикаторами линеаментов в геосинклинальных бассейнах и на платформах. Они определяются линейными погружениями или поднятиями, осложняющими строение геосинклинальных и платформенных прогибов. В условиях континентального режима и сокращенного осадконакопления появляются изолированные впадины, ориентировка которых не всегда соответствует простираению толщ складчатого основания. Поперечные и секущие впадины, группирующиеся в цепи, контролируются зонами линеаментов и могут служить их прямыми индикаторами. Кроме того, линеаментные зоны могут определять воздымания систем согласных впадин.

Орогенные впадины выполнены слабодислоцированными вулканогенными и осадочными отложениями. Влияние зон разрывных нарушений угадывается по линейно вытянутым очертаниям впадин, а также по условиям их локализации, когда серии мелких депрессий образуют мелкие цепочки, ориентированные иногда независимо от основного направления складок в районе. Примером является линейная цепочка третичных угленосных депрессий в Приморье, про-

тягивающаяся в северо-западном направлении, вкост простирания мезозойских складок, от истоков р. Милоградовки. С этой же линией совпадает ослабленная тектоническая зона, прослеженная вдоль долины р. Милоградовки и сопровождаемая рудопоявлениями и минеральными источниками.

Но кроме линейно вытянутых депрессий, пространственно тесно связанных с зонами глубинных разломов, довольно широко распространены также амёбообразные впадины. Действительно, иногда прогибы образуют выступы и "рукава", протягивающиеся вдоль отдельных зон скрытых нарушений. Такие выступы обычно представляют собой узкие линейные желоба, осложняющие форму дна прогиба.

Л.В. Хорошилов рассмотрел условия размещения позднегеосинклинальных отложений для одного из участков складчатой области Северного Казахстана. В краевых частях Восточно-Кокчетавского прогиба позднегеосинклинальные отложения лландель — карадокского возраста образуют сложный по очертаниям прогиб, контуры которого во многом определялись рисунком сети линеаментов. Будучи приуроченными к тектонической границе между Степнякским поднятием и Восточно-Кокчетавским прогибом, лландель-карадокские отложения образуют узкие "рукава", распространяющиеся вдоль глубинных нарушений как в сторону Восточно-Кокчетавского прогиба, так и в сторону Степнякского поднятия.

Линеаментные зоны могут выступать и в форме валообразных поднятий. Вероятно, это достаточно распространенный случай, который, однако, трудно задокументировать. Примером может служить поперечное воздымание наложенных впадин (ориентированных несогласно с линеаментной зоной) или заметное сокращение мощности отложений в их пределах.

Проведенный авторами палеотектонический анализ для Кличкинского-Дарасунской линеаментной зоны Восточного Забайкалья показал, что она выступала как поперечное валообразное поднятие с протерозоя до палеозоя включительно [7]. В нижней юре эта тенденция кратковременно сменилась обратной. Затем, начиная со средней юры, она вновь находила выражение в форме поперечного поднятия. Таким образом, если орогенные впадины могут иногда непосредственно документировать линеаменты, то для того чтобы установить связь с ними валообразных поднятий, необходимы палеотектонические реконструкции.

Магматические аномалии в зонах линеаментов

Линеаменты и пограничные разломы нередко определялись как зоны повышенной проницаемости для магм. Условия, которые улавливают такую возможность, иными словами, "движущая сила" магматической колонны, могут определяться, согласно Е.И. Паталахе, разницей в плотности по отношению к вмещающим породам

или наличием избыточного давления в магматической колонне. Благоприятные условия для проникновения магм в пределы разломов могли создаваться в периоды растяжений и раздвиговых явлений. Свидетельством этого могут быть пояса даек, которые весьма часто сопутствуют линеаментам. Суммарная мощность даек, достигающая значительных величин, соответствует масштабам раздвигов.

Спецификой магматизма зон линеаментов является приуроченность к ним аномальных магматических комплексов. Характер подобных магматических аномалий может быть весьма разнообразным. Аномалии проявляются в особенностях морфологии интрузивных тел, специфическом их составе и направленности процесса эволюции составов магм.

Наиболее распространенная особенность магматизма некоторых крупнейших линеаментов в пределах жестких глыб — приуроченность к ним щелочных изверженных пород. Можно привести много примеров приуроченности щелочных пород производных основных и промежуточных магм, кольцевых даек и диатрем к зонам линеаментов, которые продолжают крупные океанические (трансформные) разломы. Концентраторы щелочных пород — линеаменты северо-восточного направления на западе Африки (вулканическая линия Камеруна, Гвинейская трещинная зона и др.). В орогенах и областях активизации также устанавливается приуроченность щелочных и субщелочных интрузивов к сквозным линеаментам. Однако в этих случаях породы повышенной щелочности локализуются двояко: они образуют как согласные со структурами земной коры пояса, так и секущие. Одним из примеров таких соотношений является позиция поясов щелочных пород в Южном и Среднем Тянь-Шане. Здесь наряду с согласными поясами позднепалеозойских сиенитов прослеживается сквозной меридиональный пояс концентрации подобных интрузивов.

По данным Т.А. Милая, основанным на примерах Становой, Зайсанской и Кавказской областей, позиция щелочных магматических образований контролируется секущими глубинными структурами. Последние выступают как поперечные поднятия и сопровождаются аномальными зонами гравитационного и магматического полей.

Следует обращать внимание на различное отношение к линеamentным зонам крупных гранитоидных тел, с одной стороны, и дайковых комплексов, а также малых интрузивов, с другой. Последние обычно бывают приурочены к линеamentным зонам, тогда как крупные интрузивы ограничиваются ими.

Своеобразный характер имеют зоны линеаментов внутри тел крупных гранитных массивов. Они обычно прослеживаются в форме цепочек ксенолитов или сплошного пояса осадочных пород, расчленяющего массив на части. Линейные цепочки ксенолитов не являются провесами кровли, а прослеживаются в виде пластин, кулисно сменяющих друг друга по падению и уходящих глубоко в тело батолита.

Некоторые зоны линеаментов, которые играют рудоконцентрирующую роль, обладают специфическими особенностями магматиз-

ма. В.А. Баскиной были обобщены разнообразные черты таких ареалов. Так, например, типичным является совмещение в пределах этих структур ультрабазитов, риолитов, образующих контрастные серии.

Важный самостоятельный признак линеаментов — линейные цепочки интрузивных штоков и пояса концентрации даек.

Штоки гранитоидов, обычно отличающихся повышенными основностью и щелочностью, образуют или удлинённые тела, ориентированные по направлению зоны, или цепочки изометричных тел; линеаменты могут отличаться также поясами ороговикованных пород, которые имеют важное значение для документации зон, особенно в тех случаях, когда штоки гранитоидов не вскрываются на поверхности.

Пояса даек — диоритовых порфиров, лампрофиров, фельзитов и др. — нередко сопровождают те же зоны, вдоль которых устанавливаются цепочки гибридных гранитоидных штоков. Но в целом дайки распространены гораздо шире, чем гранитоидные штоки; их концентрации устанавливаются в пределах многих линеаментных зон.

Ориентировка отдельных даек не является решающим фактором при выяснении принадлежности их к зоне линеамента. Прежде всего следует обращать внимание на очертания площадей концентрации даек. Нередки случаи, когда в пределах пояса глубинного нарушения ориентировка даек совершенно не зависит от общей вытянутости зоны. Отдельные тела могут простираться поперек полосы концентрации даек. Так, например, в Комсомольском рудном районе Хабаровского края наряду с субмеридиональными зонами даек отмечаются также полосы концентрации даек субширотного направления, сопровождаемые поясами турмалинизации пород. В пределах этих поперечных к складчатости поясов отдельные тела чаще ориентированы в субмеридиональном направлении. Поэтому субширотные пояса даек с первого взгляда выделяются недостаточно отчетливо.

Во многих случаях, когда простирание даек резко несогласно с общей ориентировкой дайкового пояса, оказывается, что дайки простираются согласно со складками. Такие соотношения известны в пределах поперечных интрузивных поясов Верхояно-Чукотской складчатой области.

В пределах зон линеаментов дайки далеко не всегда слагают непрерывные пояса. Они могут образовывать изометричные или слабо вытянутые дайковые поля, которые располагаются цепочками вдоль линейных зон линеаментов.

Линеаменты выступают не только в качестве структур, определяющих линейную группировку интрузивных штоков и поясовую концентрацию даек. В некоторых случаях глубинные нарушения являются естественными границами площадей распространения того или иного магматического комплекса, разделяя ареалы магматизма. Подобная роль некоторых глубинных нарушений была установлена при изучении дайковых поясов и цепочек интрузивных штоков в Восточном Забайкалье.

Было подмечено, что протяженные дайковые пояса нередко прерываются внезапно, тогда как контролирующая их тектоническая зона продолжается и далее. Известны случаи, когда несколько субпараллельных дайковых поясов прерываются вдоль единой линии. Такими линиями оказываются зоны скрытых глубинных нарушений, ориентированные под большим углом к простиранию дайковых поясов. Последние, таким образом, играли роль своеобразных структурных барьеров, ограничивавших распространение комплекса малых интрузивов.

Барьерная роль может проявиться в весьма различных аспектах. Линеаменты могут ограничивать магматические ареалы определенного возраста как, например, линеамент 102° в. д., который ограничивает на западе огромный ареал мезозойских магматических пород Востока СССР и МНР. Роль крупного магматического барьера играет также и линеамент 102° з. д., который разделяет на территории Мексики ареалы неогеновых вулканитов различного состава и возраста. В последнем случае барьерная роль проявляется двояко — и в возрасте, и в составе.

Геофизические методы обнаружения и прослеживания скрытых линеаментов

Традиционные методы выявления и прослеживания различного рода дислокаций земной коры, в том числе и скрытых линеаментов, — геофизические, включающие анализ гравитационных, магнитных и электромагнитных полей, а также сейсмических и сейсмологических данных. В основе геологической интерпретации указанных методов лежат представления о гетерогенности земной коры, возникшей в результате ее расчленения глубинными разломами на блоки, характеризующиеся различными физическими свойствами: плотностью, магнитными свойствами и т. д. Таким образом, комплексная интерпретация картины геофизических полей дает возможность установить как гетерогенные блоки фундамента, так и разграничивающие их зоны. Эти узкие линейно вытянутые зоны деструкции характеризуются различной протяженностью. Иногда они вмещают цепочки интрузий разного состава, что создает дополнительные возможности для их исследования геофизическими методами. Следует подчеркнуть, что конфигурация и ориентировка блоков консолидированной земной коры в ряде случаев не находят четкого отражения в поверхностной структуре, что указывает на более глубокое заложение первых. Очевидно, что зоны разграничения глубинных блоков следует рассматривать как скрытые линеаментные зоны.

При выявлении глубинных разломов гравиметрическим методом используются "границные линейные структуры" аномального гравитационного поля, которые Г.И. Мартынова определяет как "... линии раздела или смещения аномальных структур гравитационного поля, обусловленные наличием в земной коре линейных границ,

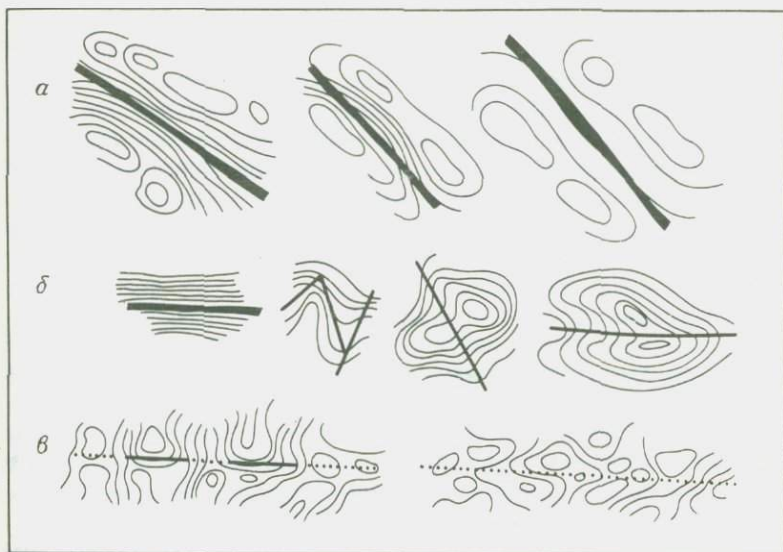


Рис. 6. Модели структур anomального гравитационного поля, используемые при построении карт нарушений. По Г.И. Мартыновой.

а — гравитационные ступени; *б* — наложенных полей; *в* — смещения, прослеживаемые линейно коррелирующимися элементами, цепочками локальных аномалий, изгибами изолиний

по которым на значительных расстояниях прослеживается скачкообразное изменение горизонтального распределения плотности земной коры". К прямым признакам глубинных разломов относятся гравитационные ступени (рис. 6, *а*), которые обусловлены влиянием объектов типа уступа. Объекты такого рода, как правило, отчетливо проявляются в поверхностной структуре. Скрытые глубинные нарушения имеют в структуре гравитационных полей менее явные признаки. Связанные с ними уступы также отражены в структуре anomального поля, но образуются в результате наложения полей разного порядка (см. рис. 6, *б*). Чаще всего они фиксируются цепочками локальных аномалий (см. рис. 6, *в*), перегибами и смещением локальных аномалий, резким окончанием аномалий или их систем и т. д.

Зоны граничных аномалий — проекции на земную поверхность глубинных нарушений различного возраста, генезиса и различной длительности развития, глубины заложения и т. д. Важно отметить, что протяженные разрезы сплошности аномалиеобразующих масс могут быть выражены различными типами зон anomального гравитационного поля, сменяющимися друг друга по простиранию. Более того, на отдельных интервалах они выступают в скрытой форме или не выражаются вообще. При прослеживании таких зон дислокаций необходима и чаще всего применяется комплексная интерпретация данных гравиметрических и магнитометрических методов. Ли-

нейные структуры аномального магнитного поля аналогичны описанным для гравитационного поля, их совпадение в пространстве увеличивает вероятность и точность выделения зон нарушений.

Другая группа геофизических методов, используемая для выявления глубинных нарушений, выраженных в форме уступа фундамента и сопровождающихся мощными зонами неоднородности земной коры, включающими плоскости сместителей, объединяет разнообразные методы электромагнитного зондирования. Установлены следующие основные критерии выделения зон разломов этими методами:

- 1) искажение кривых зондирования над зонами разломов;
- 2) появление зон низкого кажущегося сопротивления в вертикальных разрезах и смена направления изолиний в соответствии с ориентировкой разломов;
- 3) резкое смещение опорного геоэлектрического горизонта;
- 4) увеличение значения проводимости над зонами крупных разломов, что связано с эффектом концентрации, обусловленным насыщенностью зон катаклаза минерализованными растворами.

В случае отсутствия гравитационных уступов и аномалиеобразующих масс между блоками для выявления и прослеживания скрытых глубинных разломов применяются сейсмические методы (метод ГЗС в его разных модификациях), с помощью которых возможно исследование зон их сместителей, в том числе и на глубину.

К прямым сейсмическим критериям выделения глубинных разломов относятся следующие: аномалии волнового поля, указывающие на разрезы сейсмических границ или на их аномально крутое залегание, на вертикальные контакты, на присутствие разного рода неоднородностей; различия отдельных блоков по простиранию, физическим свойствам горных пород, характеристикам сейсмических границ, по разрывам сейсмических горизонтов, изменению их мощности, числа и т. д.

В качестве косвенных сейсмических признаков глубинных нарушений рассматриваются затухание волн без последующего смещения годографов во времени, общее изменение волновой картины, быстрое изменение мощности всей коры в целом, резкое изменение ее общей расслоенности и т. д.

Все большее развитие получают сейсмологические методы изучения структуры земной коры, основанные на использовании естественных источников возбуждения волн — землетрясений.

В ряде случаев имеющиеся геологические и геофизические данные недостаточны для однозначной характеристики пространственного положения и основных параметров глубинных нарушений, прежде всего поперечных скрытых линеаментов. Использование сейсмологической информации позволяет выявить глубину их заложения, да и сам факт их присутствия. При этом имеются в виду только активные в современный этап сейсмогенные структуры, представляющие собой, по Ю.К. Щукину, зоны концентрации линейных дислока-

ций или их совокупностей, возникших в результате землетрясений. Эта характеристика отвечает представлению о зонах линеаментов.

В качестве картируемого признака такого рода структур используется параметр плотности, т. е. числа сейсмических разрывов в очаге, нормированных по площади. Установленные таким образом зоны сгущения "потока" сейсмогенных дислокаций подразделяются Ю.К. Щукиным на совпадающие с глубинными разрывами, отчетливо выраженными на поверхности; сопоставимые с положением скрытых разломов, выявленных в результате комплексной интерпретации геолого-геофизических данных; не имеющие связи с какими-либо структурами, но совпадающие с аномалиями физических полей, отражающими иные неоднородности литосферы, нежели разломы.

Пространственное положение глубинных сейсмогенных структур в целом является отражением глубинной планетарной и региональной трещиноватости, при этом возраст разломов, вовлеченных в современные движения, может находиться в широких пределах — от дорифейского до альпийского. Поэтому важно изучать сейсмогенные дислокации как в структурных целях, так и для выявления долго живущих линеаментных структур, наиболее благоприятных для концентрации месторождений полезных ископаемых.

В последнее время делаются попытки выявления тектонических нарушений на основе геотермических данных. Показано, что геотермические методы исследования достаточно чувствительны для обнаружения локальных разломов в нефтегазоносных районах, где разрывы сплошности пород служат путями миграции углеводородов. В то же время методические исследования, проведенные в зоне такого крупного современного разлома, как сдвиг Сан-Андреас, продемонстрировали полное отсутствие тепловых аномалий, связанных с зоной его сместителя.

Заканчивая обзор геофизических и геохимических методов выявления и прослеживания скрытых глубинных линеаментов, следует подчеркнуть, что строгой последовательности приемов выделения этих структур, естественно, не может быть и что достоверность выделения структурных неоднородностей земной коры возрастает при применении всего возможного комплекса геофизических методов.

Геохимические методы прослеживания скрытых линеаментов

Скрытые линеаменты представляют собой ослабленные зоны, глубоко проникающие в земную кору и верхнюю мантию. В результате этого линеаменты выполняют роль каналов, по которым происходит поступление прежде всего легкоподвижных компонентов из глубинных оболочек. Это дает возможность проследить их геохимическими методами.

Скрытые линеаменты могут быть обнаружены по различным геологическим аномалиям и в том числе по геохимическим. Особое

значение принадлежит таким подвижным элементам, как ртуть, а также различным газам. Любопытно также то, что выделяются линейные зоны, в пределах которых отдельные элементы отличаются особым изотопным составом. Это прежде всего относится к гелию и свинцу, определенные изотопные типы которых могут трассировать скрытые линейamentos.

Далее рассмотрим характер проявления в пределах линейamentos гелиевых потоков, а затем распределение в них ртути и связанные с линейamentos изотопные аномалии.

В последние годы благодаря усовершенствованию техники газового и изотопно-газового анализов перед геохимическими методами открылись новые перспективы их применения как индикаторов структур. Они базируются на данных в области газового режима Земли, основы изучения которого были заложены работами В.И. Вернадского и А.П. Виноградова. Установлено, что из недр Земли на ее поверхность и далее в космос постоянно диссипирует ряд летучих элементов: водород, гелий, литий, бор, углерод, азот, кислород, фтор, неон, натрий, сера, хлор, аргон, бром, иод, ртуть, радон [9].

В настоящее время сложились два направления использования данных геохимии газов и их изотопов как индикаторов структур. Первое связано с прослеживанием глубинных дизъюнктивных структур земной коры, по которым, собственно, и происходит разгрузка эманационных потоков. Второе направлено на установление уровня современной геотектонической активности крупных геоблоков Земли с учетом возраста их активизации.

Исследование поля гелия Земли, предпринятое в СССР главным образом коллективом ученых ВИМСа [46], основано на уникальности геохимических свойств этого элемента как инертного газа, практически не участвующего в круговороте элементов в природе, и на вертикальной миграции свободного подвижного (транзитного) гелия из глубин Земли к ее поверхности. Миграция осуществляется путем его диффузии и фильтрации в составе газа-носителя через горные породы вдоль глубинных ослабленных зон.

В настоящее время гелиевой съемкой покрыто более половины территории СССР. Анализ полученных результатов позволяет прийти к следующим выводам [46]:

- 1) поле гелия Земли характеризуется высокой контрастностью аномалий, при этом максимальные концентрации связаны с восходящими глубинными потоками этого газа, пространственно совпадающими с ослабленными зонами глубинных разломов;

- 2) аномалии концентраций гелия не связаны ни с литологией, ни с возрастом и радиоактивностью пород. Максимальный восходящий поток гелия приурочен к системам раскрытых дизъюнктивных структур, а также коррелируется с общей минерализацией, связанной с разломами;

- 3) максимальные аномалии концентраций гелия ассоциируют с разломами кристаллического фундамента и убывают в условиях чехла примерно обратно пропорционально квадрату его мощности;

4) интенсивность аномалий концентраций гелия зависит от глубины заложения разломов.

В целом же гелиевое поле Земли несет специфическую информацию о проницаемости земной коры и ее геодинамической активности, что первоначально было установлено на примере Северного Казахстана. На территории этого региона обнаружен ряд аномальных участков концентрации гелия. Системы разломов, выявленных в результате наземной геологической съемки, дешифрирования аэрофотоснимков и анализа геофизических данных без интерпретации на глубину, в целом совпадают с полем гелия. Наибольшие сгущения дизъюнктивов совпадают с зонами повышенной гелиеисотопности. Однако часть разрывов (около одной трети) такой коррелятивной связи не имеет; очевидно, что в современный этап развития региона они являются пассивными и потеряли связь с глубинами Земли.

При сопоставлении поля гелия Северного Казахстана и карты разломов фундамента, построенной по геофизическим данным (интерполяция на глубину 4–6 км), проявляется еще более тесная их связь с площадями аномальных концентраций этого газа. И, наконец, более полное соответствие поля гелия фиксируется для глубинной структуры региона, полученной в результате анализа гравитационного поля при высоте интерпретации аномалий 25–30 км, а также с системой неотектонических дислокаций. Таким образом, поле гелия Северного Казахстана отражает структуру нижней части земной коры региона на уровне базальтового слоя, современная проницаемость глубинных дизъюнктивов обуславливается не столько первоначальной тектонической переработкой пород, сколько минимальной интенсивностью их последующей цементации. Анализ картины распределения зон аномальных концентраций гелия и геофизических данных показывает, что в современный этап тектонического развития региона наибольшей активностью характеризуется диагональная система линеаментов. Аналогичная картина наблюдается и для многих других регионов СССР, что, по-видимому, можно рассматривать как указание на затухание активности и цементацию "корней" скрытых линеаментов ортогонального направления.

Отметим, что результаты гелиевой съемки имеют и прикладное значение для прогноза эндогенных месторождений полезных ископаемых. Так, на примере того же Северного Казахстана было выяснено, что поле гелия месторождений характеризуется пониженными концентрациями газа непосредственно над блоками, сложенными рудными телами и сопровождающими их гидротермально проработанными породами, и высококонтрастными положительными аномалиями (в разрезе 5–6 порядков), совпадающими с зонами трещиноватости в экзоконтактах этих жестких блоков. При этом крупным месторождениям свойственны обширные по площади аномалии с концентрациями гелия более 8 %, а для мелких они не превышают 0,01 %.

Таким образом, согласно И.Н. Яницкому и др., поле гелия отражает активную в современный этап структуру нижней части зем-

ной коры, в целом напоминающую структуру "колотого льда", а участки высокой контрастности аномалий концентраций гелия в пределах отдельных линейных зон являются косвенными признаками эндогенных рудных месторождений.

Новые возможности открылись перед гелиевой съемкой в результате совершенствования методики изотопно-газового анализа. Э.С. Матвеевой и В.П. Якуцени было установлено, что изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ изменяются в условиях Земли в чрезвычайно широких пределах. Так, для космогенного гелия это отношение примерно равно $n \cdot 3 \cdot 10^{-4}$, для радиогенного $n \cdot 10^{-8}$. В результате изотопно-гелиевой съемки ряда районов СССР обнаружилось, что величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ коррелируется с возрастом структур или же с возрастом последнего этапа дифференциации мантии. Так, для древнейших блоков, включая области байкальской активизации, это отношение опускается до $(1,94 \pm 0,38) \cdot 10^{-8}$, т.е. более всего приближается к отношению изотопов в радиогенном гелии. В герцинских структурах оно равно $1 \cdot 10^{-7}$, в зонах альпийской складчатости поднимается до $(1,59 \pm 0,75) \cdot 10^{-6}$, а в областях современной тектонической (в том числе и вулканической) активности — до $0,8 \cdot 10^{-5}$, максимально до $3,3 \cdot 10^{-5}$. Весьма характерно, что величина изотопных отношений гелия крупных геологических структур с разным временем активизации коррелируется со значениями кондуктивного теплового потока, свойственного этим регионам.

Увеличение доли легкого изотопа гелия по мере омоложения геоблоков интерпретируется как возрастание вклада ювенильной мантийной составляющей в общий поток глубинных эманаций. С этой точки зрения важно подчеркнуть, что аномалии концентраций гелия в пределах регионов достаточно древней стабилизации обеспечиваются потоком газов из недр литосферы, не сообщающихся с недифференцированной мантией, что и приводит к постепенному снижению $^3\text{He}/^4\text{He}$ до радиогенного уровня.

Определения изотопного состава гелия позволяют не только выявить обширные области различного времени тектоно-магматической активизации, но и проследить скрытые линеаменты.

Рассмотрим это на примере Кавказа. Здесь, по данным Э.С. Матвеевой и В.П. Якуцени, на фоне незначительных вариаций значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ выделяется диагональная северо-западная зона, характеризующаяся аномально высокими изотопными отношениями. Эта зона, контролирующая неоген-четвертичный вулканизм региона и имеющая, несомненно, глубокое заложение, в поверхностной структуре практически не проявлена, что еще более подчеркивает важность привлечения данных по геохимии изотопов гелия для выявления скрытых линеаментов.

Следует также отметить, что в целях определения уровня тектонической активности крупных площадных структур Земли можно использовать данные по общему газовому составу подземных вод. Так, например, для стабильных участков более характерны газы

углеводородного, азотно-гелиевого типа, и по мере возрастания степени тектонической активности состав газов изменяется до водородно-углекислого и в наиболее активных структурах до водородного типов [46]. Но использование данных по общему газовому составу подземных вод в целях выявления и прослеживания скрытых линейментов затруднено из-за малой контрастности аномалий их концентраций.

Еще один индикатор скрытых линейментов, по данным Н.А. Озеровой, — ртуть. Исследования по использованию геохимии этого элемента в тектонических целях практически только начались. По видимому, сейчас можно говорить о том, что области с повышенным эманационным потоком паров ртути структурно связаны с зонами планетарного масштаба (срединно-океанические хребты, Курило-Камчатская островная дуга, линеймент Карпинского). Можно полагать, что в пределах глобальных поясов “ртутного дыхания” разгрузка паров этого элемента происходит по отдельным локальным разломам разного ранга. По сообщению П. Бойге, в ГДР аномальные концентрации ртути, превышающие фоновые в 5 раз, фиксируются в почвах даже над неминерализованными разрывами. На Восточной Камчатке многие амагматичные разломы (преимущественно сбросы и сдвиги), не содержащие следов гидротермальной переработки, сопровождаются незначительными и непротяженными шлиховыми ареалами киновари.

Еще одна возможность геохимического прослеживания рудоконтролирующих линейментов связана с избирательной приуроченностью к ним рудопроявлений со свинцом специфического изотопного состава. Показателен пример Забайкалья. В этом регионе основные типы месторождений сосредоточены в пределах трех рудных поясов: золото-молибденового, оловянно-вольфрамового и свинцово-цинкового. Рудные пояса контролируются простираемостью толщ основания и наложенными сводовыми поднятиями. Для них характерна вытянутость в северо-восточном направлении. В то же время существенное влияние на распределение крупных месторождений оказывают и поперечные зоны скрытых разломов фундамента, например Кличкинско-Дарасунская зона, трассируемая цепочкой рудных узлов. Исследования изотопного состава свинца месторождений свинцово-цинкового и других металлогенических поясов позволили выявить их неоднородность и установить пространственную разобщенность месторождений, характеризующихся нормальными и аномально повышенными концентрациями ^{206}Pb . Свинец с аномально высоким содержанием ^{206}Pb встречается практически только в пределах Кличкинско-Дарасунской зоны линеймента и является, таким образом, одним из ее геохимических индикаторов. Перспективность использования изотопов свинца для прослеживания скрытых линейментов определяется еще и тем, что различия в изотопном составе не связаны ни с типом месторождения, ни с составом вмещающих пород.

Аналогичная закономерность была установлена У.Ф. Слоусоном и К.Ф. Остином, изучавшими зависимость между изотопным составом

свинца и геологическим строением штата Нью-Мексико (США). Ими установлено, что свинец округов Сопорро, Линкольн, Сьерра и Отеро по изотопному составу разделяется на две группы. Свинец с относительно пониженным содержанием ^{206}Pb (по терминологии У.Ф. Слоу-сона и К.Ф. Остина, "современный" свинец) локализуется в узкой линейной зоне северо-западного направления, тогда как свинец "аномальный" (с повышенными концентрациями указанного изотопа) окаймляет эту зону с обеих сторон. На основании сопоставления с особенностями геологии региона эти исследователи пришли к выводу, что линейная группа месторождений с "современным" свинцом трассирует "погребенную" линейную структуру, называемую по-разному (Зуни, Зуни-Сакраменто или Нью-Мексико — Юта), которая в современную эпоху не испытала ни вертикального, ни сдвигового перемещения.

Сравнение изотопных составов свинца Забайкалья и Нью-Мексико показывает, что в первом случае скрытые линеаменты трассируются свинцом с повышенными концентрациями радиогенного изотопа ^{206}Pb , во втором, напротив, с пониженными. Причины такого распределения изотопов свинца не ясны, поскольку пока имеется лишь небольшое число подобных примеров. Важно подчеркнуть, что в различных регионах изотопные составы свинцов — индикаторов глубинных линеаментов — могут проявляться по-разному.

Охарактеризованные выше индикаторные признаки и методы прослеживания линеаментов были рассмотрены в основном на примерах линеаментов низших таксономических рангов (региональных и субрегиональных). В самых общих проявлениях эти признаки могут быть отнесены также и к трансрегиональным и глобальным линеаментам (см. табл. 1). Последние по существу представляют собой линеаментную систему блоков. Подобным линеаментам также сопутствуют геологические аномалии, правда, высшего ранга. Так, например, с ними могут быть сопряжены "изломы" и резкие изгибы геосинклинально-складчатых систем, расчленение подвижных поясов на крупные сегменты, как это отмечается Ф. Кингом, в западной части Американского материка. Барьерная роль в отношении магматизма также присуща крупнейшим линеаментам.

4. ГЛОБАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ЛИНЕАМЕНТОВ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ПРОТОСТРУКТУРАМИ ЗЕМЛИ

Линеаменты I и II порядков имеют устойчивую ориентировку, сквозной характер (трассируются через различные тектонические области) и принадлежат к двум системам — диагональной и ортогональной. Понятие о глобальной "регматической сети разломов" было введено в 1947 г. Р. Зондером.

Связь глобальной сети с планетарными напряжениями более отчетливо выступает в полярных областях Земли. Структурная канва материка Антарктиды может характеризоваться как радиально-концентрическая (рис. 7).

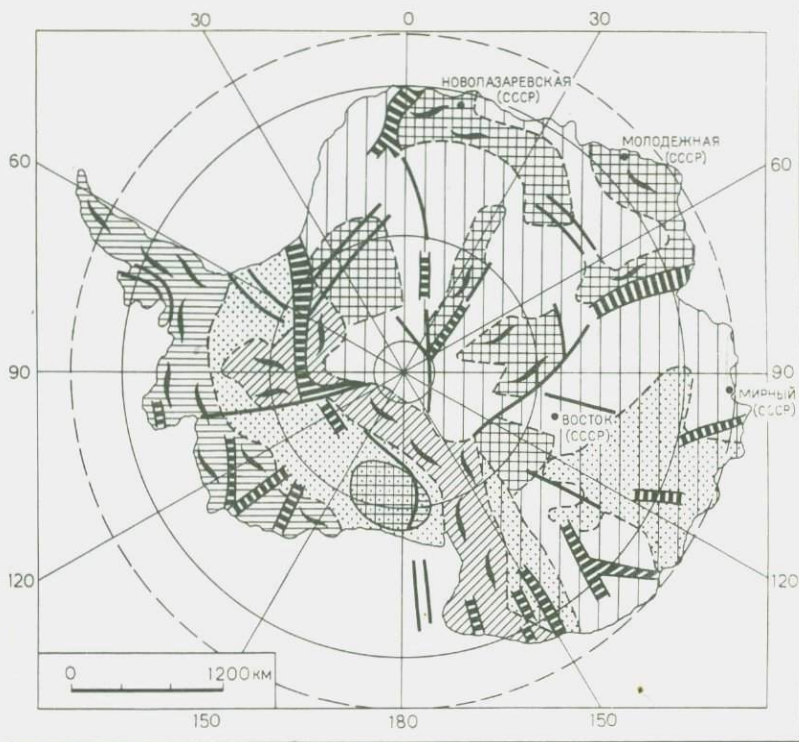


рис. 7. Тектоническая схема Антарктиды. По данным Г.Э. Грикурова и Карты тектоники докембрия континентов.

1 — Восточно-Антарктический кратон; 2 — крупные докембрийские массивы; 3 — позднедокембрийско-палеозойские складчатые системы Трансантарктических гор и гор Пенсакола-Элсуэрт; 4 — палеозойско-мезозойская Западно-Антарктическая складчатая система; 5 — позднемезозой-кайнозойские седиментационные бассейны; 6 — позднемезозой-кайнозойские рифтовые зоны; 7 — простирации структур; 8 — разломы; 9 — границы тектонических провинций и геоблоков

Подобная система свойственна свобоодообразным поднятиям, о в этом случае в качестве последнего выступает южная полярная область Земли.

Радиальные линеаменты этих областей ориентированы вдоль меридианов Земли, имеют широкое распространение во всех широтах на материках и определяют положение многих океанических валов.

Я.Р. Кутина развивает представления о регулярном размещении линеаментов, располагающихся через определенные равные расстояния и образующих правильную сеть.

Для прослеживания глобальных систем линеаментов важное значение имеют результаты гравиметрических и магнитометрических исследований; особенно это касается "закрытых" пространств древних платформ и молодых плит. Линейные системы аномалий гравитационных и магнитных полей позволяют трассировать линеаменты и в тех условиях, когда затруднено их прослеживание обычными геологическими и геоморфологическими методами. Интерпретацию аномалий регионального гравитационного поля с позиций линеаментной тектоники для западной половины территории СССР провела Г.И. Мартынова. Она выделила сквозные широкие зоны гравитационных аномалий меридиональной и диагональной систем. Широтные линеаменты на ее схеме отсутствуют. При этом отмечаются прямолинейность и большая протяженность "зон напряжений", их дискордантность по отношению к разнородным геологическим регионам, независимость простираения от геологического строения и развития пересекаемых участков земной коры и четкую ориентированность по отношению к географическим координатам. Эти особенности рассматриваются как свидетельство планетарного характера сети, единства и постоянства действия причин, ее вызывающих. Г.И. Мартынова выделяет "мертвые", или "вихревые", зоны, через которые не прослеживаются линейные системы гравитационных аномалий, а как бы затухают в них. Интересно, что "мертвые" зоны имеют овальные и круглые формы и внутри них местами намечаются концентрические (цирковые, вихревые) дислокации. Они соответствуют сводовым поднятиям на платформе (Воронежское, Токмовское, Волго-Уральское). Зоны планетарной трещиноватости как бы огибают эти своды.

Исследования А.А. Борисова явились дальнейшим развитием линеаментного подхода к интерпретации региональных геофизических материалов с широким привлечением геологических данных. Им составлена схема линеаментов для всей территории СССР (рис. 8). Надо отметить, что на схемах А.А. Борисова и Г.И. Мартыновой слабо выражены линеаменты и зоны напряжений северо-восточного и широтного простирааний. Напротив, меридиональные и северо-западные прослеживаются наиболее отчетливо. Что же касается отсутствия широтных линеаментов, то это, вероятно, объясняется расположением центральной части СССР в средних широтах в основном за пределами "критических" параллелей ($30-40$ и 60° , по Стовасу).

В системе меридиональных линеаментов, которые выделяет А.А. Борисов на территории СССР, некоторые относятся к рангу глобальных и протягиваются далеко за его пределы [4]. Так, Одеско-Петрозаводский линеамент (32-й меридиан) уходит далеко на юг, пересекая Анатолию, Средиземное море и весь Африканский континент. К нему приурочен пояс Восточно-Африканских грабенов, развитие которых прослеживается от докембрия. Линеамент хорошо трассируется и меридиональной зоной, с которой связана долина

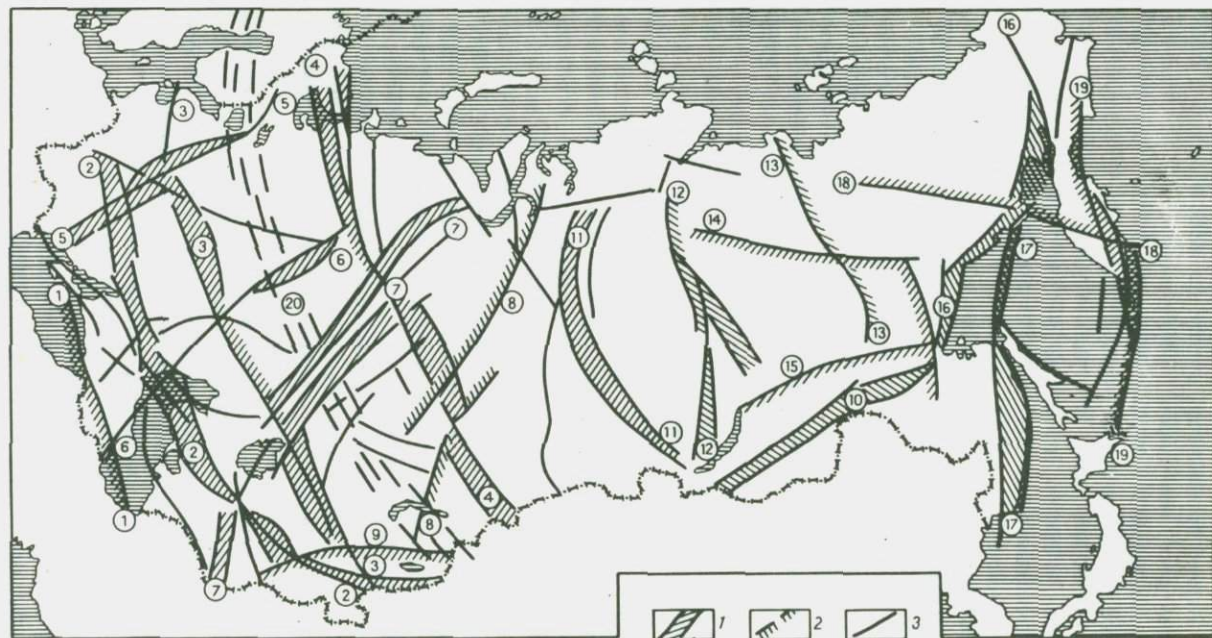


Рис. 8. Схема линеаментов территории СССР. По А.А. Борисову и др.

1 — звенья линеаментов; 2 — предполагаемые связки звеньев линеаментов; 3 — некоторые наиболее значимые пояса разломов. Линеаменты (цифры на схеме): 1 — Черноморско-Южно-Каспийский, 2 — Сарматско-Туранский, 3 — Эстонско-Кызылкумский, 4 — Кольско-Зайсанский, 5 — Одесско-Петрозаводский, 6 — Сыктывкаро-Шемахинский ("линия Архангельского"), 7 — Урало-Оманский, 8 — Гыдано-Омский — Центрально-Казахстанский, 9 — Перитяньшаньский, 10 — Монголо-Охотский, 11 — Турухано-Енисейско-Саянский, 12 — Ессейско-Иркутский, 13 — Предверхоянский, 14 — Анабаро-Верхоянский, 15 — Байкальско-Алданский, 16 — Охотско-Чукотский, 17 — Сихотэ-Алинско-Чукотский, 18 — Колымско-Камчатский, 19 — Курило-Камчатский, 20 — Норвежско-Китайский (данные авторов)

р. Нила. Глобальные линеаменты — Урало-Оманский, Гыдано-Центрально-Казахстанский и Енисейско-Иркутский. Влияние первого из них, по В.Е. Хаину, проявляется вплоть до Мозамбикского пролива. Второй, как уже отмечалось, прослеживается до архипелага Чагос в Индийском океане (70—72-й меридианы). Он включает целую серию разновозрастных геологических структур — Уренгойско-Колтогровскую рифтовую зону, Центрально-Казахстанский разлом, Камбейский грабен и др.; в его состав входит и Индо-Памирская меридиональная тектоническая зона Б.А. Петрушевского. Енисейско-Иркутский линеамент (100—102-й меридианы) протягивается от устья р. Хатанги до Индокитая, отражается на всем протяжении в структурах фундамента Сибирской платформы и складчатых областей и контролирует ареалы магматизма. Е.А. Радкевич [28] полагает, что линеамент продолжается на юге в структурах Малаккского полуострова и островов Индонезии. В северном направлении этот линеамент, по М.В. Ставосу, продолжается под водами Северного Ледовитого океана к полюсу. Между Гыдано-Центрально-Казахстанским и Енисейско-Иркутским линеаментами А.А. Борисов выделяет крупный пояс разломов, идущий из низовьев Енисея на юг вдоль 90-го меридиана. Характерно, что на его южном продолжении, в Индийском океане, находится меридиональный Восточно-Индийский хребет. Вероятно, пояс разломов и хребет входят в состав единого глобального линеамента. Б.А. Петрушевский предполагал существование восточнее полуострова Индостан меридиональной тектонической зоны, аналогичной Индо-Памирской, которая приурочена к полосе того же меридиана. Еще более грандиозной структурой, не выделенной на схеме А.А. Борисова, является Тасмано-Ломоносовский суперлинеамент, который проходит вдоль 140-го меридиана. Е.А. Радкевич [28] полагает, что меридиональная тектоническая зона хребта Ломоносова продолжается в Атлантическом океане, а Н.А. Шило и Ю.Я. Ващилов считают, что суперлинеамент простирается через Новую Гвинею, вдоль восточного побережья Австралии, до 50° ю. ш. Протяженность этого глобального линеамента, таким образом, превышает 20000 км при ширине 300—500 км. К категории глобальных линеаментов относится структура Императорского хребта (170-й меридиан), который включает зону поднятия Ширшова и относится Ю.М. Пуцаровским к системе линейных зон глубинной проницаемости.

В Центральной и Западной Европе М.А. Фаворская и И.Н. Томсон [7] намечают крупные меридиональные рудоконцентрирующие линеаменты, которые в южном направлении уходят в пределы Африканского материка. Позже, в 1976 г., Ю.А. Лейе, В.В. Науменко и др., суммировав известные данные, выделили в Европе девять меридиональных регматических рудоконцентрирующих линеаментов, которые отстоят друг от друга на 5 и 10°. Исследователи, изучающие европейскую линеаментную тектонику, не выделяют широтных линеаментов. Это, вероятно, объясняется расположением территории Европы в средних широтах, между критическими параллелями.

В системе северо-западных линеаментов Евразии значительный интерес представляют пять общих для Евразии глобальных линеаментов — Черноморско-Южно-Каспийский, Сарматско-Туранский, Эстонско-Кызылкумский, Кольско-Зайсанский и Турухано-Енисейско-Саянский с Пай-Хойским продолжением (см. рис. 8). В полосе средних широт они имеют азимут простирания $295-310^\circ$. Нетрудно видеть, что эти линеаменты хорошо увязываются с геологическими структурами Восточной Европы и Азии. Сарматско-Туранский линеамент включает известную линию Карпинского (структуры Днепровско-Донбасско-Сальской впадины и Мангышлака) и далее на юго-восток структуры увала Карабаур и Южного Тянь-Шаня. Крупными структурными элементами трассируются и остальные линеаменты, которые также прослеживаются за пределы территории СССР. С Эстонско-Кызылкумским и Кольско-Зайсанским линеаментами на Восточно-Европейской платформе связаны соответственно Пачелмский и Двинский, Корецко-Лешуконский и Тиманский авлакогены, а в пределах Западно-Сибирской плиты и складчатых структурах Казахстана и Киргизии — протяженные зоны северо-западных разломов. Пай-Хой-Енисейско-Саянский линеамент включает зону Восточно-Саянского разлома и поперечные зоны скрытых разломов фундамента Восточной Монголии, которые протягиваются в виде единой структуры далее на юго-восток до Корейского полуострова.

Принципиально важная геоструктурная особенность этих трех линеаментов — их секущее положение по отношению к Уральской складчатой области и ее южному продолжению. А.А. Борисов предполагает, что субмеридиональные гравитационные аномалии Урала, отражающие герцинскую структуру, пересекают преимущественно северо-западные, и отчасти северо-восточные зоны аномалий, которые отражают более древний структурный план. Они определяются поперечными поднятиями, осложняющими складчатый пояс Урала. А.А. Борисов приходит к выводу, что существуют геофизические аномальные системы, общие для Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Проблему поперечной структурной зональности Южного Урала в связи с рудоносностью рассмотрел И.Н. Мамаев. Основываясь на большом числе геолого-структурных и геофизических признаков, он выделил на Южном Урале восемь линейных тектонических структур северо-западного простирания, которые отражают в верхних горизонтах земной коры унаследованные конседиментационные ступени, ограничивающие блоки фундамента. И.Н. Мамаев относит северо-западные поперечные скрытые разломы Южного Урала к типу рудоконцентрирующих для различных типов эндогенного оруденения.

Широтные структурные направления на территории СССР и южной части Азиатского материка проявлены неравномерно. Протяженные линеаменты приурочены главным образом к зонам критических широт. Один из крупнейших линеаментов широтной системы, по Д.П. Резвому, простирается от Большого и Малого Балханов через

Гиссарский хребет, южное подножие Тянь-Шаня, северные окраины Китайской платформы до южных районов Приморья. На западном продолжении этого глобального линеамента располагается Малоазиатская широтная зона разломов, которая протягивается из низовьев р. Куры до Анкары. В Центральной Азии широтную ориентировку имеет полоса платформенных массивов — Таримского, Бейшаньского и Алашаньского, а также палеозойская складчатая система Куньлуня. Ли Сыгуан в 1957 г. писал о широтных сдвигах, характерных для Азиатского континента. Они проявляются в широтных зонах скрытых разломов фундамента Приморья, которые были установлены в 1956 г. Е.А. Радкевич, И.Н. Томсоном и Н.В. Горловым. Серию широтных "крупных трансконтинентальных поясовых зон" в Центральной и Южной Азии выделяют М.А. Фаворская, И.К. Волчанская и Е.А. Сапожникова. Вполне вероятно, что отражением этой планетарной системы широтных суперлинеаментов являются и восточно-тихоокеанские разломы Мендосино, Пайонира, Моррей, Молокаи, Клариона, Клиппертон; протяженность некоторых из них превышает 8000 км.

Вторая полоса широтных линеаментов на Азиатском материке тяготеет к высоким широтам. Наиболее четко они проявлены в северо-восточной его части. Один из таких линеаментов — Транссибирская поперечная дислокация, выделенная В.И. Драгуновым, которая вызывает крупные осложнения в разновозрастных и разнотипных геоструктурах Сибири, происходящих в полосе, ограниченной 61—62-й параллелями.

Следующая система евроазиатских линеаментов северо-восточного простирания ранее в литературе освещалась лишь фрагментарно. Авторы сочли возможным выделить пять крупных поясов линеаментов — Таймыро-Восточноевропейский, Западносибирско-Кавказский, Восточносибирско-Среднеазиатский, Индигиро-Забайкальский и Восточноазиатский. Три последних были выделены в процессе изучения линеamentных структур Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.

Одна из наиболее крупных глобальных систем северо-восточных линеаментов Евразии — Восточно-Азиатская — протягивается вдоль северо-западного побережья Тихого океана от Чукотки до Индокитая, Малайзии и северных островов Индонезии и Филиппин. Линеаменты, входящие в Восточно-Азиатскую систему, пересекают восточные районы Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, Камчатку, Приморье, Сахалин, КНДР, Японские острова, восточные районы КНР, Индокитай и впадины окраинных морей. Они определяют главные особенности геологического строения и развития приокеанской части западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса.

На материке Северной Америки, по данным Э. Латрама и Р. Рейнольдса, выделяются преимущественно линеаменты диагональной системы. Линеаменты этого направления хорошо выдержаны на больших расстояниях. В то же время Э. Латрам и Р. Рейнольдс выделяют и серию коротких широтных линеаментов, которые зафиксиро-

рованы в поясе Северо-Американских Кордильер. Чрезвычайно характерно резко секущее положение по отношению к складчатым структурам Кордильер и Аляски не только северо-восточных, но и флангов северо-западных линеаментов. Эта же тенденция сохраняется и на схеме главных линеаментов территории США, представленной в 1977 г. Р. Ходсоном, где показаны также линеаменты и ортогональной системы.

Линеамент Колорадо, по данным Л. Варнера, представляет собой весьма протяженную и длительно развивавшуюся разломную структуру докембрийского заложения, разделявшую области с различным временем их консолидации. Линеамент Колорадо, по оценке С. Датча, имеет ширину 160 км и протяженность с юго-востока на северо-запад из района Большого Каньона до штата Миннесоты 2700 км.

Линеаменты Юкон-Поркьюпайн, Брюин-Клондайк, Стикин и Кинг-Атабаска были выделены В.И. Бергером и М.И. Ициксоном. Они представляют собой весьма протяженные линейные зоны скрытых разломов фундамента древнейшего докембрийского заложения, которые разделяют структуру Кордильер на ряд дифференцированных блоков.

Многие американские исследователи отводят северо-восточным линеаментам Северной Америки большую роль в локализации оруденения, увязывая с ними рудные пояса.

В начале 70-х годов анализ линеаментной тектоники Северной Америки был проведен И.Н. Томсоном, М.А. Фаворской и др. [7]. Основываясь на работах А. Ирдли, Ф. Кинга, Я. Кутины, А. Хейла и др., авторы главное внимание уделили широтным и меридиональным линеаментам, придавая им рудоконцентрирующее и магмоконтролирующее значение. Диагональным линеаментам отводилась второстепенная роль. По данным И.К. Волчанской и М.А. Фаворской, на территории Аляски и Канады выделяются широтные трансконтинентальные пояса линеаментов разной ширины, приуроченные к интервалам широт 53–54, 58–59, 60–62, 64–66°. Южнее, на территории США, И.Н. Томсон выделяет пять секущих зон широтных линеаментов. Наиболее северная из них — зона глубинных нарушений Льюис и Кларк, расположенная между параллелями 46 и 50°. Южнее расположены зоны 42–44, 40, 37–38, 34-й параллелей. Некоторые из этих линеаментов И.Н. Томсон увязывает с крупнейшими разломами дна Тихого океана — Мендосино, Пайонир, Меррей. Ширина наиболее крупных широтных линеаментов 100–200 км. Среди меридиональных линеаментов И.Н. Томсон, М.А. Фаворская и др. выделяют, со ссылкой на Я. Кутину, зоны 150–152-го (Анкоридж — Прадхо-Бей), 136–137, 124–125, 114–115, 106, 97, 81-го (система Маттагами-Ривер), 79-го (палеолинеамент Гудзонова залива) меридианов. Меридиональные линеаменты на континенте, по И.Н. Томсону, проявлялись с докембрия. По масштабам североамериканские линеаменты ортогональной системы можно отнести к классу трансрегиональных и глобальных.



Рис. 9. Схема структурного плана Земли для раннего докембрия.

1 — области с меридиональным простираем толщ; 2 — области и зоны с широтным простираем толщ; 3 — области и зоны с диагональным простираем толщ; 4 — области структурных овалов; 5 — протолинеamentные зоны

Сделанный обзор дает представление о существовании устойчивой глобальной сети линеamentов, связанной с географическими координатами планеты. Такой же вывод сделали авторы карты линейных и кольцевых структур территории СССР на основе материалов дешифрирования космических снимков [13]. Здесь также четко различаются граничные и секущие разломы. Последние авторы называют линеamentами. Очевидна неравномерность развития в пространстве разных систем линеamentов. Это прежде всего касается широтных линеamentов, тяготеющих к критическим параллелям планеты. С другой стороны, отмечается более устойчивое распространение меридиональной системы как на континентах, так и в океанах. Эти особенности и независимый характер глобальной трещиноватости от очертаний областей различного тектонического строения позволяют сделать вывод о планетарном характере причин, ее вызывающих, и устойчивом действии этих причин во времени. М.В. Ставос, Г.И. Мартынова, Г.Н. Каттерфельд и др. допускают ротационную природу образования сети глобальных линеamentов, поскольку напряжения были ориентированы в соответствии с осью вращения Земли. С.С. Шульц выдвигает также гипотезу о глубинных эндогенных причинах возникновения глобальных линеamentов. Истина, вероятно, находится в сочетании этих двух причин.

Представляет интерес вопрос о времени заложения глобальной сети линеamentов, поскольку предполагается связь ее со структурами фундамента. Для выяснения этих соотношений была составлена схема простираем структур раннего докембрия (рис. 9). В основу схемы была положена карта тектоники докембрия континентов (гл. ред. Ю.А. Косыгин) с некоторыми дополнениями. Задача по реконструкции древнейшего структурного плана Земли затрудняется отсутствием надежных данных для обширных областей, перекрытых более молодыми толщами. Составленная схема показывает существование обширных площадей развития древних меридиональных структур, которые прерываются местами овальными областями с концентрическим внутренним планом. В приполярных областях (юг Гренландии, Антарктида) появляются обширные области развития широтных структур. Преобладающий меридиональный структурный план континента Евразии местами нарушается узкими зонами линеamentов северо-западной ориентировки. Континент Северной Америки пересекается широким поясом древних структур северо-восточной ориентировки. Отчетливо устанавливается древнее заложение радиально-концентрического структурного плана Антарктиды. Этот древний структурный план находится в полном соответствии с современным положением оси вращения Земли, которое, таким образом, может рассматриваться как унаследованное. Эти соотноше-

ния не согласуются с концепцией тектоники плит, а скорее могут быть поняты с позиций гипотезы расширяющейся Земли.

Широтные структуры помимо приполярных областей устанавливаются в виде узких поясов в зонах критических параллелей Северного полушария (40 и 60°).

Интересна также позиция "структурных овалов" — областей с замкнутым, концентрическим рисунком линий простираения толщ. Эти протоконцентрические структуры обычно располагаются вдоль диагональных линеаментов, нарушающих меридиональный структурный план континентов. Сами овалы обычно вытянуты вдоль линеаментов северо-западного простираения на севере Евразии и северо-восточного — в Америке и на юге Евразии. Интересно отметить, что овалы стали основой возникших позднее щитов, древних платформ, срединных массивов или просто "жестких" глыб.

Таким образом, "исходный" структурный план Земли отличался большей простотой и преобладанием структур меридионального простираения. Можно полагать, что в последующие эпохи возникли дополнительные диагональные, а также широтные линеаменты, затушевывая первоначальное преобладание меридионального структурного плана. Как отмечает В.В. Белоусов, рифейские комплексы уже контролируются преимущественно диагональными зонами диастрофизма [3]. Если структуры земной коры частично утратили элементы протоструктурного плана Земли, то в системах линеаментов он сохранился в гораздо большей степени.

5. РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАДИАЛЬНО-КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ И ИХ СВЯЗЬ С КРАТОНАМИ

Помимо глобальных систем разломов, охватывающих весь земной шар, в закономерные системы группируются разломы крупнейших кратонов Земли. Их можно рассматривать как региональные радиально-концентрические системы, образующие самостоятельный класс деформаций литосферы. Пояса разломов, входящие в состав таких систем, принадлежат к внутренним дизъюнктивным дислокациям кратонов. Кратоны часто имеют изометричную и даже округлую форму. Области кратонов были заложены еще на ранней стадии развития Земли и отличаются внутренним концентрическим рисунком линий простираений толщ. Связанные с ними разломы или играют граничную роль, или контролируют положение радиальных и концентрически ориентированных авлакогенов, прогибов и валообразных поднятий.

Подобное совпадение более отчетливо выражено в пределах Антарктического континента. Впервые идею о существовании в Антарктиде геологических структур, ориентированных радиально или концентрически по отношению к Южному полюсу, выдвинул П.С. Воронин. Он отмечал радиально-концентрическое расположение глыбовых гор и впадин на континенте и в прилегающих районах океана.

Радиальные (субмеридиональные) элементы внутреннего строения мегаструктуры Антарктиды прежде всего отражаются в расчленении Восточно-Антарктического кратона на три геоблока треугольной формы, вершины которых сходятся несколько в стороне от Южного полюса в восточном полушарии. В центральном, наиболее приподнятом геоблоке меридиональную ориентировку имеют крупные докембрийские массивы гор Гамбурцева и Принс-Чарльз. Меридиональной структурой является и докембрийско-раннепалеозойская складчатая система Трансантарктических гор в той части, которая тяготеет к 160° в. д. Вероятно, аналогичными радиальными разломами контролируется позднедокембрийско-палеозойская складчатая зона гор Элсуэрт, которая располагается на северном продолжении меридионального структурного выступа, отходящего от кратона из района Южного полюса вдоль 90-го меридиана з. д.

Концентрическая ориентировка геологических структур — характерная черта обеих частей континента. Дуговой характер по отношению к Южному полюсу имеют Западно-Антарктическая палеозой-мезозойская складчатая система и пояс позднемезозой-кайнозойских седиментационных бассейнов (морей Росса, Амундсена, Уэдделла). Аналогичный дуговой характер имеет и узкая зона мезо-кайнозойских грабенов на самом юге западной половины материка. В пределах Восточно-Антарктического кратона дуговой характер лучше всего проявлен в расположении крупных докембрийских массивов, с которыми часто совпадают области интенсивных неотектонических поднятий. В теле кратона можно выделить два дуговых пояса докембрийских массивов — внешний и внутренний. Радиально-концентрический тип строения, по данным Р.Г. Куринина, отражается и в рельефе раздела Мохоровичича.

В антиподальной части планеты, в Арктике, существует аналогичная радиально-концентрическая система линейных элементов, связанная с глобальной ортогональной системой, как это установлено П.С. Вороновым и др. Ее принципиальное отличие от Антарктики — отсутствие континентального кратона и глобальная природа системы разломов.

Сходные с Антарктической системы разломов устанавливаются для древних платформ северного полушария — Гиперборейской, Сибирской и Восточно-Европейской. Эти платформы представляют собой три главные древнейшие кратона Евразии, обрамленные кольцами геосинклинальных систем, возникающих на ранних стадиях развития Земли.

Авторы составили схему рифейской тектоники восточной части Евразии и северной части Северной Америки, используя карты тектоники докембрия континентов, в соответствии с существующими представлениями о тектоническом режиме в неогее отдельных регионов.

В рифейское время на этой территории существовали две региональные концентрические системы структур, связанные с Гипербо-

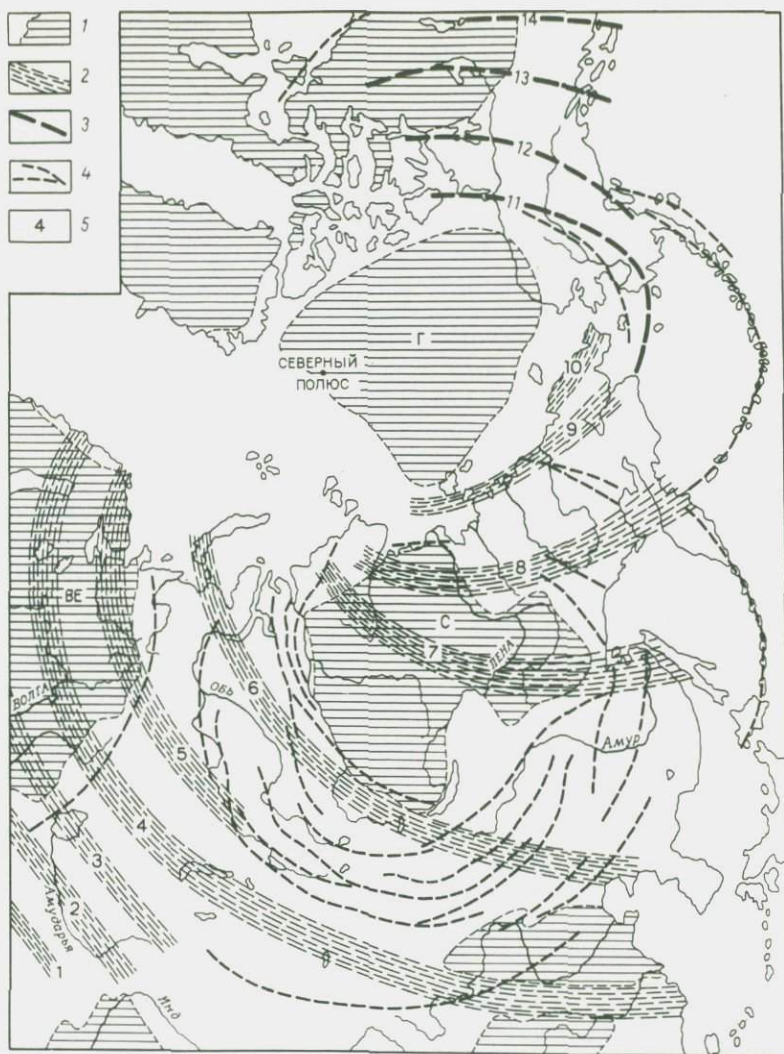


Рис. 10. Схема соотношения глобальных и региональных систем линейментов Азии и северной части Северо-Американского континента.

1 — древние платформы; 2 — зоны глобальных линейментов Евразийского материка; 3 — глобальные линейменты Северной Америки; 4 — региональные линейменты; 5 — номера глобальных линейментов: 1 — Черноморско-Копетдагский, 2 — Сарматско-Туранский, 3 — Эстонско-Кызылкумский, 4 — Норвежско-Китайский, 5 — Кольско-Зайсанский, 6 — Пай-Хой-Саянский, 7 — Котуй-Алдано-Нижнеамурский, 8 — Таймыро-Колымо-Камчатский, 9 — Ляховско-Анадырский, 10 — Чукотский, 11 — Юкон-Поркьюпайн, 12 — Брюин-Клондайк, 13 — Стикин, 14 — Кинг-Атабаска. Глобальные концентрические структуры: Г — Гиперборейская, С — Сибирская, ВЕ — Восточно-Европейская

рейской и Сибирской платформами. Гиперборейская и Сибирская концентрические системы перекрывались на северо-востоке Азии. Важно отметить, что ядра кратонов последовательно обрамлялись зонами прогибов и выступов основания, которые в общем образуют концентрически-зональные системы, охватывающие обширные области, прилегающие к кратонам.

Так, о системе дислокаций, связанных с Гиперборейской платформой, в рифее можно судить по системе прогибов, обрамляющих платформу, и по зонам периферических срединных массивов и выступов основания.

В Северо-Восточной Азии авторы использовали комплекс методов, в том числе и дешифрирование космоснимков, были выявлены линеаменты северо-западного и северо-восточного направлений, которые входят в состав глобальной диагональной системы линеаментов. Сопоставление их с известными линеаменами северных районов Северо-Американского материка позволяет сделать вывод об их взаимосвязи. Сочетание северо-восточных и северо-западных линеаментов показывает, что они принадлежат к глобальной системе, образуя в то же время единую региональную дуговую линеаментную систему, которая обрамляет площадь Гиперборейской платформы (рис. 10). Такая взаимосвязь подчеркивается также зонами разломов, выделяемых по геолого-геофизическим данным в сопредельных частях Северного Ледовитого океана (Карта разломов территории СССР и сопредельных стран). Расположение линеаментов в этом северном регионе планеты настолько взаимосвязано, что удастся проследить структуры, единые для обоих континентов. Так, выделяемый нами северо-западный Таймыро-Колымо-Камчатский линеамент на юго-восточном фланге закономерно переходит в структуру Алеутской дуги, на продолжении которой на Аляске располагается линеамент Брюин-Клондайк. Единые азиатско-американские линеаменты крупнейшими дугами обрамляют северную полярную область, в ядре которой располагалась распавшаяся Гиперборейская платформа. Тем самым они создают овальную концентрическую систему линеаментов Арктической области Земли, центр которой смещен от Северного полюса в сторону Тихого океана. Северо-западные азиатские и северо-восточные североамериканские линеаменты пространственно совмещаются с основными прогибами рифейского и более поздних этапов развития региона, контролируя тем самым чередующиеся дуговые пояса интенсивных прогибаний и поднятий. Так, Таймыро-Колымо-Камчатский линеамент совпадает с Верхояно-Колымским геосинклинальным прогибом, который существовал на протяжении почти всего неогена (исключая кайнозойскую эру). На северо-западном фланге (в пределах Сибирской платформы) с линеаментом была связана зона прогибаний, располагавшаяся между Анабарским поднятием и массивом моря Лаптевых. Сюда в девоне и карбоне проникал залив, отходящий от Верхояно-Колымского морского бассейна.

Аналогичные соотношения линеаментов и дуговых поясов прогибов и поднятий были свойственны в неогее и северу Американского континента. Следствием этой закономерности явилось совпадение простираний линеаментов региона и простираний складчатых структур мезозоид Северо-Востока СССР, с одной стороны, и Аляски и Северной Канады, с другой. И те, и другие в большинстве случаев имеют устойчивые соответственно северо-западные и северо-восточные простирания, подчиненные обрамлению Гипербореи. Концентрическая зональность вокруг Гиперборейской платформы была проявлена и в распределении разновозрастных структурно-формационных геосинклинальных комплексов. По данным С.М. Тильмана, в течение неогей от периферии концентрической мегаструктуры к ее ядру, т. е. Гиперборейской платформе, происходила закономерная смена с расширением по площади дугообразных эвгеосинклинальных и переходного типа прогибов, полными и затем редуцированными миеосинклинальными прогибами.

В мезозое здесь совмещались структурные влияния Гиперборейской и Тихоокеанской систем с преобладанием первой.

Внутри Гиперборейской дуговой системы линеаментов (в северной полярной области Земли) некоторые из меридиональных линеаментов играли роль региональных радиальных линеаментов, закономерно объединяющихся с дуговыми в единую радиально-концентрическую систему. При этом необходимо иметь в виду, что вся Гиперборейская megаконцентрическая система смещена от современной земной оси в противоположную сторону по сравнению с Антарктическим кратоном.

Другим примером региональной радиально-концентрической системы разломов являются megаконцентрические структуры Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Megаконцентрический структурный план обеих древних платформ более отчетливо проявляется при анализе ранних этапов формирования земной коры.

В рифее на территории Восточной Сибири существовали жесткое ядро Сибирской платформы, имевшее форму, близкую к изометричной, и обрамлявшие его две огромные структурные дуги: внутренняя — геосинклинальных прогибов и внешняя — выступов древнего основания, срединных массивов и внутренних поднятий (рис. 11). Внешняя дуга, в свою очередь, обрамлялась системой рифейских прогибов.

В пределах собственно Сибирской платформы, где в рифее, а затем венде накапливались платформенные осадки, существовали выступы дорифейского складчатого основания, которые также образовали два пояса — внешний и внутренний. Внешний концентрический пояс обрамлял платформу. Он концентрировался дуговыми системами разломов, которые прослеживаются от Удской губы на запад до оз. Байкал и затем вдоль долины р. Енисей до Таймыра.

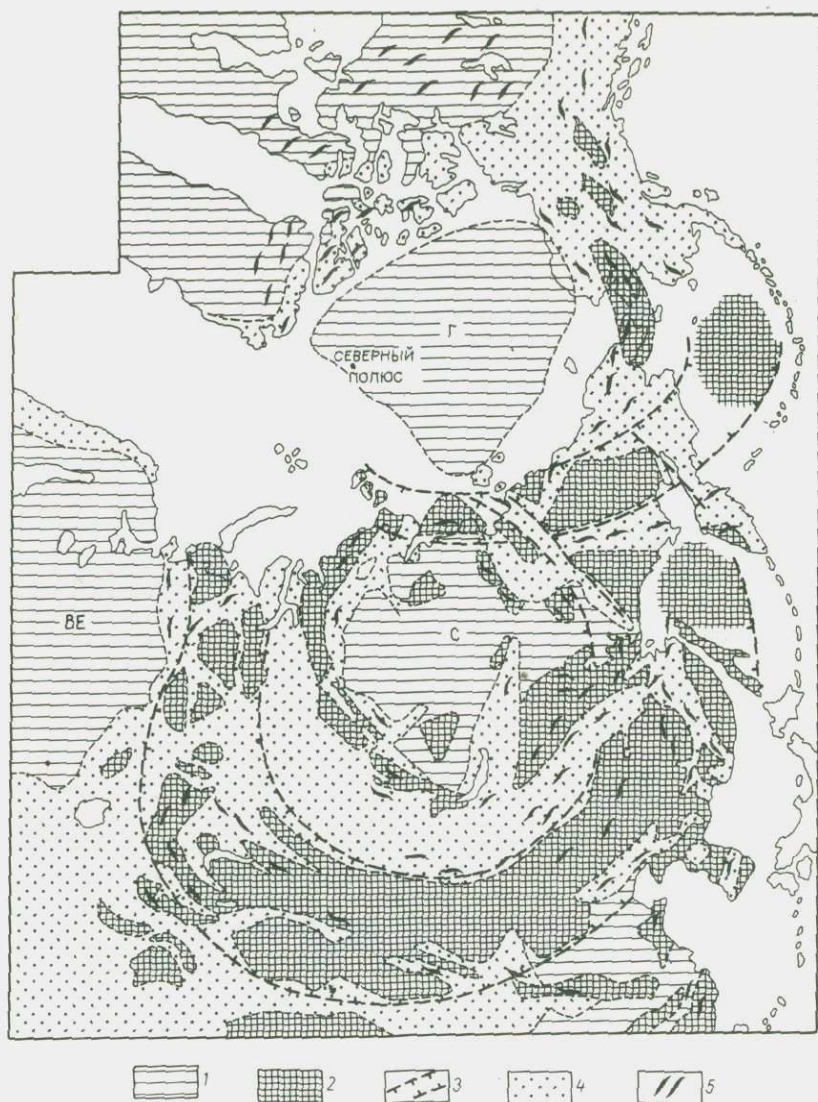


Рис. 11. Строение Сибирской (С) и Гиперборейской (Г) глобальных концентрических структур в рифее.

1 — платформы; 2 — консолидированные массивы и выступы дорифейского складчатого основания; 3 — дуговые пояса консолидированных массивов и выступов дорифейского основания; 4 — рифейские геосинклинали; 5 — простираения складок

Внутренний пояс объединял ряд выходов дорифейских пород в пределах самого тела платформы. В его состав входило и Анабарское поднятие. На юге выступы внутреннего пояса включали архей Алданского и Патомского поднятий. Прогибы венда в центре платформы образуют почти замкнутое кольцо, обрамляющее поднятия рифейских пород. Чрезвычайно характерны простираения архейских и раннепротерозойских пород в выступах внешнего кольца. Они закономерно облекают тело платформы, отражая первичную ядерную (нуклеарную) ее форму.

В пределах Сибирской платформы четко проявлена радиальная система дорифейских и рифейских разломов (см. Карту тектоники докембрия континентов, Карту разломов территории СССР и сопредельных морей, Тектоническую карту Северной Евразии). Некоторые из них контролируют положение рифейских авлакогенов, радиально вдававшихся в тело платформы.

Особое место на платформе занимала Байкало-Патомская геосинклиналь, которая протягивалась от оз. Байкал почти до низовьев р. Вилюя. Байкало-Патомский и Западно-Верхоянский рифейские прогибы могут, видимо, рассматриваться в качестве радиальных авлакогенов, перешедших в стадию геосинклинального развития благодаря высокой мобильности зоны Восточно-Сибирского линеамента.

Собственно Сибирская платформа в рифее со всех сторон обрамлялась замкнутым кольцом геосинклинальных прогибов. На западе они протягивались от Обской губы вдоль междуречья Оби и Енисея в истоки последнего, затем разворачиваясь на северо-восток через территорию МНР и Южного Забайкалья — в низовья р. Амура и далее на север через Юдомо-Майский и Сетте-Дабанский прогибы — на левобережье р. Индигирки и в бассейн р. Яны. На севере платформы рифейские прогибы проходили в шельфовой зоне морей Лаптевых и Карского. Таким образом, рифейские геосинклинальные прогибы западных районов Северо-Востока СССР заняли место в общей кольцевой системе прогибов, обрамлявших Сибирскую платформу. Кольцевая система рифейских прогибов контролировалась дугowymi разломами, которые наиболее четко проявлены сейчас в южной части кольца рифейской складчатости. К их числу относится и Монголо-Охотский шов, который в восточной части ограничивал рифейские прогибы с севера.

Таким образом, в рифее в составе Сибирской мегаконцентрической региональной структуры, имевшей в ядре жесткую изометричную глыбу платформы, существовали концентрические пояса валлообразных поднятий и прогибов, которые развивались как в теле самой платформы, так и по ее периферии, составляя с ней единое целое. Эти крупные элементы внутреннего строения мегаструктуры контролировались дугowymi и концентрическими системами разломов, которые в отличие от двух предыдущих примеров не были связаны с системами глобальных линеаментов.

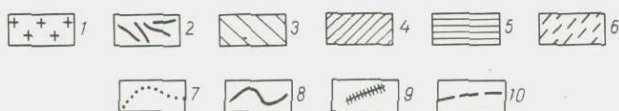
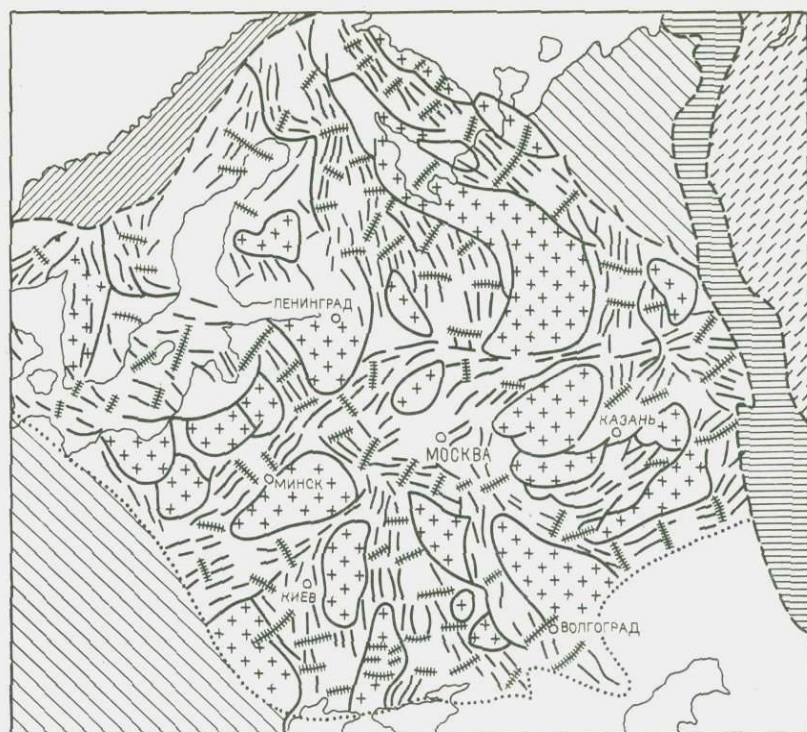


Рис. 12. Радиально-концентрическая система разломов раннепротерозойского протогеосинклинального и среднепротерозойского орогенных этапов развития Восточно-Европейской платформы. По Р.Н. Валееву.

1 — архейские протоплатформы; 2 — раннепротерозойские протогеосинклинальные системы разломов; 3 — байкалиды; 4 — каледониды; 5 — герциниды; 6 — Западно-Сибирская плита; 7 — граница Восточно-Европейской платформы; 8 — дизъюнктивные границы протоплатформ; 9 — среднепротерозойские (?) разломы; 10 — позднекаледонские и герцинские разломы

Аналогичную региональную мегаструктуру с соответствующей радиально-концентрической системой внутренних дислокаций на ранних этапах развития представляла Восточно-Европейская платформа. По данным Р.Н. Валеева, в раннем протерозое Восточно-Европейская платформа представляла собой сочетание архейских протоплатформенных массивов и протогеосинклинальных прогибов, осложненных системами сбросов (рис. 12). В пределах платформы в раннем протерозое существовали два пояса концентрации архейских

массивов — внутренний и внешний, которые были разделены прогибами, образующими отчетливо выраженную радиально-концентрическую систему. Центр последней располагается в районе г. Москвы. Радиально-концентрический элемент сохранился и в рисунке разломов, сформировавшихся в среднепротерозойский орогенный этап развития. Радиальные и концентрические разломы Восточно-Европейской платформы так же, как и Сибирской, имеют региональный характер и не связаны с планетарной системой линеаментов. Весьма своеобразной и характерной чертой большинства древних (дофанерозойских) радиальных разломов Сибирской и Восточно-Европейской платформ являются их дугообразные искривления по мере продвижения к периферии платформы. При этом искривления происходили по часовой стрелке в первом случае и против часовой стрелки во втором. Закономерное изгибание радиальных разломов Сибирской и Восточно-Европейской платформ в определенном направлении позволяет высказать предположение об их возникновении в результате ротационных вращений самих структур.

В результате таких поворотов должны были возникать сдвиговые деформации в радиальных и концентрических разломах. Вполне вероятно, что те горизонтальные сдвиги (часто со значительными амплитудами) которые фиксируются по протяженным разломам, расположенным в зоне периферии древних кратонов, возникали в связи с их поворотом вокруг своей оси.

Приведенное описание некоторых особенностей тектоники региональных мегаконцентрических структур — Антарктической, Гиперборейской, Сибирской и Восточно-Европейской — показывает, что они характеризуются одной общей чертой строения, а именно радиально-концентрическим типом внутренних дислокаций и наличием чередующихся концентрических и дуговых поясов прогибов и валообразных поднятий, которые развивались как в самом теле платформенного ядра, так и в его структурном обрамлении. Заложившись на ранней нуклеарно-линеаментной стадии развития земной коры, эта особенность, естественно, была затушевана последующей длительной эволюцией платформ.

Рассмотренные особенности строения и развития региональных систем линеаментов дают основание сделать следующие выводы.

Региональный характер и длительное поступательное развитие радиально-концентрических систем внутренних дислокаций кратонов и их структурного обрамления, достигающих в поперечнике 5—6 тыс. км, убедительно свидетельствуют об их происхождении в связи с глубинными эндогенными процессами.

Опыт изучения концентрических и сводовых структур разных порядков показывает, что им также свойственны радиально-концентрические системы внутренних дислокаций аналогичного типа. Таким образом, возникает закономерный ряд систем дизъюнктивных структур — от региональных (в масштабе кратонов) до локальных (своды и очаговые структуры), имеющие сходное внутреннее строение.

ГЛАВА II

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛИНЕАМЕНТОВ

1. СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И ПРОДОЛЬНЫЕ РУДНЫЕ ПОЯСА

Металлогеническая роль продольных разломов наиболее отчетливо проявляется в геосинклинально-складчатых поясах и островных дугах. Большое значение в определении продольной металлогенической зональности имеют краевые разломы, разграничивающие структурно-фациальные зоны геосинклиналей. Они характеризуются наибольшей магматической проницаемостью.

Наиболее характерны для эвгеосинклинальных провинций колчеданные, платиновые, хромитовые и другие месторождения. Они тяготеют к вулканогенным синклинориям и офиолитовым поясам, развитым вдоль краевых разломов. По мнению В.И. Смирнова, металлогенические зоны эвгеосинклиналей связаны с глубинными структурами типа зоны Беньофа [35]. Достаточно типична для эвгеосинклиналей асимметричная металлогеническая зональность, проявляющаяся в направленной смене меднорудных колчеданных поясов свинцово-цинковыми и т. д. Хотя металлогенические зоны имеют значительную ширину, их направленная смена часто ставится в зависимость от краевых разломов или зоны Беньофа.

В орогенных поясах и зонах тектоно-магматической активизации также весьма характерна продольная металлогеническая зональность. Она хорошо известна по представлениям С.С. Смирнова о зональности в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, а также из более детальных работ, посвященных Западной Америке и Дальнему Востоку. Как отметил Р.Х. Силлитоо, в пределах протяженного пояса на западе Америки намечается общая закономерная смена металлогенических зон по направлению в глубь континента от железорудной к медной (с золотом и молибденом) и затем к свинцово-цинково-серебряной и, наконец, к оловорудной или флюоритовой. Подобный асимметричный характер зональности объясняется с позиций тектоники плит. Как полагают Р.Х. Силлитоо и другие исследователи, океаническая кора и перекрывающие ее обогащенные металлами пелагические осадки пододвинуты под континент вдоль наклонной зоны Беньофа. В процессе парциального плавления металлы из погружающейся плиты переотлагались во флюидной фазе. При этом отмечается омоложение минерализации в восточном направлении.

Эта модель не является убедительной. Так, в пределах металлогенических зон минерализация сходного профиля проявлялась неоднократно. Оловорудные месторождения в Боливийском поясе образовались в конце триаса, миоцене, плиоцене, а медные месторождения Чилийского пояса — в юре — плиоцене. Необходимо отметить,

что зона Беньофа не прослеживается непрерывно вдоль западного побережья Мексики. Возможно, что металлогеническая зональность окраин континента связана с асимметричным строением орогена, которое в общих чертах проявляется в смене фронтальной зоны шельфа центральной вулканической и затем перивулканической и тыловой (осадочной) зонами. Таким образом, контроль металлогенических поясов зоной Беньофа в области тихоокеанских окраин Америки не является столь очевидным. Как показывает анализ материалов по Мексике, весьма важная рудоконтролирующая роль принадлежит линеаментным зонам, в том числе имеющим продольную (согласную с орогеном) ориентировку.

Металлогеническая провинция Мексики интересна тем, что в северной части ей не сопутствует зона Беньофа, тогда как южнее широты трансформного разлома Кларион последняя проявлена отчетливо. Эти условия открывают возможность сравнить металлогенические черты северной и южной частей страны с тем, чтобы оценить роль зоны Беньофа.

Структурное районирование территории Мексики проведено авторами совместно с В.И. Суминой де Портилла в масштабе 1:2000000, степень обзорности которого позволяет лучше оценить именно рудоконтролирующее значение линеаментных систем. Действительно, в более детальных масштабах на первый план выступает уже рудоконтролирующая роль других, например концентрических, структур.

Наиболее продуктивной эпохой в отношении образования эндогенного оруденения Мексики был третичный период, начиная с эоцена. Затем импульсы минерализации повторялись в олигоцене, миоцене и плиоцене. Весь этот период характеризовался континентальным развитием и широким проявлением магматизма, особенно в эффузивной форме. К третичному времени уже сформировались основные структурные зоны Мексики: платформа в восточной части страны (которая рассматривается другими исследователями как миогеосинклиналь); мезозойская эвгеосинклинальная складчатая зона на западе. Полуостров Калифорния обычно включается в мезозойскую эвгеосинклинальную зону. Однако достаточно широко проявленные метаморфические толщи, которые подразделяются на сланцевые прогибы и гранитизированные кратоны, судя по фациальному характеру толщ, их метаморфизму, присутствию горизонтов железистых кварцитов, можно отнести к протерозою. Значительно распространены здесь и типичные для докембрия гранито-гнейсовые купола. Все это позволяет полагать, что полуостров Калифорния — реликт докембрийского щита, подвергшегося тепловому метаморфизму и прорванному мезозойскими интрузивами. Позднее проявился третичный вулканизм. Хотя абсолютные датировки гранитов и метаморфических толщ указывают позднемезозойский возраст, сходные толщи в штате Сонора датируются 1400 млн. лет.

В пределах платформы Восточной Мексики к концу мезозоя завершилось осадконакопление. В это время замкнулась эвгеосинк-

линаль западного побережья. Весь третичный период Мексика развивалась как консолидированная континентальная область, подвергшаяся тектоно-магматической активизации. За исключением специфических месторождений докембрия, стратиформных месторождений позднего мезозоя, главная масса гидротермального оруденения образовалась в три последовательные этапа в кайнозое. Это были этапы тектоно-магматической активизации, выразившейся в орогенезе, сопровождавшемся магматизмом. В ранний этап активизации в эоцене широко проявились вулканические процессы и внедрились интрузивные тела повышенной щелочности, которые сопровождались медно-порфировым оруденением. Позднее, в олигоцене и миоцене, процессы интенсивного континентального вулканизма привели к образованию вулканического пояса Западная Сьерра-Мадре. Это был период образования золото-серебряного оруденения. Эти месторождения так же, как более ранние медно-порфировые, располагаются в вулканическом поясе на западе страны. В олигоцене и миоцене происходило образование также и серебряно-полиметаллических месторождений, которые обособлены в центральной части страны, где проявились в ослабленной форме процессы вулканизма и внедрялись гипабиссальные интрузивы. Флюоритовая минерализация этого же возраста сосредоточена в пределах северо-восточной части страны и приурочена к области субщелочного магматизма.

Ниже приведен опыт структурного районирования Мексики, опирающийся на структурные элементы, оживленные в третичное время в условиях тектоно-магматической активизации. Этими элементами были линеаментные зоны и концентрические структуры.

Как уже отмечалось, при металлогенических обобщениях различного масштаба преследуются разные цели, да и сам металлогенический анализ опирается на те типы и ранги структур, которые определяются также выбранным масштабом исследований. При металлогеническом обобщении, проведенном в масштабе 1:2000000, основной объект исследования — металлогенические пояса, которые объединяют группы рудных месторождений родственных типов. В качестве основного типа рудоконтролирующих структур при этом масштабе исследований выступают на первый план системы линеаментов. Задачи металлогенических исследований в этом масштабе заключаются в выяснении структурной позиции металлогенических поясов. Помимо этого, могут быть выяснены наиболее общие закономерности размещения крупных промышленных рудных узлов и районов в пределах каждого из металлогенических поясов.

При анализе закономерностей размещения рудных месторождений Мексики авторы использовали геологическую карту Мексики масштаба 1:2000000, схему дешифрирования космических снимков того же масштаба и регистрационные схемы размещения различных месторождений.

Большинство эндогенных месторождений Мексики образовалось в орогенных условиях, которые доминировали в третичное

время. Поэтому проведенный анализ касается металлогении орогенного периода.

Орогенные условия определяют задачу структурного районирования и выбора объекта исследования. В качестве основных рудоконтролирующих структур были рассмотрены системы линеаментов. В отличие от конкретных разломов, линеаменты не всегда могут быть объектом непосредственного наблюдения и прослеживания. Они представляют собой линейные ослабленные зоны большого протяжения и различной ширины (от 5 до 20 км для низших рангов). О существовании этих дислокаций мы знаем скорее по косвенным признакам. Несмотря на скрытый характер, линеаментные зоны обычно играют более определенную и важную роль в размещении оруденения, чем хорошо прослеживаемые краевые разломы. Группировка месторождений в линейные пояса и зоны является одной из самых важных металлогенических закономерностей. Причем эта закономерность определяется именно линеаментными зонами.

В выбранном масштабе этот анализ будет касаться в первую очередь влияния систем линеаментов на размещение металлогенических поясов. Приуроченные к ним группы рудных формаций характеризуются общими законами структурного контроля, преемственностью в минеральном составе и взаимопереходами через промежуточные типы, совмещением в пределах единых рудных узлов и районов, где месторождения разных типов располагаются зонально по отношению друг к другу.

Группы взаимосвязанных рудных формаций могут быть положены в основу выделения третичных металлогенических поясов Мексики.

Специально была проведена реконструкция систем линеаментов. При этом мы опирались на определенные критерии и методы. Последние могут отчетливо документироваться по структурным, фациальным аномалиям, по поясовым группировкам магматических тел, ступеням геофизических полей, линейным дислокациям, выраженным в современном рельефе.

Новые возможности для документации линеаментных зон появились благодаря интерпретации космических снимков. По существу этот путь позволяет составить предварительную схему линеаментов, которую затем следует проверить, привлекая отдельные из перечисленных выше признаков.

В качестве основы была использована схема дешифрирования тектонических элементов Мексики, выполненная в 1975 г. доктором Ф. Пенья. Им выделены отдельные линии разломов и кольцевые линии. Выявленные на снимке разломы имеют ограниченное протяжение до первых десятков километров. Полученная в результате полного дешифрирования космического снимка схема испещрена линиями конкретных разломов, ориентированных в различных направлениях, а также кольцевых трещин с размерами в диаметре редко более 50—70 км.

На основе этой схемы дешифрирования линеаментные зоны выделялись по следующим признакам. Это прежде всего группировки конкретных разломов в протяженные пояса; зоны аномалий в поле разломов, которые выражены в искривлении и "преломлении" разломов в определенной зоне; группировки диагональных и даже поперечных разломов в отдельных линейных поясах. Оконтуривание по перечисленным признакам линеаментных зон приводит к выделению как протяженных линейных дислокаций, так и кольцевых линеаментов с диаметром более 100 км.

Проведенное оконтуривание линеаментов позволило в конечном счете видеть шесть их систем, причем три продольные системы северо-западного простирания образуют радиально расходящийся веер. В южной части страны выделяются широтные системы линеаментов. Линеаменты северо-восточного и других направлений не образуют четкие системы, но их роль в размещении оруденения также представляется важной и своеобразной. Было намечено также значительное число кольцевых линеаментов, которые обычно группируются в цепи вдоль намеченных поясов линеаментов. Таким образом, устанавливается соподчиненность двух типов структур, т. е. подчиненный характер крупных концентрических структур линеаментным поясам.

Кратко охарактеризуем выделенные линеаментные зоны (рис. 13).

1. Прибрежная система линеаментов прослеживается вдоль побережья Калифорнийского залива. В ее основе весьма протяженный линеамент северо-западного простирания, который образует единую систему с подходящими к нему со стороны северо-восточного крыла подчиненными линеаментами. Последние прослеживаются параллельно главному линеаменту, но затем они изгибаются в юго-восточном направлении в сторону главной зоны и соединяются с ней. Со стороны юго-западного блока также имеются апофизы, но только севернее 27° с. ш.

Вдоль осевого линеамента прослеживается валообразное поднятие, в пределах которого из-под континентальных кластических отложений и олигоцен-плиоценовых вулканитов вскрываются выходы более древних пород. На севере в пределах штата Соноры это валообразное поднятие прослеживается непрерывно, и здесь вскрываются мезозойские гранитоиды. Южнее широты Мазатлана вдоль главного линеамента проходит граница вулканического пояса Западная Сьерра-Мадре.

Вдоль отдельных линеаментов — апофиз в южной части Прибрежной системы распространяется пояс неогеновых вулканитов и кайнозойских интрузивов. Последние концентрируются в клиновидных блоках на смыкании линеаментов и их апофиз.

Апофизы со стороны юго-западного блока (от главного линеамента) выступают как современные валообразные поднятия основания, выходящие на поверхность из-под четвертичных толщ. Своеобразный рисунок линеаментов и апофиз дает возможность охарактеризовать их как систему диагонально-перистую.

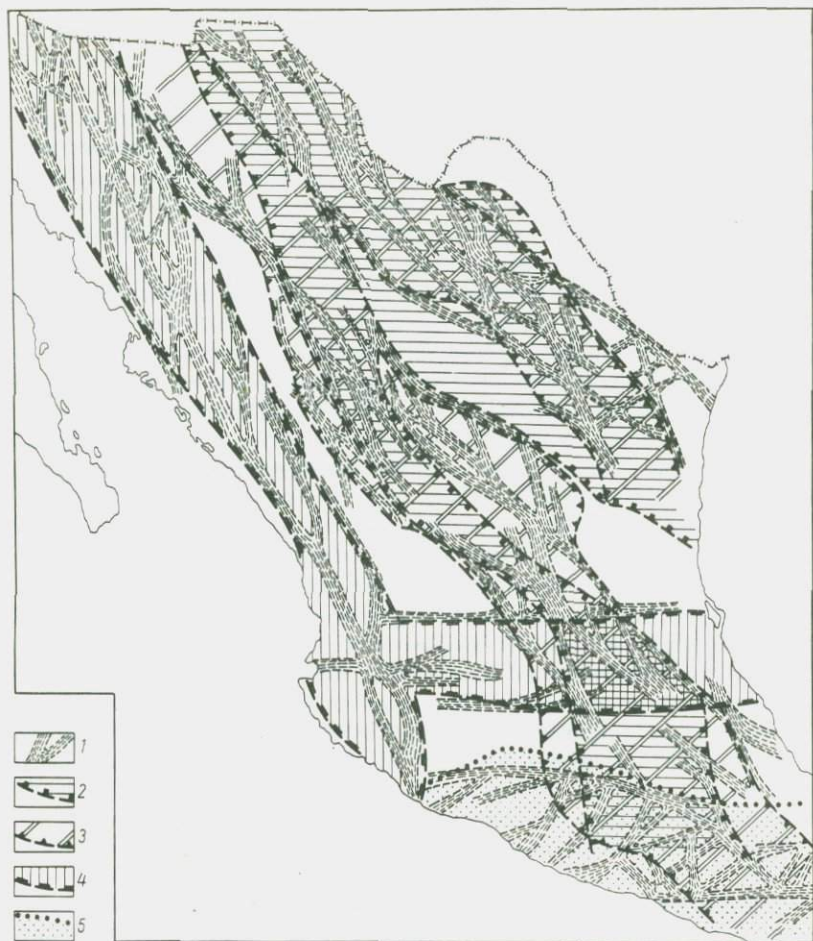


Рис. 13. Схема линеаментных систем и металлогенических поясов Мексики.

1 — линеаменты; пояса: 2 — флюорит-баритовые; 3 — серебряно-полиметаллические; 4 — медно-золото-серебряные; 5 — медно-железорудные

2. Центральномексиканская диагональная система линеаментов. Эта крупная система пересекает по диагонали практически всю страну. Она складывается линеаментами северо-западного простирания и как бы соединяющими их более короткими линеаментными зонами субмеридионального простирания. Смыкание этих взаимосвязанных линеаментов происходит резко, без плавного подворачивания, как это было отмечено для предыдущей системы. Общий рисунок, образуемый этими двумя направлениями линеаментов, может быть назван диагонально-лестничным. Он напоминает системы разломов, которые образуются при сдвигах.

На геологической карте отдельные составляющие этой системы

разломов выступают в качестве северо-восточных границ вулканического пояса Западная Сьерра-Мадре. При проникновении линейментов внутрь вулканического поля вдоль них местами прослеживаются мелкие тела кайнозойских интрузивов.

В области распространения осадочных отложений с линейментами этой системы совпадают зоны более тесно сжатых складок среди мезозойских отложений, а также антиклинали, в ядре которых вскрываются юрские толщи.

На юго-востоке вдоль основных линейментов этой системы проходят границы депрессии побережья Мексиканского залива.

Вдоль линейментов-апофиз следуют флексурообразные изгибы складок в мезозойской толще.

С юго-восточной частью всей Центрально-Мексиканской системы линейментов совпадает ареал неогеновых вулканитов, который сливается с широтным поясом вулканитов Эхи Вулканико.

3. Северо-Мексиканская диагональная система линейментов пересекает северо-восточную часть страны. Сложена параллельными линейментами западно-северо-западного простираения и двумя системами соединительных дислокаций, простирающихся в субширотном и субмеридиональном направлениях. Все они в совокупности образуют диагонально-решетчатую систему линейментов.

Неогеновый ареал магматизма субщелочного состава располагается в пределах пояса этой системы линейментов, причем его интенсивность резко возрастает к западу от меридиана 103° з. д.

Краевой северо-восточный линеймент этой системы определяет простираение складок в меловой толще, тогда как юго-западнее его складки ориентированы в северо-северо-западном направлении параллельно линейментам-апофизам. Он же в основном ограничивает ареал неогеновых вулканитов и интрузивов с северо-востока. Южная граница этой системы линейментов ступенчатая. Они как бы последовательно смещаются на юг по меридиональным коленам к северо-северо-западным. Этим направлениям следует также юго-западная граница субщелочного неогенового магматического ареала.

4. По-видимому, в качестве самостоятельной линейментной системы можно рассматривать линейменты полуострова Калифорния. Морфологически это наиболее простая система, которая складывается двумя протяженными зонами, прослеживающимися вдоль западного и восточного побережий полуострова. Линейменты-апофизы ориентированы почти перпендикулярно к основным зонам, и все вместе они образуют лестничную систему. Разломы этой системы контролируют позицию неогенового вулканического пояса полуострова Калифорния.

Помимо продольных систем линейментов можно выделить и две секущие системы широтного простираения.

5. Широтная система линейментов пояса Эхи Вулканико выражена отчетливее в западной части страны и сложена тремя параллельными широтными линейментами. Последние соединены диагональными апофизами северо-восточного простираения. Они образуют диагональ-

но-лестничную систему. Вся она в целом контролирует неогеновый вулканический пояс Эхи Вулканико, который расположен на продолжении океанского разлома Кларион.

6. Южная широтная система линеаментов прослеживается между 18 и 16° с. ш. на востоке и 19 и 17° с. ш. на западе. Она сложена основными широтными линеаментами, поперечными меридиональными линеаментами и диагональными по отношению к ним восточно-северо-восточными и северо-восточными линеаментами. Кроме того, здесь проявлена система северо-северо-западных линеаментов.

В блоке, который ограничен линеаментами этой системы, выступают толщи основания: докембрийские и палеозойские метаморфические породы и гранитоиды. Эта область явилась барьером для миоценового вулканизма, тогда как плиоценовый вулканизм проявился и здесь в отдельных ареалах. Важную роль в геологическом строении широтного блока играют линеаменты северо-северо-западного простирания, которые контролируют впадины с меловыми отложениями.

Помимо намеченных систем линеаментов на материалах дешифрирования отчетливо выделяются также отдельные линеаменты северо-восточного, широтного и меридионального направлений.

7. Линеаменты северо-восточного направления распространены особенно широко. Отдельные линеаменты прослеживаются обычно на 200 и реже на 300 км, и лишь некоторые из них пересекают всю страну. Вдоль них на отдельных интервалах следуют кайнозойские интрузивные тела, выступы пород основания, вулканические тела.

8. Широтные линеаменты выделяются так же как обособленные дислокации, не входящие в охарактеризованные выше системы. Они прослеживаются на различные расстояния (от 200 до 400 км и более). Эти линеаменты находят выражение в рельефе, контролируют флексурообразные изгибы и поперечные погружения складок в мезозойских толщах.

9. Линеаментов меридионального простирания устанавливается сравнительно немного. С ними бывают сопряжены флексурообразные изгибы складок в мезозойских толщах. Максимальной концентрации меридиональные линеаменты достигают в пределах южного широтного пояса линеаментов.

Кратко охарактеризованные линеаментные системы Мексики выделены на основе анализа материалов дешифрирования, и схему линеаментов следует рассматривать как предварительную.

При дешифрировании снимков масштаба 1:1000000 выделяются многочисленные концентрические и дуговые разломы диаметром обычно не более 100 км. Космические снимки меньших масштабов, обладающие иной обзорностью, позволяют видеть концентрические структуры больших размеров. Крупные концентрические структуры часто представляют собой сводовые поднятия. Эти наложенные структуры типичны для орогенных условий.

Концентрические структуры группируются в цепочные ряды, которые контролируются линеаментными системами. В этом случае

они могут обладать вытянутостью вдоль контролирующих линеаментов. Более отчетливо ряды концентрических структур выступают в пределах широтных систем линеаментов.

Металлогеническое районирование Мексики было проведено ранее Р. Саласом. Им были выделены продольные и секущие (широтные) металлогенические пояса. Проведенное исследование подтверждает в принципе эти выводы. Новым результатом является выделение линеаментных систем, пересекающих всю страну.

Металлогенические пояса объединяют взаимосвязанные типы оруденения (группы рудных формаций). Можно выделить следующие группы рудных формаций: 1) золото-серебряную, свинцово-цинково-золото-серебряную, медно-порфировую с золотом и молибден-порфировую; 2) силикатную марганцевую, свинцово-цинковую с минералами марганца, серебряно-свинцово-цинковую с медью, серебряную, свинцово-цинковую с сурьмой, сурьмяную, сурьмяно-ртутную, ртутную; 3) флюоритовую, флюорит-баритовую, флюорит-бериллиевую, флюорит-апатитовую, железорудно-апатитовую, целестиновую.

Таким образом, распределение этих групп взаимосвязанных типов оруденения на территории Мексики контролируется линеаментными системами, которые выступают в роли специализированных рудных "каналов".

1. Основной золото-серебряно-медный пояс четко прослеживается почти параллельно берегу Калифорнийского залива. Этот металлогенический пояс приурочен к зоне Прибрежной системы линеаментов северо-северо-западного простирания и может именоваться Прибрежным золото-серебряно-медно-порфировым поясом Мексики. Группы месторождений и рудопроявлений часто образуют цепочки северо-северо-западного простирания как вдоль основного линеамента системы, так и вдоль его апофиз, особенно в местах их сочленения с основным линеаментом. Более широкое распространение оруденение получает также в пределах концентрических структур, приуроченных к линеаментной системе.

Этот металлогенический пояс включает разнообразные и разновозрастные месторождения, которые объединены общими закономерностями размещения и геохимической близостью.

Медно-порфировые месторождения имеют эоценовый возраст и приурочены в основном к северной части пояса, где широко распространены многочисленные выходы домезозойского фундамента и секущие линеаменты северо-восточного простирания. Отдельные рудные месторождения избирательно группируются вдоль некоторых линеаментов как северо-западной, так и северо-восточной системы.

В южной части пояса среди магматических пород преобладают миоценовые вулканиты и кайнозойские интрузии. Широко развиты миоценовые золото-серебряные месторождения.

2. Ртутно-серебряно-полиметаллический пояс Мексики имеет северо-западную ориентировку и приурочен к Центрально-Мексиканской диагональной системе линеаментов. В пределах этого метал-

логенического пояса совмещены олигоценые и миоценовые месторождения сложного комплексного состава. Помимо месторождений "основного профиля" здесь распространены также марганцевые и оловорудные.

Месторождения располагаются цепочками вдоль отдельных линейных элементов системы, причем на севере наибольшей рудоносностью отличаются линейные элементы северо-восточной части системы, а южнее оруденение по диагональным линейным элементам как бы смещается в юго-западную часть пояса. В целом диагональные апофизы отличаются высокой степенью рудоносности. Другой важный рудоконтролирующий структурный элемент внутри пояса — концентрические структуры, особенно расположенные близ сочленения основных линейных элементов системы и диагональных апофизов. Крупные концентрические структуры в этом поясе контролируют зональное размещение оруденения. Ими, в частности, контролируются дугообразные оловоносные и марганценовые пояса. Следует добавить, что с полиметаллическим поясом совпадает дополнительный пояс флюоритовых месторождений, которые, видимо, тесно связаны по происхождению с полиметаллическими рудами.

3. Флюорито-баритовый пояс Мексики контролируется Северо-Мексиканской диагональной системой линейных элементов. Этот металло-генетический пояс включает помимо эндогенных флюоритовых, баритовых, целестиновых также и ряд других типов месторождений, которые связаны с магмами повышенной щелочности. Здесь расположены железорудно-апатитовые месторождения (Геркулес).

Необходимо также отметить, что этот пояс отличается по структурному положению от другого флюоритового пояса, расположенного внутри полиметаллического. Это дает основание предположить, что существуют две генетические, а возможно, и возрастные группы месторождений флюорита: флюорито-баритовая, связанная с северо-Мексиканской диагональной системой линейных элементов, и флюорито-полиметаллическая, связанная с Центрально-Мексиканской системой линейных элементов.

Самостоятельную группу образуют стратиформные месторождения барита позднемелового возраста. Они имеют совершенно иной структурный контроль и приурочены к зоне фациальных переходов от платформенных толщ к геосинклинальным на западе Мексики.

4. Второй полиметаллический пояс в значительной мере совмещен с флюорито-баритовым и контролируется той же Северо-Мексиканской системой диагональных линейных элементов.

Можно предположить, что имеются существенные возрастные и генетические различия оруденения двух полиметаллических поясов. Это в первую очередь подтверждают различия в закономерностях размещения двух групп полиметаллических месторождений.

Кроме продольных поясов выделяются секущие широтные: медно-железорудный и золото-серебряный (Эхи Вулканико). Помимо контроля специализированных поясов линейными элементами и узлы их пересечения могут определять позицию крупных рудных месторождений различного состава.

Соотношения выделенных линеаментов позволяют сделать некоторые выводы о характере структурных узлов, которые контролируют наиболее продуктивные рудные месторождения. В пределах каждого металлогенического пояса месторождения обычно располагаются цепочками вдоль основных и диагональных линеаментов системы. При этом относительно более крупные месторождения часто локализируются в местах сочленения этих линеаментов. Еще более важную роль играют пересечения рудоносных каналов северо-западного и близких к ним простираний линеаментами северо-восточного направления. Именно эти пересечения наиболее часто контролируют крупные рудные узлы в пределах основных металлогенических поясов. Помимо линеаментов северо-восточного простирания определенную роль в локализации крупных рудных объектов играют и широтные линеаменты в тех областях, где они проявлены отчетливо (зона Монтеррей-Торреон).

Другой важный структурный фактор концентрации оруденения — локальные кольцевые структуры, которые можно отнести по типу к очаговым. Последние выступают в форме кальдер или пологих купольных поднятий; обязаны они своим возникновением динамическому воздействию магм на вмещающую толщу. В тех случаях, когда очаговые структуры приурочены к узлам пересечения северо-восточных и северо-западных линеаментов, масштабы оруденения в этих узлах особенно велики. Сами очаговые структуры в некоторых случаях группируются в линейные цепи вдоль линеаментов северо-западного простирания.

В заключение отметим, что именно линеаментные системы контролируют расположение основных продольных и двух секущих металлогенических поясов Мексики. Распределение оруденения внутри поясов осуществляется уже вдоль отдельных линеаментов и концентрических структур. Выясняются также структурные закономерности концентрации оруденения, причем позицию наиболее крупных рудных объектов определяют пересечения северо-западных и северо-восточных линеаментов.

Сравнивая относительную роль зоны Беньофа и систем линеаментов в определении позиции металлогенических поясов Мексики, можно с уверенностью заявить о приоритете последних. Дело в том, что продольные металлогенические пояса прослеживаются неизменно через всю страну, тогда как зона Беньофа не продолжается севернее 20° с. ш., где она резко прерывается трансформным разломом Кларин.

2. СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И СЕКУЩИЕ РУДНЫЕ ПОЯСА

Рассматривая проблему секущих рудных поясов, остановимся на условиях их образования. Хотя эта проблема в настоящее время недостаточно ясна, широко распространено мнение о том, что их возникновение может определяться составом пород фундамента, подстилающих складчатые комплексы. В частности, образование

специализированных меднорудных и золоторудных секущих поясов связывается с присутствием эвгеосинклинальных комплексов в основании складчатых толщ. Такое объяснение выдвигается для многих поясов развития минерализации с благородными металлами или с медным оруденением, в том числе и для Северного Сихотэ-Алиня. Рудная специализация последнего резко контрастна по отношению к южной оловоносной его части. Однако этой гипотезе можно противопоставить и другую точку зрения. Она заключается в существовании специализированных глобальных и региональных линеаментов, которые пересекают области различного тектонического строения и формационного типа, но контролируют при этом рудные пояса определенной, устойчивой специализации. К этому выводу приводит анализ размещения поясов с месторождениями благородных металлов и меди на территории Евразии и Северной Америки, проведенный авторами с позиции линеаментной тектоники. Речь идет только о секущих зонах линеаментов. При этом оказывается, что специализированные зоны линеаментов, контролирующие, например, меднорудные пояса и пояса благородных металлов, накладываются как на эвгеосинклинальные, так и на миогеосинклинальные комплексы основания складчатых толщ.

Вопрос о секущих специализированных рудных поясах имеет свою историю. Идея о существовании сквозных систем разломов, пересекающих регионы с различным тектоническим строением и влияющих на размещение минерализации, в 40-х годах разрабатывалась В.И. Смирновым на примере сурьмяно-ртутного пояса Тянь-Шаня. В дальнейшем эту проблему в той или иной степени затрагивали Н.А. Шило, Е.А. Радкевич, М.И. Ициксон, С.Д. Шер, Н.А. Озерова и др. Среди зарубежных исследователей вопрос о поперечных рудных поясах в разные годы обсуждался И. Спурром, П. Вагнером, А. Таммом, В. Лендвером, Р. Шуилингом, А.К. Миккола, Я. Кутиной и др. Тем не менее до последнего времени не существовало единой концепции о секущих рудных поясах, подобной гипотезе о согласных рудных поясах. Поэтому авторы выдвигают гипотезу о существовании глобальной системы определенно ориентированных секущих поясов, которые отличаются "узкой" рудной специализацией. Это прежде всего пояса с ведущей ролью благородных металлов и меди. В сравнительном порядке кратко определим также позиции специализированных поясов иного типа — оловянно-полиметаллических.

Выделение секущих рудных поясов опирается на представления о существовании в литосфере систем диагональных линеаментов глобального и регионального рангов. В настоящее время в связи с большим объемом региональных геофизических исследований и особенно с появлением разномасштабных космических снимков стало возможным объединить часто разрозненные геологические сведения по линеаментной тектонике и выделить глобальные и региональные системы этих структур. Отправным моментом для наших выводов послужили результаты геофизических исследований А.А. Бо-

рисова, который в пределах территории СССР выделил серию линейных элементов северо-западного и субмеридионального направлений, которые были охарактеризованы в гл. 1. Большое значение для выделения специализированных глобальных и региональных линейных элементов имели также данные Г.И. Мартыновой. На основании анализа гравитационного поля она пришла к заключению о существовании в земной коре сети трещиноватости, которая рассекает разнородные геологические регионы. Сеть трещиноватости, по Г.И. Мартыновой, отличается протяженностью и четкой ориентированностью по отношению к географическим координатам Земли. Эти и другие известные данные по линейной тектонике, дополненные дешифрированием мелко-масштабных космических снимков и переинтерпретацией сведений по геологии отдельных регионов, позволили нам дополнительно выделить на территории Евразии серию глобальных диагональных линейных элементов, которые хорошо вписались в схему линейных элементов, предложенную А.А. Борисовым (см. рис. 7) [4]. Далее авторы обратили внимание на то, что к зонам некоторых глобальных и региональных линейных элементов тяготеют месторождения определенных металлов. Наиболее отчетливо эта взаимосвязь проявилась для меди, благородных металлов и оловянно-полиметаллической минерализации. В результате удалось выделить на Евразийском континенте весьма протяженные секущие рудные пояса, которые контролируются глобальными линейными элементами северо-западного и северо-восточного простираний. Секущие глобальные линейные элементы северного полушария, специализированные на медь и благородные металлы, показаны на рис. 14 и 15. Охарактеризуем выделенные секущие рудные пояса.

Излагаемые представления о специализированных линейных элементах и секущих рудных поясах опираются на особенности размещения разнотипной и разновозрастной рудной минерализации на территории СССР и некоторых зарубежных стран Восточной и Центральной Европы, США, Канады, КНР, МНР. В этих регионах впервые были выявлены планетарного ранга специализированные золотоносные медные пояса, которые отчетливо определяются глобальными линейными элементами северо-западного простирания. Проведенный анализ для Азиатского и Северо-Американского континентов показал, что такого рода специализированные рудные пояса, пересекая разновозрастные тектонические структуры, в том числе и вулканогены, определяют металлогенический профиль областей пересечения. При этом выявилась пространственная сближенность золоторудных и медных специализированных поясов, которые, как правило, сопровождают друг друга.

Анализ особенностей геологического строения восточных районов СССР проводился с широким использованием мелко-масштабных космических снимков, интерпретации геофизических материалов и результатов ранее проведенных исследований, которые позволили выделить на этой территории ряд линейных элементов северо-западного и северо-восточного простираний, находящихся закономерное место в

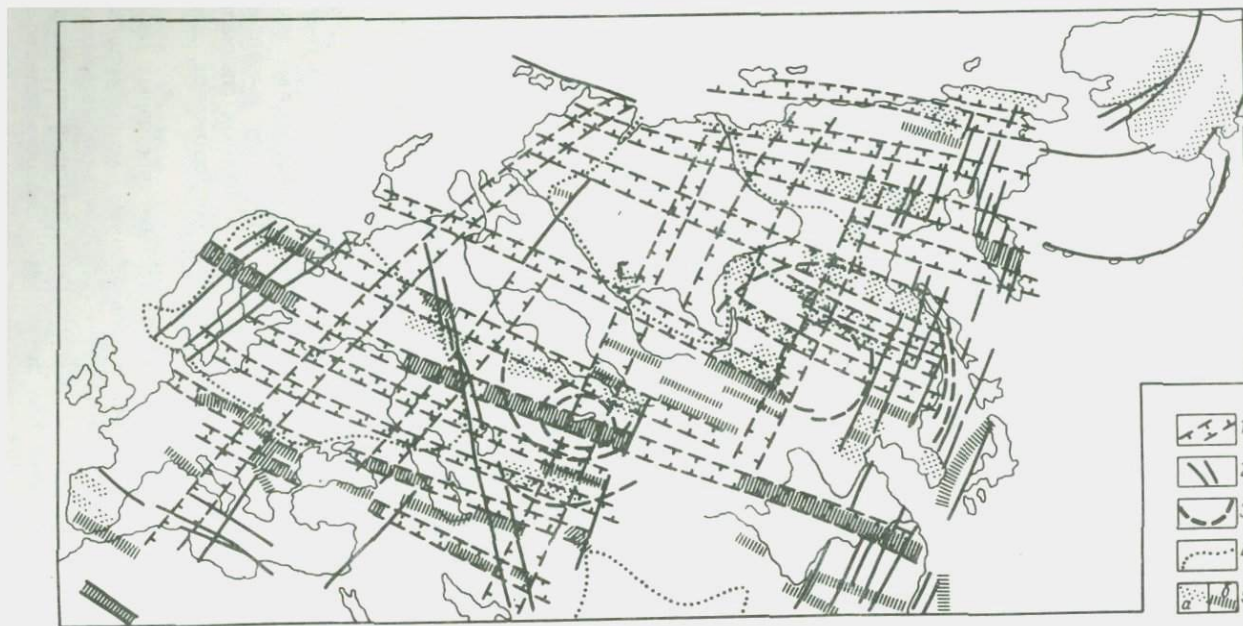


Рис. 14. Диагональная система глобальных линеаментов и секции специализированные металлогенические пояса Евразии.

1 — зоны глобальных линеаментов; 2 — региональные линеаменты; 3 — мегаконцентрические дислокации; 4 — границы платформ;
5 — секции специализированные металлогенические пояса: а — кварцево-рудные, б — меднорудные

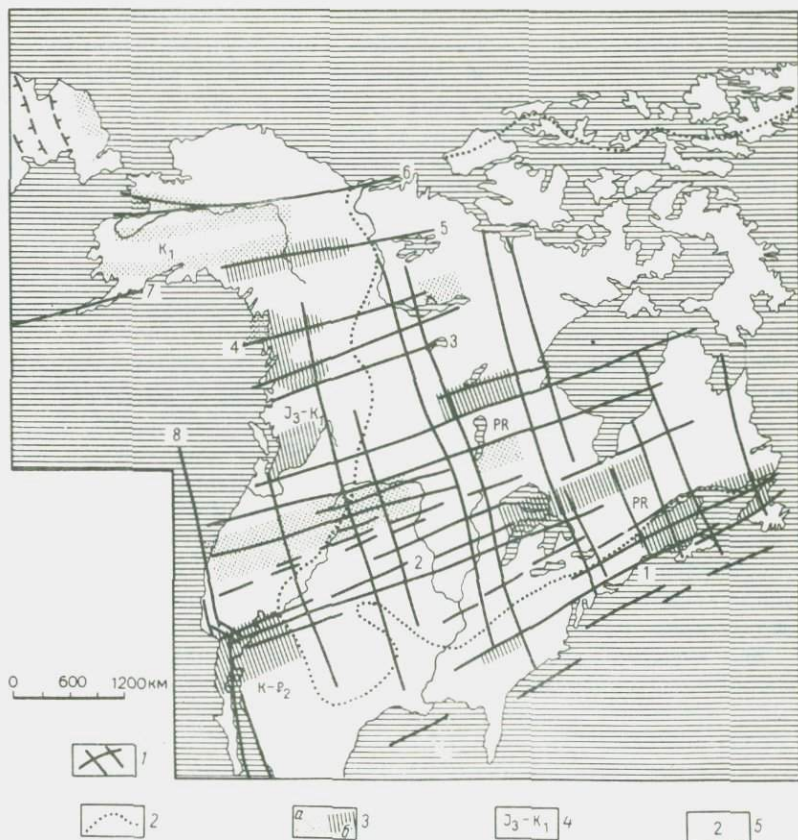


Рис. 15. Диагональная система глобальных линеаментов и секущие специализированные металлогенические пояса Северной Америки.

1 — глобальные и региональные линеаменты; 2 — граница Северо-Американской платформы; 3 — секущие специализированные металлогенические пояса: а — кварцево-рудные, б — меднорудные; 4 — возраст оруденения; 5 — номера линеаментов. Глобальные и региональные линеаменты: 1 — Бревард, 2 — Колорадо, 3 — Кинг-Атабаска, 4 — Стикин, 5 — Брюин-Клондайк, 6 — Юкон-Поркьюпайн, 7 — Алеутский, 8 — Сан-Андреас

общей системе глобальных диагональных линеаментов северного полушария.

Рассмотрим рудную специализацию линеаментов северо-западного простирания. В качестве первого примера возьмем Таймыро-Колымо-Камчатскую систему линеаментов. Она протягивается от полуострова Таймыр до Алеутских островов, пересекая различные структурно-формационные зоны Сибирской платформы, мезозоид и кайнозоид Северо-Восточной Азии [31, 32]. На Северо-Востоке СССР в состав линеамента входит Верхояно-Колымский пояс северо-западных разломов, имеющих характерное диагонально-лестничное

внутреннее строение. Время заложения зоны линеамента можно отнести к протерозою. Начиная с рифея и вплоть до позднего мезозоя линеамент контролировал положение унаследованно развивавшегося Верхояно-Колымского миегеосинклинального прогиба, который в отдельные этапы проникал как в пределы Сибирской платформы так и на территорию Камчатского полуострова. Лишь в дорифейское время, по С.М. Тильману, Верхояно-Колымская область мезозоид так же, как и Анюйско-Чукотская, отличалась типом развития, переходным от мио- к эвгеосинклинальному. В зоне Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента сконцентрирована большая часть гранитоидных массивов и даек различного состава позднеюрской — раннемировой возрастной группы.

В пределах Верхояно-Колымской зоны линеамента располагается также значительная часть проявлений благородных металлов. При этом достаточно четко проявляется площадное разобщение месторождений, принадлежащих к кварцево-рудной и силикатно-сульфидной группам формаций. Месторождения кварцево-рудной формации образуют единый рудный пояс, который протягивается в северо-западном направлении согласно с основной рудоконтролирующей Верхояно-Колымской зоной линеамента. Хотя кварцево-рудный пояс в Верхояно-Колымском регионе и занимает согласное положение по отношению к мезозойским складкам, он приурочен к зоне секущего Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента. Верхояно-Колымский кварцево-рудный пояс имеет в плане форму удлиненной трапеции, основание которой приходится на районы правобережья р. Колымы, а вершина — на низовья р. Адычи. Резкие юго-восточное и северо-западное ограничения рудного пояса происходят по северо-восточным линеаментам, контролирующим оруденение касситерит-силикатно-сульфидной и полиметаллической формаций. В пределах самого кварцево-рудного пояса более интенсивное оруденение располагается в пределах диагональных оперяющих зон разломов (Тарыно-Эльгинском, Нера-Чайюрьинском и др.). К диагональным разломам приурочены также комплексные (с сурьмой) месторождения.

На северо-восточном и юго-западном флангах Верхояно-Колымского пояса развита медная минерализация, образующая соответственно две рудные зоны.

Таким образом, рудоконтролирующее значение Верхояно-Колымской зоны линеамента заключается именно в контроле пояса минерализации благородных металлов, продолжение которого следует ожидать юго-восточнее и северо-западнее на сопредельных территориях. В этих же направлениях должны трассироваться и периферийные меднорудные зоны.

Второй глобальный линеамент северо-западного простирания, который контролирует специализированный пояс минерализации благородных металлов, — Котуй-Алдано-Нижнеамурский. Он протягивается параллельно предыдущему из низовьев р. Пясины на Тай-

мырском полуострове через верховья р. Алдана в бассейн нижнего течения р. Амура. На всем протяжении зона линеамента трассируется сближенными протяженными долгоживущими разломами северо-западного простирания. Заложение линеамента, вероятно, следует относить к архейскому времени, о чем можно судить по северо-западным простираниям архейских пород в зоне линеамента на Алданском щите. Далее к северо-западу эти же простирания сохраняются в структурах фундамента Сибирской платформы [13].

На всем протяжении зона линеамента пересекает различные структурно-формационные зоны мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, палеозой Монголо-Охотского шва, протерозой Станового и Джугджурского хребтов, структуры архея Алданского щита, Сибирскую платформу, палеозойды и мезозойды Таймыра.

Металлогенное значение Котуй-Алдано-Нижнеамурского линеамента отчетливо проявлено в его юго-восточной части — между верховьями р. Алдана и побережьем Татарского пролива. На этом тектоническом гетерогенном отрезке зона линеамента контролирует положение позднемезозойских проявлений благородных металлов, которые в совокупности вытягиваются в единый Алдано-Нижнеамурский рудный пояс [32]. На тех интервалах пояса, где минерализация благородных металлов проявлена слабо, обычно более широко представлено свинцово-цинковое оруденение, которое контролируется поясами разломов северо-восточного простирания. Пространственная разобщенность зон кварцево-рудного и сульфидного оруденения еще более отчетливо проявлена в Северном Сихотэ-Алине, где резко сочленяются разноориентированные Алдано-Нижнеамурский кварцево-рудный пояс северо-западного простирания и касситерит-силикатно-сульфидные рудные зоны северо-восточного простирания. Они приходят в соприкосновение по зоне Сонах-Тумнинского глубинного разлома, ограничивающего с юго-запада кварцево-рудный пояс. Касситерит-силикатно-сульфидные зоны Нижнего Приамурья, подходя к этому разлому, резко затухают, уступая место кварцево-рудной минерализации.

На Востоке СССР помимо Верхояно-Колымского и Алдано-Нижнеамурского специализированных рудных поясов существуют и другие пояса подобного типа, но меньших масштабов. Один из них — Анюйский кварцево-рудный пояс, приуроченный к Ляховско-Анадырскому северо-западному линеamentу. Этот линеament трассируется серией сближенных протяженных северо-западных разломов — Раучуанским, Кэпэрвеевским, Нептнейским, Мало-Анюйским, Южно-Анюйским и другими, зона которых проходит вдоль побережья Северного Ледовитого океана до пролива Дм. Лаптева и Ляховских островов. Юго-восточнее, в пределах поля эффузивов Охотско-Чукотского вулканического пояса, аналогичные разломы пока не закартированы. В пределах Северной Корякии в зоне линеамента прослеживаются разломы этого направления, такие, как Усть-Хатынский, Красноозерский, Наваринский и др.

В отличие от Верхояно-Колымской северо-западной зоны линеамента Ляховско-Анадырский линеамент в пределах складчатых мезозойских прогибов проходит в области развития редуцированных рифейско-раннепалеозойских и более поздних раннемезозойских миогеосинклинальных прогибов.

Юго-западнее Анжуйского кварцево-рудного пояса в последнее время определилась параллельная ему линейная зона медной минерализации, прослеживаемая на междуречье Омолона и Большого Анжоя. Она тяготеет к меловым вулканитам Олойского прогиба, контролируется разломами северо-западного направления и достигает в длину 400 км. Продолжение этой меднорудной зоны возможно как на юго-восток, в пределы Охотско-Чукотского вулканического пояса, так и на северо-запад.

Зона Чаун-Чукотского линеамента, который проходит северо-восточнее Ляховско-Анадырского, отличается аналогичной палеотектонической характеристикой и также контролирует кварцево-рудную минерализацию.

Юго-западнее, в районах Прибайкалья и Забайкалья, с одной стороны, и северо-восточной части КНР и КНДР, с другой, прослеживаются две аналогичные рудные зоны, они располагаются на продолжении друг друга. Обе зоны приурочены к Пай-Хой — Енисейско-Саянскому линеamentу, который, вероятно, уходит и далее на юго-восток, вплоть до Японских островов. Прибайкальская зона имеет протяженность 1400 км при ширине 100—150 км. Она включает месторождения северной части МНР, хр. Хамар-Дабан и Восточного Саяна. В состав Китайско-Корейской зоны входят месторождения провинций Хэбэй, Ляонин и северной половины Корейского полуострова. Вполне вероятно принадлежность этих зон к протяженному единому Саяно-Корейскому кварцево-рудному поясу, который разобщен пока безрудным (или слабо исследованным) участком, приходящимся на районы восточной части МНР и юга хр. Большой Хинган.

Северо-западнее Прибайкальской зоны известны еще две параллельные мезозойские зоны того же металлогенического профиля, имеющие северо-западное простирание, — Дарасунская и Уктычинско-Уровская. Они приурочены к одноименным региональным линеamentам и прослежены на расстояние до 800 км. Обе зоны резко выклиниваются на юго-восточных флангах, подходя к северо-восточной зоне полиметаллического оруденения на междуречье Аргунь — Газимур.

Опыт выделения специализированных металлогенических поясов на Востоке СССР позволил рассмотреть с этих же позиций размещение кварцево-рудной и медной минерализации и на остальной территории Евразии. При этом выяснилась закономерная связь кварцево-рудной и медной минерализации с глобальными зонами линеamentов северо-западного простирания. Отчетливо прослеживается несколько крупных секущих специализированных рудных поясов.

Крупный кварцево-рудный пояс Евразии — Урало-Казахстанский протягивается в северо-западном направлении из Синьцзян-Уйгурского района КНР через Северный Казахстан и Урал вплоть до Восточно-Европейской платформы. Он примыкает с юго-запада к Кольско-Зайсанскому линейamentу и достигает в длину 3500 км при ширине от 100 до 300 км. Пояс объединяет месторождения герцинской рудной эпохи, которые располагаются в рифей-палеозойской эвгеосинклинальной зоне. На приуроченность кварцево-рудных зон Северного Казахстана к разломам северо-западного простирания ранее указывал С.Д. Шер. Этот исследователь отметил, что они прослеживаются и на Урал, предопределяя в его пределах появление кварцево-рудных сегментов.

Южнее проходит наиболее значительный из специализированных рудных поясов Евразии — Норвежско-Китайский медный пояс. Он может быть назван "Великим медным поясом Евразии". Пояс контролируется выделенным авторами одноименным глобальным линейamentом, который прослеживается от низовьев р. Янцзы через складчатые структуры Цинлиншаня, Наньшаня, Восточного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Прибалхашья, Южного Урала, Восточно-Европейской платформы до Скандинавии. Существование Норвежско-Китайского линейамента можно проследить начиная с рифейского времени по соответствующей северо-западной ориентировке складчатых и разрывных структур в его зоне (см. карту тектоники докембрия континентов). Эта резко аномальная ориентировка структур сохранилась и на более поздних стадиях развития линейамента. Западная часть линейамента по серии сближенных протяженных разломов была в 1981 г. намечена И.Н. Мамаевым.

В значительной части Норвежско-Китайский линейament контролирует размещение медной минерализации, включая целый ряд крупных месторождений, которые вытягиваются в огромный специализированный рудный пояс, достигающий в длину 10000 км. В КНР в состав пояса входят медные месторождения рудных районов низовьев р. Янцзы (провинции Аньхой, Хэбэй), провинций Шаньси и Ганьсу, которые образуют единую меднорудную зону протяженностью до 2500 км. Она включает медно-порфировые, медноколчеданные, скарновые и ликвационно-гидротермальные медно-никелевые месторождения. Впервые в этом районе медную зону, поперечную к общему простиранию металлогенических зон западной части Тихоокеанского рудного пояса, выделила Е.А. Радкевич. Северо-западнее с небольшим перерывом, приходящимся на районы Бейшаня и Восточного Тянь-Шаня, в пределах линейамента проходит вторая протяженная зона медного оруденения — Казахстано-Южноуральская. Она включает такие медные месторождения Казахстана, как Коунрад, Джезказган, и медноколчеданные месторождения Южного Урала (Гайское, Сибайское, Медногорского района и др.). Медная минерализация в виде полосы медистых песчаников простирается

вдоль линеамента и за Урал, в глубь Восточно-Европейской платформы, до Волги. На крайнем северо-западном фланге линеамента располагается выделяемый А.К. Миккола [20] сульфидный меденосный рудный пояс Финляндии, пересекающий всю страну и приуроченный к зоне разломов северо-западного простирания. Можно полагать, что рудный пояс Финляндии протягивается на территорию Швеции и Норвегии, где на его продолжении концентрируются медные и свинцово-цинковые месторождения.

К аналогичным крупным меднорудным поясам, объединяющим разновозрастные и разнотипные месторождения, принадлежат Афгано-Центральноевропейский медный пояс. Он связан с Черноморско-Копетдагским глобальным линеamentом, который по разломам антигерцинских (саксонских) направлений удастся проследить на северо-западе вплоть до побережья Северного моря. Пояс достигает в длину 6000 км при ширине от 300 до 450 км. Большей частью от Пакистана до Словакии он пересекает Средиземноморскую альпийскую складчатую систему; северо-западный фланг пояса приурочен к герцинидам Центральной Европы. От возраста пересекаемых складчатых систем зависит и возраст месторождений, которые локализованы в поясе. В его состав входят месторождения Пакистана, Афганистана, Северного Ирана, Кавказа и Закавказья, Карпат и Центрально-Европейской плиты. Афгано-Центральноевропейский медный пояс состоит из трех звеньев, разделенных Каспийским и Черным морями, — Среднеазиатского, Кавказского и Европейского. Каждое из звеньев включает медно-порфировые, колчеданные или стратиформные месторождения меди. Южнее Афгано-Центральноевропейского пояса по концентрации медных месторождений выделяется секущий Балкано-Загросский медный пояс меньших параметров. Он состоит из двух зон — Балканской и Азиатской, которые разделены участком в пределах Анатолийского массива. Обе зоны пересекаются в пределах Альпийского складчатого пояса.

Таким образом, краткий обзор распределения месторождений меди и благородных металлов на территории Евразии показывает, что существуют секущие рудные пояса, отличающиеся преимущественной концентрацией благородных металлов или меди. Такие пояса включают разнотипные, а в ряде случаев и разновозрастные месторождения этого профиля. Секущий характер специализированных рудных поясов привел к возникновению необычной поперечной рудной зональности в тех структурно-формационных зонах и металлогенических провинциях, которые эти рудные пояса пересекают.

Анализ размещения медной минерализации и благородных металлов на азиатской части континента показал, что расположение месторождений этих металлов находится в определенной зависимости от структур ранних этапов эволюции земной коры и в значительной степени от определенных элементов рифейской тектоники. Так, большинство поясов благородных металлов коррелируется в расположении с рифейскими геосинклинальными прогибами независимо

от их принадлежности к эв- или миогеосинклинальному типу. Таким образом, намечаются связи поясов со структурами основания. Аналогична структурная позиция кварцево-рудных поясов и по отношению к раннепротерозойским прогибам. Выявляется также структурная независимость этого типа оруденения от тектонических элементов, возникших в более поздние этапы развития — палеозойский и мезозойский. Наиболее ярко это проявляется при сопоставлении Верхояно-Колымского и Урало-Казахстанского кварцево-рудных поясов. Первый из них, как известно, расположен в пределах длительно развивавшегося рифейско-мезозойского миогеосинклинального прогиба, тогда как второй пересекает области эвгеосинклинального типа. Следовательно, в специализированных на благородные металлы глобальных северо-западных рудных поясах концентрация оруденения определяется местами совмещения линеаментов и рифейских (или унаследованных более ранних) геосинклинальных прогибов.

В то же время медные месторождения независимо от их формационной принадлежности, как правило, располагаются в зонах контрастного сочленения рифейских геосинклинальных прогибов и обрамляющих их жестких рам или внутренних поднятий. Характерно совмещение в единых секущих меднорудных поясах разновозрастных месторождений. Вероятно, существовавшие в тектоносфере глобальные зоны линеаментов большой протяженности являлись теми каналами, по которым в земную кору в результате дегазации мантии избирательно поступали определенные элементы — в данном случае медь и сопутствующие ей металлы. В дальнейшем в соответствующие эпохи рудообразования, связанные с определенными этапами тектономагматической активизации, происходила мобилизация этих компонентов, а затем вынос и концентрация их в верхних горизонтах земной коры. Формирование же того или иного формационного типа месторождений зависело от локальных условий. Распределение минерализации внутри поясов во многом связано с концентрическими структурами и диагональными оперяющими разломами. Но эти закономерности в размещении кварцево-рудной и меднорудной минерализации являются дополнительными на фоне ведущей роли линеаментной тектоники. Подобное представление открывает новые возможности для прогноза оруденения.

Существование секущих специализированных рудных поясов, связанных с глобальными линеаментами, присуще не только Евразии. Ранее мы уже описывали меднорудный и золоторудный секущие пояса Северной Америки, которые приурочены к глобальным линеаментам северо-восточного простирания [32]. Анализ опубликованных материалов показывает, что аналогичные рудные пояса существуют и в других районах Северо-Американского континента (см. рис. 14). Так, севернее, на территории Канады может быть выделен еще один протяженный меднорудный пояс, который проходит из района Ванкувера в бассейн р. Черчилл. Он связан с трансконтинентальным северо-восточным линеаментом, установленным Л. Ко-

речки. Пояс достигает в длину 2500 км и включает месторождения Британия, Хайленд-Вэлли, Меррит и др. на юго-западном фланге и Томпсон, Соуб, Ла-Ронж и др. — на северо-восточном. Аналогичные специализированные золотоносные и меднорудные пояса, связанные с линеаментами северо-восточного простираия, существуют и севернее, на Аляске и в Северной Канаде. Северо-восточные медно-молибденовые пояса, секущие в этом регионе складчатые структуры Кордильер, выделяются В.И. Бергером, М.И. Ицкисоном, Э. Латрамом и Н. Альбертом. Обратим внимание на различную ориентировку специализированных поясов на Евразийском и Американском континентах.

Таким образом, рассмотрение некоторых аспектов металлогении с позиции тектоники линеаментов позволяет выдвинуть новые закономерности в размещении месторождений меди и благородных металлов в верхних горизонтах земной коры и выделить секущие специализированные рудные пояса глобального и регионального рангов.

3. РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ

Металлогеническое значение линеаментов может проявляться в достаточно разнородных формах. Выше были охарактеризованы специализированные металлогенические пояса, контролирующиеся согласными и секущими системами линеаментов. В то же время некоторые члены глобальной сети линеаментов обладают совершенно иным характером влияния на рудоносность регионов. Не воздействуя на специализацию металлогенических зон, они определяют позицию крупных рудных месторождений в их пределах. Подобные линеаменты, названные рудоконцентрирующими, пересекая металлогенические зоны различного состава, определяют всплески оруденения в их пределах.

Впервые идея о существовании рудоконцентрирующих линеаментов была выдвинута и в дальнейшем продолжала разрабатываться И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской. Эта идея явилась закономерным развитием более ранних представлений Е.А. Радкевич и И.Н. Томсона о существовании в Приморье широтных скрытых разломов фундамента, контролирующих положение рудных районов и узлов. И.Н. Томсон и М.А. Фаворская показали, что в литосфере существуют линеаменты, которые пересекают области различного тектонического строения и формационного типа, определяя формирование крупных и уникальных месторождений в пределах пересекаемых металлогенических провинций, поясов и зон. Большинство линеаментов рудоконцентрирующего типа принадлежат к ортогональной системе и имеют широтное (для Дальнего Востока СССР и Америки) и меридиональное (для Европы и Африки) простираия. Эти авторы специально подчеркивали, что секущие рудоконцентрирующие линеаменты не являются специализированными в отношении оруденения; они способствуют интенсификации рудного процесса в тех металлогенических

зонах, которые они пересекают. В дальнейшем представления о рудоконцентрирующих структурах получили развитие в исследованиях М.А. Фаворской, В.А. Баскиной, Н.А. Шилина и др.

М.А. Фаворская, И.Н. Томсон и др. [7] на примерах Евразийского, Американского и Африканского континентов показали, что среди рудоконцентрирующих систем секущих глубинных нарушений существует несколько таксономических подразделений. Наиболее крупные из них — трансконтинентальные системы блоков — достигают 600 км в поперечнике. Иногда они распространяются и на смежные континенты. Далее идут соизмеримые с ними по длине системы рудоносных блоков, ширина которых 100—200 км. В их пределах выделяются рудоконцентрирующие зоны, их ширина 20—50 км, протяженность — многие сотни километров. Эти зоны состоят из отдельных конкретных разломов, длина которых не превышает первых сотен километров. Заложение рудоконцентрирующих линеаментов относится к ранним этапам становления земной коры. Так, на Американском континенте широтная ориентировка подобных структур оказывается обусловленной широтной ориентировкой катархейских образований. Аналогичным образом меридиональный архейский структурный план Западной Европы и Африки определил меридиональную ориентировку рудоконцентрирующих структур этих континентов. Как показали М.А. Фаворская, И.Н. Томсон и др., рудоконцентрирующим системам присущ ряд характерных признаков. Среди них наиболее важные: секущее положение по отношению к границам континентов и даже трассирование с одного континента на другой; барьерная роль для ареалов гранитоидного магматизма; наличие устойчивых "проходных" петрохимических аномалий, проявляющихся в разных тектонических структурах, пересекаемых линеаментами; специфический состав продуктов магматизма в зонах рудоконцентрирующих линеаментов (преобладание базальтоидного магматизма); максимальная дифференциация исходных базальтовых расплавов с появлением контрастных базальт-липаритовых серий в условиях изменчивой или повышенной щелочности; протяженные метасоматические пояса; часто повышенный фон калия, хлора, бора, фтора, группы радиоактивных и некоторых редкоземельных элементов; длительность формирования и сложный полиформационный состав крупных месторождений в пределах соответствующей рудной провинции; размещение крупных рудных месторождений мира в узлах пересечения широтных и меридиональных дислокаций. Зоны линеаментов испытывали оживление в периоды тектоно-магматической активизации. В эти периоды они проявлялись преимущественно в виде линейной цепи поднятий. В их пределах на отдельных этапах развития формировались впадины, авлакогены или возникали вулканические пояса. Влияние процессов активизации в пределах зон рудоконцентрирующих линеаментов проявлялось неодинаково. Наряду с последовательным оживлением на отдельных звеньях активизация могла также неоднократно проявляться на

одних и тех же участках. В таких случаях в узлах пересечения рудоконцентрических линеаментов с поясами разломов других простираний возникали очаги длительной эндогенной активности [7].

Охарактеризуем некоторые рудоконцентрирующие широтные и меридиональные линеаменты различных рангов, которые проявлены на материках северного полушария Земли.

На Северо-Американском континенте наиболее крупной рудоконцентрирующей зоной линеаментов первого ранга, по М.А. Фаворской, И.Н. Томсону и др., является зона $46-50^{\circ}$ с. ш., которая пересекает весь континент. Ее ширина достигает 450 км. В ее состав входит и известный линеамент Льюис-Кларк. В пределах Канадского щита она трассируется широтными архейскими вулканическими поясами Абитиби-Вава и Вабигун. Здесь она выступает в качестве зоны фемического характера. Большинство крупных рудных объектов юга Канады и севера США располагаются в этой широтной зоне линеаментов. Она включает такие месторождения, как Пайн-Крик, Кер-д'Ален, Бьютт, Садбери и др.

Наиболее активная часть этой трансконтинентальной широтной рудоконцентрирующей зоны — линеамент Льюис-Кларк, который представляет собой структуру второго порядка. По И.Н. Томсону, зоны этого линеамента в фундаменте Кордильер и платформы контролируют пояс слабо затронутых гранитизацией метаосадочных и метавулканических пород и определяют границу между структурно-формационными зонами фанерозоя.

Южнее, на территории США, выделяется еще ряд аналогичных широтных рудоконцентрирующих линеаментов второго порядка — $42-44^{\circ}$, $40-41^{\circ}$ и $37-38^{\circ}$ с. ш. По И.Н. Томсону, зона линеамента $42-44^{\circ}$ с. ш. в Кордильерах и Аппалачах с раннего палеозоя представляла собой поперечное поднятие. С ним были связаны воздымания в пределах морских бассейнов и на суше. Западная часть линеамента разделяет Орегонско-Монтанский и Калифорнийско-Колорадский сегменты Кордильер. Восточнее с ним совпадает южная граница выступов Канадского щита. В Аппалачах линеамент определяет северную границу распространения карбоновых и триасовых отложений, а также триасовых основных интрузивов. Рудоконцентрирующая роль линеамента проявилась на востоке США, где размещаются крупные месторождения рудных районов верховьев р. Миссисипи.

Южнее проходит наиболее протяженный из рудоконцентрирующих линеаментов второго ранга США — линеамент $40-41^{\circ}$ с. ш. Он располагается на протяжении разлома Мендосино и продолжается на дне Атлантического океана зоной Кевин. Начиная с девона зона линеамента также выступала как поперечное поднятие, а в Кордильерах и Аппалачах к ней приурочена крупнейшая флексура с выступом докембрийских пород. В фундаменте платформы линеамент представляет собой барьер для докембрийских гранитоидов, ограничивая их ареал с юга. В Аппалачах по зоне линеамента происходит смена кластических докембрийских отложений сланцами и парагнейсами. С зоной линеамента $40-41^{\circ}$ с. ш. связаны уникальные по размерам

рудные узлы с разным типом оруденения, в том числе золоторудный Карлин, полиметаллические Бингем и Тинтик, баритовый Беттл Маунтин, молибденовые месторождения Гендерсон и Клаймекс.

Для остальных североамериканских широтных рудоконцентрирующих линейментов второго порядка свойствен в целом аналогичный характер выражения в геологическом строении регионов.

Следует отметить, что на территории Мексики рудоконцентрирующую роль играют уже линейменты северо-восточного простирания.

В порядке сопоставления с территорией Северной Америки приведем характеристику некоторых рудоконцентрирующих широтных линейментов второго ранга Яно-Колымского региона Северо-Востока Азии, которые были изучены авторами. В этом регионе уверенно по комплексу аномальных геологических и геофизических признаков выделяется серия протяженных широтных линейментов, в пределах которых локализованы основные рудные узлы и районы. Они имеют те же параметры, что и на Северо-Американском континенте, достигая 100–150 км в ширину при протяженности до тысячи и более километров.

Наиболее южный из широтных рудоконцентрирующих линейментов этой территории — Приохотский — приурочен к зоне 59–61° с. ш. и прослежен вдоль северного побережья Охотского моря от залива Шелехова в бассейн среднего и нижнего течения р. Юдомы. На Охотском отрезке линеймент трассируется значительным числом разломов, закартированных и отдешифрированных по космоснимкам. В пределы зоны линеймента входит и Охотско-Ямский разлом протяженностью до 500 км, который выделяется по геофизическим данным как полоса повышенных градиентов поля силы тяжести. На этом отрезке линеймент контролирует положение охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса. Западное продолжение Приохотского линеймента совпадает с широтным Юдомо-Амгинским поднятием, выделенным Н.М. Саввиновым. По геофизическим данным Юдомо-Амгинское поднятие отличается увеличенной мощностью гранитного слоя, уменьшением мощности осадочно-складчатого покрова и утонением земной коры. Можно полагать, что поднятие в нижних горизонтах земной коры протягивается и далее на восток. По данным ГСЗ в прибрежной зоне Охотского моря выделяется поднятие раздела Мохоровичича, которое находится на восточном продолжении Юдомо-Амгинского поднятия. На резкое сокращение мощности земной коры до 25 км на Охотско-Магаданском отрезке вулканического пояса указывают Н.А. Шило и Ю.Я. Ващилов. Еще далее на восток, на Камчатском перешейке, на непосредственном продолжении Приохотского линеймента известен широтный приподнятый блок, сложенный мел-неогеновыми породами и осложненный серией широтных разломов. Впервые этот линеймент, так же как и следующий — Тыринско-Сугойский, по морфоструктурным признакам намечен Е.Н. Саложниковой и Н.Л. Шилиным. Они отнесли подобного типа структуры к категории крупных трансконтинентальных сквозных зон.

Второй широтный рудоконцентрирующий линеамент — Тыринско-Сугойский — проходит в верховьях рек Индигирки и Колымы. Он приурочен к зоне $62-63^{\circ}$ с. ш. Впервые серия широтных зон скрытых разломов фундамента, входящих в состав линеамента, была установлена в верховьях рек Омолона и Сугоя. Их непосредственным западным продолжением являются широтные разломы, закартированные на правобережье р. Колымы, где они ограничивают поднятый широтный блок пермских пород. В верховьях рек Индигирки и Колымы зона линеамента также трассируется протяженными разломами, установленными по геофизическим данным. Восточное продолжение линеамента прослеживается в Анадырско-Корякской складчатой системе, где разломами зоны линеамента контролируется субширотное положение блока позднеюрских — валанжинских пород нижнего структурного яруса. В западном направлении линеамент прослеживается в северной части Южно-Верхоянского синклинория. Здесь, по данным Н.М. Саввинова, в его зоне располагается Тыринская широтная поперечная зона, совпадающая с глубоким (до 44 км) субширотным прогибом земной коры. Еще западнее, уже за Верхоянским хребтом, с зоной линеамента вновь связано поднятие границы Мохо, которое устанавливается по геофизическим данным в пределах Лунгхинской впадины. Таким образом, Тыринско-Сугойский широтный линеамент также почти на всем своем протяжении сопровождается тектоническими структурами положительного знака и валообразными широтно ориентированными поднятиями границы Мохо.

Третий широтный рудоконцентрирующий линеамент Верхояно-Колымского региона прослежен нами по мелкомасштабным космическим снимкам в верховьях р. Индигирки в полосе $64-65^{\circ}$ с. ш. Наиболее четко линеамент проявлен в левобережной части ее бассейна, где ширина полосы отдешифрированных разломов, трассирующих зону линеамента, составляет 150 км. Восточнее непосредственное продолжение линеамента составляет пояс разломов, ограничивающий Омолонский и Еропольский массивы.

Далее на восток разломы этого пояса ограничивают с юга поле развития вулканитов Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Канчалан. На запад зона линеамента пока не прослежена далее Янского пояса меридиональных разломов. Но в бассейне верхнего течения р. Яны, несколько севернее предыдущего линеамента, в зоне $65-67^{\circ}$ с. ш., вновь появляется значительное число широтных разломов, группирующихся в зоны, которые в совокупности образуют единый мощный широтный пояс. Отдельные зоны уходят на запад, пересекая Верхоянский хребет.

Еще один, наиболее северный в рассматриваемом регионе, аналогичный линеамент — Омолой-Полоусненский — приурочен к $69-70^{\circ}$ с. ш. Он проходит из низовьев рек Омолоя и Яны в низовьях р. Индигирки. От североамериканских линеаментов он отличается тем, что с ним связан субширотный Северный пояс гранитоидов

Яно-Колымского региона. Омолой-Полоусненский линеамент совпадает с вытянутым в широтном направлении протяженным поднятием раздела Мохоровичича и ограничивается двумя трансрегиональными широтными разломами, выделенными Е.А. Радкевич [28]. Южный из них проходит вдоль северного побережья Чукотки и Аляски вплоть до залива Амундсена.

Рудоконцентрирующее значение широтных линеаментов Яно-Колымского региона проявляется в том, что к их зонам приурочены все основные рудные районы региона. Так, Приохотский рудоконцентрирующий линеамент контролирует положение халцедон-адюляровых, кварцево-рудных и свинцово-цинковых районов, расположенных в пределах вулканического пояса, истоках р. Колымы и на междуречье Юдомы и Аллах-Юня; в зоне Тыринско-Сугойского линеамента сконцентрированы оловорудные, кварцево-рудные и другие районы верховьев р. Колымы и истоков рек Индигирки и Тыры; в зонах Верхне-Индигирского, Верхне-Янского и Омолой-Полоусненского линеаментов расположены аналогичные рудные районы верховьев и низовьев этих рек. При этом соответствующие рудные районы располагаются в областях пересечения широтными линеаментами кварцево-рудных или силикатно-сульфидных специализированных рудных поясов, которые контролируются глобальными северо-западными или северо-восточными линеаментами.

Отличительная особенность трех из охарактеризованных рудоконцентрирующих линеаментов Северо-Востока СССР (Приохотского, Тыринско-Сугойского и Омолой-Полоусненского) — их связь с широтными валообразными поднятиями границы Мохо. В верхних горизонтах земной коры с зонами линеаментов связаны поднятые блоки в разных структурно-формационных зонах. В противоположность этому зонам северо-западных линеаментов, которые контролируют положение специализированных кварцево-рудных и медно-рудных поясов, соответствуют линейные зоны прогибаний границы Мохоровичича или более верхних горизонтов земной коры.

В качестве наиболее типичного примера рудоконцентрирующих линеаментов третьего ранга приведем Кавалеровско-Дальнегорский линеамент Приморья, описанный М.А. Фаворской. По ее данным, Кавалеровско-Дальнегорский линеамент проходит между 44 и 45° с. ш., имеет ширину от 20 до 50 км и пересекает мезозойскую складчатую область Сихотэ-Алиня в ее южной части. Начиная с перми и вплоть до раннего мела зона линеамента отличалась интенсивной блоковой расчлененностью и аномальностью фаций. На Ханкайском массиве влияние линеамента на особенности геологического строения удастся проследить с раннего кембрия. Многие доверхнепалеозойские массивы гранитов имеют вытянутую в широтном направлении форму. В мезо-кайнозое зона линеамента представляла собой "коридор" между двумя крупными ареалами гранитоидов. Восточнее на продолжении "коридора" располагается широтная олигоцен-миоценовая депрессия. Для зоны линеамента, по В.А. Баскиной [7], характерно

также относительное сгущение выходов фемических пород. В современном рельефе зона линеамента выделяется резкой дифференцированной блоковой расчлененностью. В восточном направлении Кавалеровско-Дальнегорский линеамент, по М.А. Фаворской, прослеживается на дне Японского моря в виде уступа, высота которого достигает 700 м. На западе с линеаментом связан широтный выступ Северо-Китайской платформы. Рудоконцентрирующее значение Кавалеровско-Дальнегорского линеамента заключается в том, что он, пересекая северо-восточные металлогенические зоны Сихотэ-Алиня, определяет в их пределах локализацию наиболее крупных рудных объектов.

Как уже отмечали И.Н. Томсон и М.А. Фаворская, в Европе и Африке в отличие от Америки и Азии рудоконцентрирующее значение имеют не широтные, а меридиональные линеаменты. Наиболее крупными, по данным М.А. Фаворской, являются две рудоконцентрирующие структуры, проходящие в координатах $2^{\circ}30' - 10^{\circ}$ в. д. и $1^{\circ}30' - 8^{\circ}$ з. д. Более западная из них, включающая линеамент Галисия-Ян-Майен, выделенный ранее Я. Кутиной, протягивается на запад Европы и уходит на Африканский континент. В длину она превышает 6000 км, а в ширину достигает 500 км. Зона этого глобального рудоконцентрирующего линеамента пересекает разновозрастные складчатые комплексы — каледониды, герциниды, альпиды, а также различные структурно-формационные зоны Африканской платформы. Линеамент прослеживается также в структурах дна Атлантического и Северного Ледовитого океанов. К зоне линеамента приурочены крупные и уникальные по масштабам месторождения Западной Европы и Западной Африки. Это месторождения меди, олова, свинца и цинка, ртути, флюорита, барита, кобальта, золота и других металлов.

Меридиональная система рудоконцентрирующих структур прослеживается в Европе и Западной Азии по крайней мере до меридиана 70° в. д. Далее к востоку на территории Казахстана и Алтая рудоконцентрирующую роль приобретают уже широтные линеаменты. Эта же система рудоконцентрирующих линеаментов продолжается на территории КНР и Востока СССР. Из этой закономерности "выпадает" Забайкалье, где рудоконцентрирующими являются северо-западные линеаменты. Усложнением этой закономерности является существование в отдельных регионах рудоконцентрирующих структур двух направлений. Так, в Евразии при отчетливой меридиональной системе рудоконцентрирующих структур выделяется еще широтная зона подобного типа. Эта тектоническая зона прослеживается в пределах $48 - 52^{\circ}$ с. ш. и сопровождается системой геологических аномалий и поясом широтных разломов. Рудоконцентрирующее значение этой линеаментной зоны определяется локализацией в ее пределах большого числа крупных и уникальных месторождений разных металлов.

Специальной проблемой является механизм, путем которого осуществляется концентрация оруденения при пересечении рудо-

концентрирующими линеаменами металлогенических зон. Сквозные рудоконцентрирующие структуры представляли собой зоны проницаемости неоднократной эндогенной активности [7]. Вдоль этих структур поступают продукты дегазации мантии, которые проявляются в поясах бор- и фторсодержащих метасоматитов. Среди продуктов дегазации присутствуют также калий, хлор и другие элементы. Помимо этого в последние годы в рудных районах обнаруживаются зоны графитизации, которые, по мнению П.Ф. Иванкина, являются продуктами отложения глубинных восстановленных потоков газов. Последние приносят также рудные элементы. Следы этих потоков обнаружены в магматических породах в форме шарообразных выделений самородных металлов и муассонита. В среде глубинных потоков могут происходить концентрация и переотложение металлов.

Заканчивая краткий обзор рудоконцентрирующих линеаментов, отметим, что они отличаются устойчивой ориентировкой в пределах крупных сегментов Земли. Преобладают среди рудоконцентрирующих линеаментов зоны ортогональной ориентировки.

4. РУДОНОСНОСТЬ ДУГООБРАЗНЫХ РАЗЛОМОВ, ОПЕРЯЮЩИХ РИФТОВЫЕ И СБРОСОВЫЕ ЗОНЫ

Как установлено сравнительно недавно, в частности с помощью дешифрирования космических снимков, для рифтовых систем разломов и зон разломов, расположенных на окраине материков, достаточно характерны дугообразные оперяющие разломы. Последние нередко оказываются рудоносными. Поэтому кратко охарактеризуем этот тип рудоносных разломов.

На космических снимках дугообразные разломы прослеживаются из-за их выраженности в рельефе. Они обычно подчеркиваются оттенками фототона.

В большинстве случаев дугообразные оперяющие разломы прилегают к относительно опущенным областям, впадинам, сбросам, грабенам, рифтам, шельфовым зонам и т. д.

Необходимо отметить, что такие разломы могут сопровождать рифтовые и сбросовые структуры самых различных размеров. Так, дугообразные оперяющие дислокации являются характерным элементом некоторых прибрежных зон, выступающих в форме структурных ступеней. Причем чаще всего их можно наблюдать на ингрессионных берегах или прибрежных зонах, подвергающихся длительным абразионным процессам.

Дугообразные структуры прибрежных зон часто бывают наложены на различные ландшафтные зоны. Дуговые оперяющие разломы прибрежных областей в большинстве случаев образуют цепи, составленные из пересекающихся, касающихся или отдельно расположенных дуг. В такие цепи могут входить дуговые разломы, имеющие различные размеры и радиусы кривизны. Нередко можно наблюдать согласные дуговые разломы, вписанные один в другой.

Подобные дуговые разломы известны на побережьях Тихого океана Северной и Южной Америки, на побережье Мексиканского залива, в Сихотэ-Алине и др.

Так, на побережье Калифорнийского залива на территории Мексики была отдешифрирована система отдельных сопряженных и пересекающихся дуговых разломов разного радиуса кривизны, открытых в направлении грабена Калифорнийского залива. Можно отметить, что более пологие дуги ограничивают области опускания, тогда как крутые дуги — главным образом поднятия, в пределах которых группируются интрузивные массивы. Интересно, что многие дуговые дислокации, распространяющиеся за пределы побережья в зону вулканического пояса Западная Сьерра-Мадре, ограничивают площади развития золото-серебряного оруденения.

Существование дугообразных дислокаций на побережье Японского моря в пределах Сихотэ-Алиня отмечалось ранее в работах Р.Е. Остроумова и др. Уже давно подмечено, что рисунок речной сети побережья часто определяется дугообразными дислокациями. Цель дугообразных структур, открытых в направлении моря, складывается дугами, размер которых обычно не превышает 60 км.

Установлены также и более крупные структуры размером от 100 до 900 км вдоль береговой линии. Эти дуговые дислокации также выражены в рельефе и сопровождаются уступами, валообразными поднятиями и др. Характерно для дуговых дислокаций Приморья также то, что многие из них сложены мелкими прямолинейными элементами, иногда даже расположенными кулисно. Отдельные дуговые дислокации Сихотэ-Алиня сопровождаются поясами проявлений свинцово-цинковой минерализации.

В иной структурной обстановке проявляются дугообразные разломы в Западном Тянь-Шане. Здесь в пределах подзепалеозойского орогена были выделены сводовые поднятия, по простиранию оси которых пролегают грабенообразные впадины. Вдоль таких впадин заложены долины рек Чаткала и Ангрена, которые имеют прямолинейную форму и вытянуты в северо-восточном направлении. К границам этих тектонических долин примыкают дугообразные дислокации, оконтуривающие области относительных проседаний. Эти области отличаются мягкими сглаженными формами рельефа. Внутри проседаний рельеф слегка всхолмленный, с несколькими уровнями речных террас и хорошей сохранностью делювиальных или аллювиальных отложений. Дугообразная граница областей проседаний проявлена в рельефе очень четко в виде перегибов, уступов, крутых обрывов. Иногда в области проседания можно наблюдать дугообразную зональность гипсометрических уровней современной поверхности рельефа, причем наиболее низкий уровень расположен обычно вблизи границы грабена.

Некоторые из областей проседаний вмещают рудные районы. Примером может служить Алмалыкский рудный район (рис. 16). В его пределах выделяются пологие и крутые дугообразные дисло-

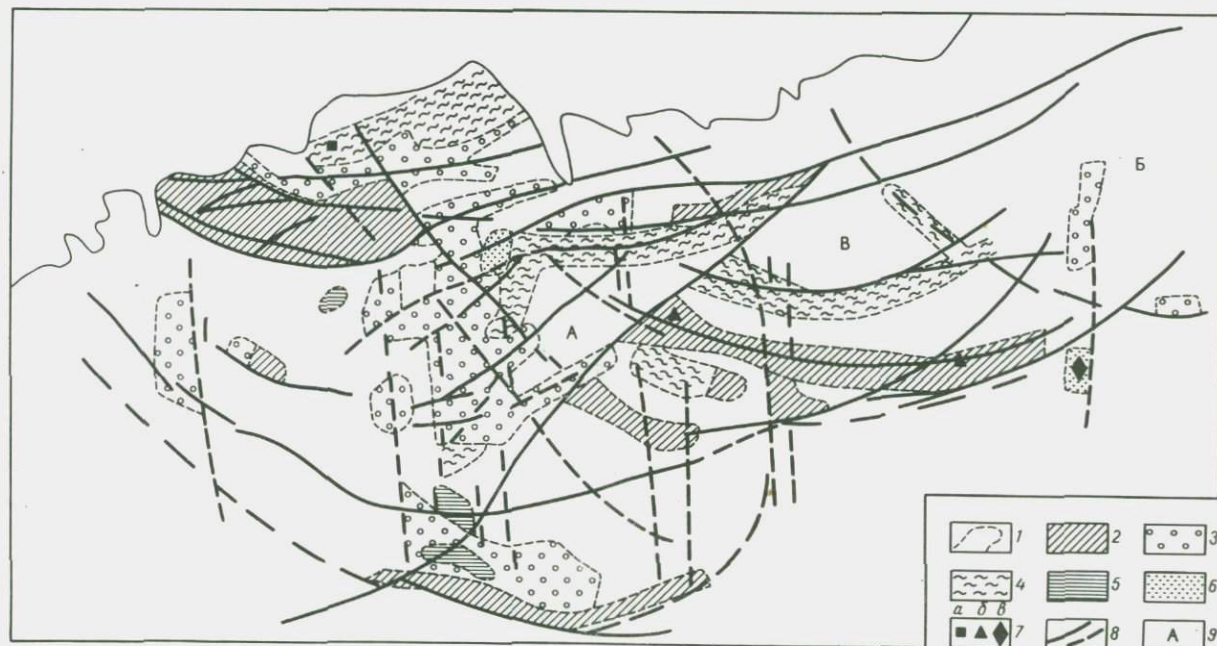


Рис. 16. Схема металлогении Алмалыкского меднорудного района. По Г.А. Тананаевой и Н.Т. Кочневой.

1 — границы металлогенических зон. Рудные зоны: 2 — медные, 3 — кварц-малосульфидные, 4 — полиметаллические, 5 — висмутовые, 6 — молибденовые; 7 — отдельные рудопоявления: а — меди, б — свинца и цинка, в — молибдена; 8 — разломы, влияющие на распределение оруденения по геологическим и геоморфологическим данным; 9 — обозначения блоков

кации, раскрытые в направлении Ангренского грабена. Пологие дислокации определяют три крупные продольные структурные ступени, отчетливо проявленные в рельефе. Структурные ступени рельефа подтверждаются и геологическими данными. В пределах самой нижней ступени (Приангренской) обнажаются в основном нижнекарбоновые осадочные породы, в средней — нижне-среднедевонские, в самой высокой ступени, расположенной по периферии района, — породы ордовика и силура. Вдоль дислокаций, разделяющих дугообразные зоны, прослеживаются узкие пояса интрузивных тел. Для северной дуговой дислокации характерны тела сиенитов и сиенитпорфиров пермского возраста, для южной — сиенит-диоритов и гранитов верхнего карбона и перми. Охарактеризованные пологие дугообразные зоны осложнены более крутыми дугами меньшего радиуса.

Проявления медно-порфирового оруденения образуют в Алмалыкском районе три дугообразные зоны. Одна из них, включающая месторождения Большого Алмалыка (Кальмакар, Акчеку, Дальнее и др.), расположена в северо-западной части района и ограничена дугообразными разломами — Карабулакским на севере и Каратагским на юге. Другая дугообразная зона медно-порфировых месторождений расположена в юго-восточной части района. К этой зоне принадлежат Саукбулакское рудное поле с месторождением Сарычеку и разрозненные проявления медно-порфировой формации.

Третья дугообразная зона находится в самой южной части района и включает ряд мелких проявлений медно-порфировой формации.

Сходный с алмалыкским структурный рисунок пересекающихся дуговых оперяющих дислокаций обнаружен В.Е. Вишняковым и Р.С. Сейфулиным в прибортовых частях забайкальских впадин. В основе предлагаемой структурной модели лежат представления о перекосе крупных блоков земной коры в результате сбросов по крутопадающим разломам. В результате длительного погружения приразломные борта впадин осложняются большим числом оперяющих разломов, в том числе и дуговых. Последние ограничивали блоки, примыкающие к впадинам и испытывавшие просадки. Есть основания считать, что дуговые нарушения разного радиуса кривизны обладают повышенной проницаемостью, так как они контролируют размещение малых интрузий, дайковых поясов и гидротермалитов. В геофизических полях они характеризуются интенсивными градиентами силы тяжести, знакопеременными магнитными аномалиями и аномалиями вызванной поляризации. К дуговидным зонам повышенной трещиноватости обычно тяготеют среднетемпературные месторождения, которые часто бывают приурочены к участкам развития позднемезозойского магматизма. Влияние дугообразных разломов, оперяющих грабен Альтиплано, на размещение оруденения в Боливии показано Г.А. Тананаевой. При этом наиболее протяженный оловорудный пояс имеет длину около 400 км при ширине 20—30 км. Он включает все крупнейшие месторождения Боливии — Оруро, Потоси, Ллалагуа, Колкечана.

Второй пояс длиной 170 км при ширине 15–20 км почти параллелен первому и расположен вблизи грабена Альтиплано. В его пределах сосредоточены главным образом месторождения сульфостанатов или оловянно-цинковые (Попо, Монсеррат, Каршаукольо).

К югу наблюдается еще один дугообразный пояс оловорудных месторождений, часть которых очень богата висмутом и содержит промышленные количества вольфрама (Тасна, Черолке). К востоку от оловорудных поясов расположен более широкий свинцово-цинковый пояс.

На примере Боливии можно видеть связь металлогенической зональности с крупными поясами дуговых дислокаций.

Таким образом, на основании приведенных примеров можно заключить, что дуговые дислокации рифтовых и сбросовых зон имеют повышенную проницаемость и в ряде случаев контролируют размещение магматических тел и определяют концентрацию проявлений минерализации, а более крупные дислокации могут контролировать металлогеническую зональность.

5. УЗЛЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ И РАЗЛОМОВ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Локальные рудоносные площади часто имеют изометричный характер и именуются рудными районами, узлами и полями. Это узловое расположение оруденения особенно ярко выступает в пределах консолидированных "жестких" областей, к которым в геосинклинальных системах относятся срединные массивы. В понимании А.Л. Яншина, это достаточно изометричные обломки древних щитов, платформ или ранее замкнувшихся древних геосинклиналей. Во многих срединных массивах различного возраста оруденение контролируется линеаментами и разломами и находится в узлах их сопряжения и пересечения. В пределах массивов нет отчетливо линейных складчатых структур. Сами срединные массивы в результате значительных вертикальных движений по упомянутым разломам приобретают в плане мозаично-блоковое строение, причем приподнятые блоки с более древними, часто метаморфизованными породами отделены друг от друга прогибами, в которых локализовались отложения, синхронные с обрамляющими массив геосинклинальными толщами и близкие к ним по составу. Прогибы и области вздымания (блоки древних пород) ограничены глубокими разломами. Обычно узловое распределение месторождений присуще оруденению, связанному не с собственно геосинклинальными циклами развития, а с орогенным этапом или с более поздним этапом активизации срединных массивов. Оруденение этого периода ассоциирует с после-геосинклинальными интрузиями, и связь эта обычно парагенетическая.

Рассмотрим размещение узлов на примере Кокчетавского каледонского срединного массива Казахской складчатой страны. В докембрии на территории Казахстана существовала обширная

геосинклиналь, в которой накапливались песчаники, алевролиты, известняки и т. д. До вендского времени они были метаморфизованы и превращены в гранитовые одно- и двухслюдистые и другие кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты и гнейсы.

Система докембрийских прогибов и складок занимала всю территорию Казахстана, образуя обширную дугу, выпуклостью обращенную на северо-запад и север. В верхнем протерозое (венд) на метаморфическом докембрийском фундаменте откладывались субплатформенные и платформенные отложения так называемых шарыкской и андреевской (кокчетавской) свит. Земная кора в это время имела на отдельных участках резко различную мощность; непостоянна была и мощность гранитного слоя земной коры. Рассматривая современное состояние строения земной коры (по геофизическим данным) срединного массива и предполагаемое строение в докембрии, можно заключить, что заложение каледонских прогибов произошло на участках, где сиалическая (гранитная) составляющая земной коры была меньше. Каледониды образуют в Казахстане две дуги, как бы унаследовавшие структурный план докембрийских складчатых сооружений. Внешняя дуга представлена ранними каледонидами, которые претерпели инверсию в начале силура и конце ордовика синхронно с внедрением гранитоидов O_3-S_1 (крыккудукско-зерендинский комплекс). В поздних каледонидах еще и в силуре накапливались осадочные отложения. Как те, так и другие включают массивы докембрийских пород, при этом наибольшее их число и наибольшие размеры отмечаются на севере, где и возник срединный массив. Ранние и поздние каледониды и варисциды разделяются системами дугообразных глубинных разломов. Сами каледониды расчленяются поперечными глубинными разломами на ряд мегаблоков. Один из таких мегаблоков и представляет собой сложно построенный Кокчетавский срединный массив.

Расположение оруденения в Казахстанской складчатой стране рассматривалось достаточно детально в работах К.И. Сатпаева, Г.Н. Щербы и многих других исследователей. В Кокчетавском массиве оно контролируется узлами сопряжения и пересечения зон линейментов и разломов различных типов и с разными амплитудами смещения. Здесь выделяются пограничные разломы, оконтуривающие срединный массив, — Селетинский северо-восточный и Сарысу-Тенизский северо-западный. Эти разломы ограничивают распространение на север силурийских и главной массы вулканогенных девонских отложений, а также представляют собой барьер для варисцийских интрузий, ограничивая распространение на юг главной массы силурийских инверсионных гранитоидов. По ним происходит смена фаций ордовикских и кембрийских отложений. Широко распространены здесь так называемые краевые разломы. Они обрамляют докембрийские ядра срединного массива, отделяя их от кембро-ордовикских прогибов. Их вертикальная амплитуда достигает 8 км и определяется мощностью венд-кембро-ордовикских отложений в прогибах (5—

7 км), а также величиной эрозии гранитов и метаморфизованных пород (3—5 км) в стабильно воздымавшихся блоках срединного массива. Они часто ограничивают поля развития силурийских гранитоидов, контролируют области развития кембро-ордовикского и девонского вулканизма (рис. 17).

Простираание краевых разломов в западной части массива обычно северо-западное, а в восточной еще и широтное или меридиональное. Заложение первых из них, вероятно, произошло в позднем докембрии, а вторых — в процессе заложения палеозойской геосинклинали. Несколько позже со смещением в плане краевых разломов возникали так называемые межблоковые разломы. Они развиваются или на блоках поднятий (метаморфиты), или в кембро-ордовикских прогибах, иногда прослеживаются из прогибов в поднятия. Вертикальная суммарная амплитуда по ним определяется в 3—4 км. Они отделяют блоки метаморфитов от областей с широким развитием вендских субплатформенных отложений, а в прогибах нижнюю часть геосинклинального разреза от верхней. Эти разломы, как и краевые, контролируют положение частных приразломных рифтоподобных грабен-синклиналей. В узлах сопряжения и пересечения межблоковых разломов между собой и с другими типами разломов возникают так называемые крестообразные, "Т"-образные и другие складчатые структуры. Они по зонам разломов на отдельных участках (в узлах сопряжения) погружены в докембрийский гранито-метаморфический фундамент на 8—10 км (рис. 18). Как правило, зоны этих разломов ограничивают батолитоподобные интрузии гранитоидов, в то время как мелкие изометричные массивы гранитов располагаются в зонах разломов. Здесь же отмечаются отдельные субвулканические тела кислого состава девонского возраста. Разломы имеют обычно диагональную ориентировку, при этом на западе массива они северо-восточные, а на востоке — преимущественно северо-западные.

Следующая большая группа разломов относится к линеаментам скрытого типа. Они являются наиболее поздними и особенно интенсивно активизировались в девонское время. Ориентировка на западе массива ортогональная, широтная и меридиональная, а на востоке — диагональная. Именно на пересечении с ними располагаются основные рудные узлы Кокчетавского массива. Амплитуды вертикального перемещения по отдельным швам, входящим в эти зоны, названные трансблоковыми, достигают первых сотен метров, по ним отмечают флексурные перегибы складок, дайковые пояса. Они часто определяют контакты и их направление для девонских гранитоидов. Вдоль швов часто локализуются небольшие девонские грабен-синклинальные структуры. Большую группу образуют так называемые внутриблоковые разломы. Они обычно развиваются в пределах блоков поднятий или прогибов, имеют различную ориентировку и по простираанию ограничиваются ранее отмеченными пограничными краевыми или межблоковыми разломами. Протяженность этих внутриблоковых разломов обычно не превышает 10—15 км, в то

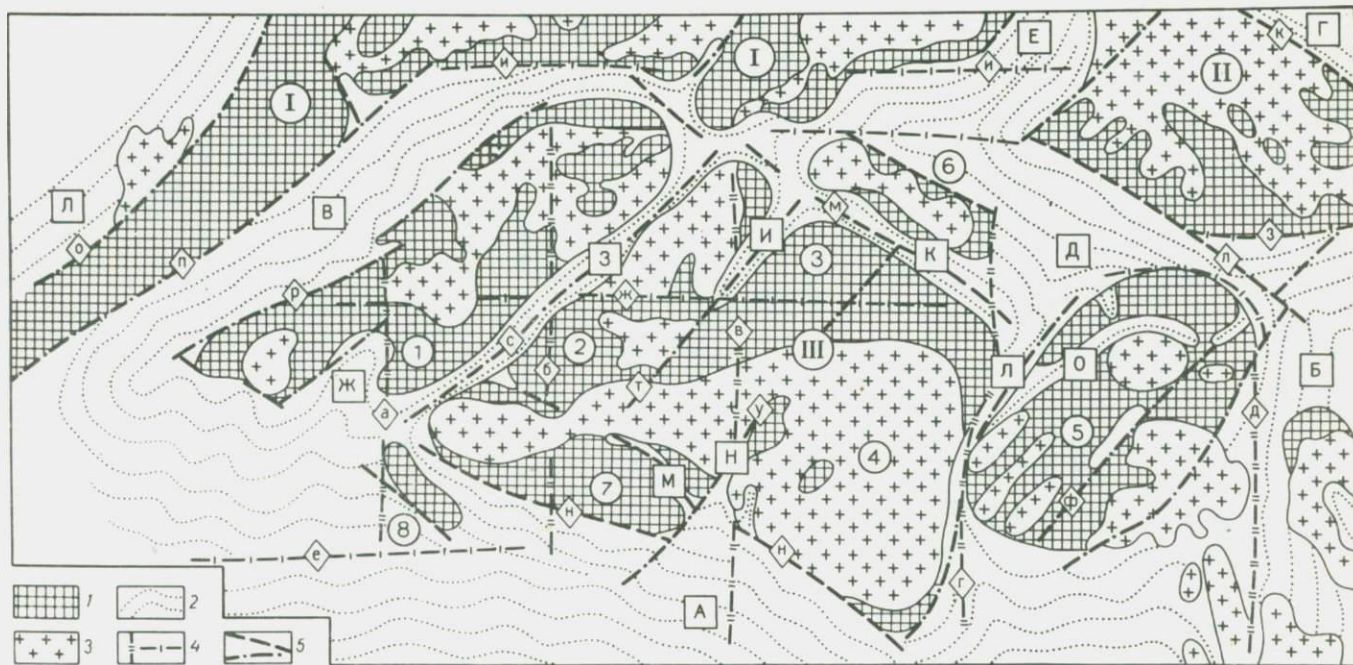


Рис. 17. Схема блокового строения центральной части Кокчетавского срединного массива.

1 — ядерные части массива, сложенные метаморфическими породами докембрия; 2 — каледонское геосинклинальное обрамление, представленное слабо-метаморфизованными отложениями кембро-ордовика, терригенными и вулканогенными; 3 — силурийские гранитоиды инверсионно-орогенного периода развития; зоны региональных разломов ортогональной (4) и диагональной (5) систем. *Антиклинории*: I — Заградовский; II — Шатский; III — Кокчетавский. *Блоки в их пределах*: 1 — Ефимовский, 2 — Баянский, 3 — Еленовский, 4 — Зерендинский, 5 — Боровской, 6 — Алтыбайский, 7 — Якшинский, 8 — Дубровский. *Синклинории*: А — Калмыккульский; Б — Восточно-Кокчетавский; В — Марьевский; Г — Петропавловский; Д — Азатский; Е — Донецкий. *Синклинали*: Ж — Стерлитамакская; З — Саумалкольская; И — Челкарская, К — Кокчетавская; Л — Джамантуская; М — Кууспекская; Н — Кутунгузская; О — Дорофеевская. *Региональные разломы*: а — Дубровский, б — Таранкольский; в — Желандинский; г — Аршалинский; д — Степнянский; е — Ялтинский; ж — Центральный; з — Шатский; и — Узкенский; к — Петропавловский; л — Атансорский; м — Кокчетавский; н — Аккан-Бурлукский; о — Подольский; п — Западно-Марьевский; р — Восточно-Марьевский; с — Володарский; т — Челкарский; у — Чаглинский; ф — Октябрьский; х — Джамантуский

время как ранее отмеченные системы разломов достигают по протяженности 100, а иногда и 150–200 км. Следует отметить, что многочисленные тектонические узлы, образованные непротяженными внутриблоковыми разломами, обычно не несут продуктивного оруденения. Только в рудных узлах, образованных пересечением краевых разломов пограничными, межблоковыми и трансблоковыми зонами линеаментов, на поднятиях (метаморфитах) и по их обрамлению возникают приразломные, обычно синклинальные складки кембро-ордовикских, вендских и девонских пород, глубоко погруженных в гранито-метаморфический слой. В этих узлах отмечаются контрастные и разнонаправленные вертикальные перемещения. Обычно вдоль разломов, главных для данного рудного узла, отмечаются тесно сжатые антиклинальные и синклинальные складки, которые при удалении от узла обычно выполаживаются. В отдельных узлах они нередко осложняются поперечными антиклинальными перегибами, отделяющими друг от друга самостоятельные рудные поля. При этом в тех частях узлов, где имеется только одна складка и проявились тесно сближенные секущие системы нарушений чаще одного секущего направления, располагается обычно единичное рудное поле. Там, где приразломная складка осложнена параллельными и поперечными антиклинальными перегибами и развиты многочисленные секущие швы глубинных разломов, обычно развиваются обширные рудные поля с многочисленными месторождениями или несколько сближенных рудных полей. Площадь рудных узлов, возникших в местах сопряжения и пересечения отмеченных выше зон глубинных разломов, достаточно компактна и обычно изометрична в плане, ее размеры обычно изменяются от 50 до 400 км² (см. рис. 17).

Поскольку значительная часть оруденения в узлах связана с периодом девонской активизации, важное значение приобретают девонские

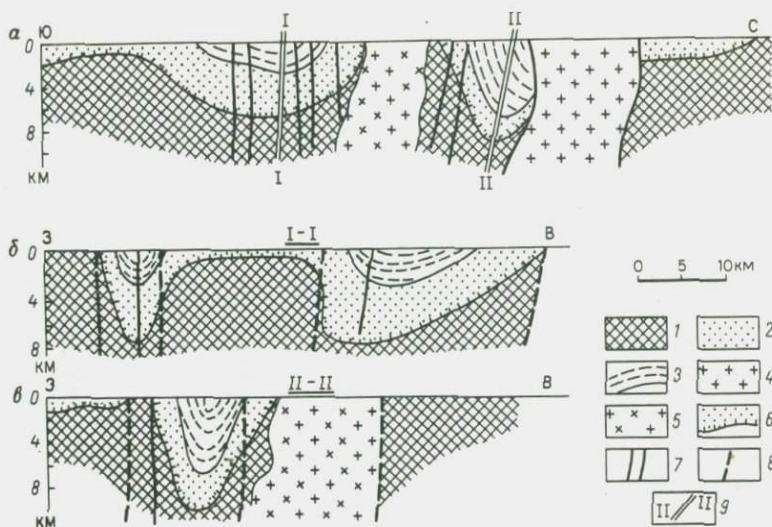


Рис. 18. Разрезы структурного узла (а — по простиранию главной зоны; б и в — поперечные разрезы).

1 — докембрийские метаморфические породы; 2 — платформенные отложения вендского (?) возраста; 3 — нижнепалеозойские отложения срединного массива, синхронные с геосинклинальными отложениями каледонид; 4 — лейкократовые границы начала девонской активизации (D_2-D_1); 5 — гранодиориты этапа инверсии (D_3-C_1); 6 — граница вендских толщ с метаморфическими докембрийскими породами; 7 — широтные и меридиональные нарушения трансблоковых зон глубинных разломов; 8 — нарушения зоны северо-восточного межблокового глубинного разлома; 9 — линии поперечных профилей.

структуры. К ним относятся все типы отмеченных выше зон разломов, активизированных в девоне, особенно в узлах их сопряжения и пересечения, а также поднятия и прогибы. В девоне Кокчетавский срединный массив представлял собой обширный свод, осложненный по зонам разломов различными прогибами, которые в настоящее время выполнены девонскими вулканитами и осадочными, обычно красноцветными молассами. Они часто образуют отчетливо вытянутые вдоль разломов грабен-синклинали либо представляют собой достаточно обширные, обычно изометричные депрессии, возникшие в блоках опускания между мощными зонами глубинных разломов. Рудные узлы размещаются в узлах пересечения и сопряжения разломов. Они также приурочены к обрамлению девонских депрессий. Иными словами, благоприятные для локализации оруденения зоны характеризуются сменой знака вертикальных движений в девонское время.

ГЛАВА III

ТИПЫ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ИХ СИСТЕМЫ

1. ОБЗОР ИЗУЧЕНИЯ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Концентрические структуры получили широкое признание и стали объектами массового исследования лишь в последние годы. Ранее внимание ученых было ограничено только несколькими типами таких структур, которые к тому же рассматривались изолированно. Это были гранито-гнейсовые купола древнейшей стадии развития Земли, магматические комплексы центрального типа (характерные, как считалось ранее, в основном для щитов) и вулканические постройки — кальдеры и вулканы центрального типа.

Согласно Е.В. Павловскому, геосинклинально-платформенной стадии развития Земли предшествовала нуклеарная (3 млрд. лет назад), а еще раньше — лунная (4,5—4,7 млрд. лет назад). Последняя характеризовалась преобладанием отрицательных овально-кольцевых форм; нуклеарной стадии были свойственны изометричные впадины, которые затем преобразовались в купольные структуры.

Впервые исследования интрузивов центрального типа и вулканических структур были проведены Е. Бейли, Е. Андерсоном, Х. Ричи, Г. Тиррелем в Шотландии. Обнаруженные кольцевые дайки и интрузивы стали называть тектонотипами таких структур. На их примерах Е. Андерсон обосновал гипотезу формирования кольцевых магматических тел, использующих трещины, образованные за счет избыточного магматического давления в очаговой камере. Конические и радиальные трещины, возникающие при этих условиях, сменяются цилиндрическими, образующимися при опустошении магматического очага. Те и другие разрывы залечиваются дайками, а цилиндрические блоки с поверхности перекрываются вулканитами, образуя кальдеры.

Интрузивы центрального типа вначале были обнаружены на щитах. Множество массивов такого типа описано в Африке, Австралии и т. д. Повсеместно они встречаются и в СССР; в Забайкалье, на Кольском полуострове, в пределах Украинского и Балтийского щитов и в других регионах. Сведения о вулканогенных кольцевых структурах до 1960 г. были ограничены.

В 60-е годы в литературе появились сообщения о широком распространении концентрических структур различных типов и масштабов. Были отмечены их наложенный характер и широкое распространение в областях различного тектонического типа. Однако подобные выводы поддерживали далеко не все ученые. И.Н. Томсон и Ю.П. Дежин в 1964 г. выдвинули представление об очаговых структурах, которые, так же как и сводовые поднятия, рассматривались в качестве наложенных структурных форм, типоморфных для условий тектоно-магматической активизации.

Установление широкого распространения структур концентрического типа стало возможным лишь благодаря комплексному использованию морфоструктурного, палеотектонического и геофизического методов. Важная роль в этом комплексе принадлежит морфоструктурному методу, который впервые применен Г.З. Поповой для выявления концентрических структур в пределах Казахстана.

В 70-е годы внимание геологов к этой проблеме было привлечено за счет расширения технических возможностей дистанционного исследования земной поверхности и прежде всего появления космических снимков. На основе дешифрирования космических снимков было установлено широкое распространение кольцевых структур независимо от тектонических типов регионов. С другой стороны, появление бесчисленного множества подобных структур создает проблему отбраковки концентрических образований эндогенного происхождения от мнимых колец, фантомов, метеоритных кратеров, эрозионных форм. Очевидно, что кольцевые структуры, выделенные каким-либо одним дистанционным методом, должны проходить "проверку на эндогенность" с помощью комплексного анализа всей имеющейся дистанционной и геолого-географической информации.

В настоящее время исследование кольцевых структур продолжается: совершенствуются методики выделения (В.Н. Брюханов, В.А. Гоуш и др.); создаются классификации по размерам (О.М. Борисов, А.К. Глух, В.В. Соловьев и др.), и генетическим особенностям (Г.М. Фремд, В.И. Рыбалко и др.); исследуются геофизические характеристики (В.В. Муравьев) и т. д. В ИГЕМе традиционно разрабатываются проблемы металлогенического анализа концентрических структур разного ранга. Во многих статьях и монографиях были рассмотрены основные закономерности морфологии очаговых структур, методические вопросы диагностики как последних, так и рудоконтролирующих сводов более крупных масштабов [19, 32]. Наряду с описанием конкретных кольцевых структур разных районов мира [32] было предпринято обобщение их типов и исследованы вопросы взаимоотношений как друг с другом, так и с линейными формами [39]. Можно констатировать, что изучение концентрических структур выросло в общую проблему, и их следует рассматривать как единую сложную систему дислокаций, определяющую закономерности распространения и состава не только магматических, но и рудных формаций, а также локализацию месторождений нефти и газа. Большие трудности вызывает геологическое истолкование природы концентрических структур.

2. КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Известные в настоящее время концентрические структуры очень разнообразны по размерам, возрасту, по сопровождающим геологическим формациям. Существует представление о том, что пер-

вичными структурами Земли были мегаконцентрические. Линейные разломы возникли позднее в протерозое и часто деформируют изометричные протоструктуры. Однако взаимосвязь разломов и концентрических структур значительно сложнее. Она проявляется двояко: с одной стороны, в группировках концентрических структур вдоль разломов, а с другой — в радиально-концентрическом характере самих крупнейших систем разломов. Можно даже утверждать, что крупнейшие системы региональных разломов имеют черты концентрических структур. Закономерная ориентировка разломов и рифтов в приполярных областях Земли, а также в кратонах проявляется в их радиальном и концентрическом расположении и была отмечена П.С. Вороновым в 1961 г. Крупнейшим региональным системам разломов присущи морфологические черты, которые могут быть связаны с ротационными движениями ограниченных ими блоков.

В настоящее время известно несколько систематик концентрических структур. В.В. Соловьев классифицирует их отдельно по нескольким признакам [36]. Вместе с тем он проводит параллель между размерами структур и глубиной их заложения, полагая, что они ограничены конфокальными разломами. Таким образом, основные генетические группы таких структур имеют различные размеры.

А.В. Доливо-Добровольский и С.И. Стрельников в 1978 г. предложили другую систематику крупнейших кольцевых структур, образование которых они связывают со становлением гранитного слоя. Эти структуры выступают в качестве жестких массивов и огибаются подвижными зонами. Выделенные этими авторами типы кольцевых структур соответствуют различным этапам формирования гранитного слоя. Наиболее древние структуры именуются гранитными овалами и сопровождаются линзовидными увеличениями мощности гранитного слоя. К более поздним образованиям отнесены гнейсовые складчатые овалы, по Л.И. Салопу, которые располагаются по периферии гранитных овалов.

Подчиненные по отношению к гнейсовым складчатым овалам — "овальные структуры Саамского гранитообразования".

Еще в 1956 г. О.Б. Гинтов и др. отметили, что некоторые из гигантских земных концентрических структур имеют общие черты с кольцевыми бассейнами Луны и, вероятно, были заложены еще на лунной стадии развития нашей планеты.

К похожим выводам пришли М.З. Глуховский и Е.В. Павловский, которые попытались рассмотреть эволюцию концентрических структур Земли, начиная с лунной стадии ее развития. По данным этих исследователей, в лунную стадию на земной поверхности господствовали отрицательные, округлые в плане, тектонические структуры. Последующие процессы гранитизации в нуклеарную стадию привели к формированию первичных консолидированных ядер континентальной коры, а в дальнейшем — овоидно-кольцевых систем. Последние представляют собой основные тектонические элементы фундамента древних платформ. М.З. Глуховский и Е.В. Павловский выделяют

два основных типа овоидно-кольцевых систем — синформные и антиформные, которые в геологическую стадию развития Земли отличались разным планом развития. Синформные структуры в отличие от антиформных характеризовались геологически активными ядрами и пассивными флангами. В процессе эволюции такого рода структуры, вероятно, могли трансформироваться в сводовые поднятия.

Учитывая имеющиеся данные, попытаемся более полно систематизировать концентрические структуры с привлечением нескольких классификационных признаков. К последним можно отнести: возраст образования и длительность жизни структур, распределение впадин и поднятий в их пределах, размеры в плане, ассоциирующие геологические формации, фациальные типы сопутствующего магматизма, морфологию и внутренние дислокации, геофизические характеристики (структуры с "тяжелым" и "легким" ядрами).

Предпочтительной была бы классификация, в которой были бы отражены взаимосвязи основных их признаков при одном определяющем. С этих позиций представляется, что основой для расчленения концентрических структур на порядки и типы являются их латеральные размеры. Действительно, по размерам концентрические структуры образуют дискретный ряд, в котором соседние ранги структур могут отличаться по диаметрам в 1,5 раза. По мнению В.В. Соловьева, существует связь между латеральными размерами и глубиной заложения структур.

Заметно меняется при переходе от одного порядка структур к другому характер связанных с ними геологических формаций. Внутри разных порядков можно выделить типы структур уже по структурно-морфологическим признакам. При типизации глобальных длительно развивавшихся структур мы опирались на особенности разморасположения геосинклинальных зон и стабильных массивов, часто представляющих собой древние овалы гранитизации или гнейсовые овалы, перекрытые местами платформенным чехлом. Начиная с мегаконцентрических структур в основу типизации были положены характер размораспределения впадин и поднятий, особенности сопровождающих их геологических формаций и типы разрезов толщ во впадинах. Эти основные признаки позволили выделить несколько структурно-морфологических типов концентрических структур, которые повторяются в различных порядках. Однако даже морфологически однотипные структуры разных порядков отличаются по характеру сопровождающих геологических формаций или по строению разрезов во впадинах.

Фундаментальный класс концентрических структур — глобальные мегаструктуры, которые определяют позицию дугообразных подвижных поясов различных типов.

Характеристика мегаструктур этого класса начала приводиться в литературе сравнительно недавно.

Основной класс глобальных мегаструктур включает объекты

двух порядков величин. Мегаструктуры I порядка имеют размеры в поперечнике 2500—5000 км и мегаструктуры II порядка 1200—1600 км. В формах геологического выражения они достаточно сходны между собой. Главная особенность заключается в закономерной приуроченности к ним дугообразных и концентрических геосинклинально-складчатых систем, срединных массивов вулканических поясов, а также систем рифтогенных впадин и др. Необходимо отметить, что глобальные мегаконцентрические структуры не представляют собой сводовых поднятий. Последние достигают в поперечнике не более 800 км. Глобальные структуры представляют собой концентрическое чередование прогибов и поднятий, так как образованию гигантских сводов могут препятствовать гравитационные причины.

Для противопоставления отметим, что мегаструктуры подчиненных размеров (диаметром сотни, до тысячи километров) обычно не контролируют геосинклинальные системы. Они возникают позже на завершающих стадиях геосинклинального развития. Максимальное выражение мегаструктуры этого ранга получают в орогенных условиях.

Далее отметим, что глобальные структуры имеют более длительный и непрерывный цикл развития, тогда как, начиная с мегаструктур, активное развитие концентрических структур ограничивается орогенными периодами.

Структуры I порядка, вероятно, имеют более древнее заложение, которое относится к началу геосинклинально-платформенной стадии развития Земли и более ранним периодам общей консолидации и перехода к платформенному режиму.

Консолидированные ядра этих структур, возможно, отвечают гранитным овалам, в понимании А.В. Доливо-Добровольского и С.И. Стрельникова, и имеют катархейский возраст. Концентрический тип дислокаций таких глобальных структур, как Арктическая, Гиперборейская, Сибирская, Восточно-Европейская, возник еще в катархее, когда были сформированы их жесткие ядра, трансформировавшиеся затем в платформы. Впоследствии в рифее в процессе альгонкского перелома (по Г. Штилле) вокруг ядер сформировались концентрические пояса геосинклинальных прогибов валлообразных поднятий и срединных массивов, которые закономерно сменяли друг друга в радиальном направлении. В неогее сохранившаяся генеральная концентричность в расположении геосинклинальных прогибов и поднятий вокруг древних платформ была осложнена сформировавшимися мегаконцентрическими структурами II порядка.

Среди мегаструктур II порядка (1400—1600 км) имеются образованные в среднем рифее и венде. Примером является Казахстанская мегаструктура. Связанные с ней геосинклинали — каледонские, тогда как герцинские прогибы возникали лишь в результате регенерации геосинклинального режима по внешней периферии структуры.

Орогенные условия все шире распространялись начиная с девона до их преобладания в позднем палеозое. Активизация и орогенез в

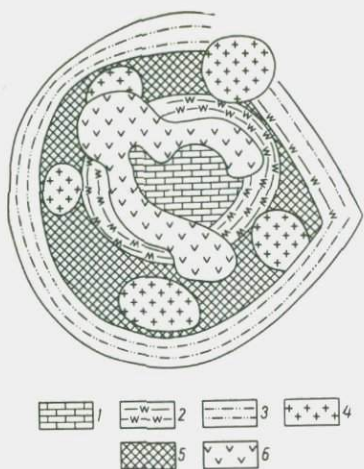


Рис. 19. Глобальные мегаконцентрические структуры с диаметрами 2500–5000 и 1400–1600 км. Тип Казахстанской глобальной мегаструктуры.

1 — карбонатно-терригенные толщи чехла; 2 — эвгеосинклинальные толщи; 3 — миогеосинклинальные толщи; 4 — срединные массивы; 5 — зоны ранней консолидации; 6 — вулканы порфировой формации

мезозое и кайнозое носили амагматический характер, отмечая тем самым направленную эволюцию глобальной мегаконцентрической структуры и общую направленную стадийность ее развития. Стабильные условия были характерны лишь для ядра структуры, в пределах которого формировался платформенный чехол. Общий период направленного развития глобальных мегаструктур составлял 1300 млн. лет.

Сравнивая внутреннее строение глобальных мегаструктур I и II порядков, можно найти в них многие общие черты, которые заключаются в концентрическом чередовании тектонических зон различного типа. Роль ядра структуры играет стабильный блок изометричной формы, который обычно перекрыт платформенным чехлом. Ядро обрамляется эвгеосинклинальным прогибом. Затем следует концентри-

ческий пояс относительных поднятий, включающий цепь срединных массивов. Периферическая зона представляет собой концентрический пояс миогеосинклинальных прогибов. Последние могут иметь латеральный переход в эвгеосинклинали, особенно в местах "деформаций" мегаструктуры линейными системами разломов. Достаточно широкое распространение геосинклинально-складчатых зон дугообразной формы объясняется, по-видимому, влиянием глобальных концентрических структур (рис. 19). Последние нередко замаскированы траппами, толщами платформенного чехла и орогенными формациями, перекрыты плащом рыхлых отложений. Для их прослеживания порой требуется геофизическое трассирование отдельных зон под перекрывающими толщами. Следует отметить, что полно-развитые концентрические геосинклинальные пояса редки из-за экранирующего влияния планетарных систем линейных разломов. Например, Казахстанская глобальная мегаконцентрическая структура, которая ограничивается на северо-востоке Иртышским и параллельными ему разломами. Последние сопровождаются линейной зоной Зайсайской геосинклинальной системы, продолжающей периферический пояс герцинских геосинклиналией, обрамляющих мегаструк-

туру. Деформирующее влияние периферических систем разломов может превратить мегаконцентрические структуры в полигональные. Однако существование радиальных авлакогенов свидетельствует о центральной симметрии мегаструктур (Восточно-Европейская платформа).

Другой фактор, который "маскирует" глобальные мегаконцентрические структуры, — интерференция концентрических структур разного порядка.

Что касается связи структурно-формационных зон с глобальными мегаконцентрическими структурами, то она проявляется в тектонической зональности вокруг них и асимметричном распределении геологических формаций и внутренних структурно-фациальных зон геосинклиналей по отношению к ядру-мегаструктуры. Эта асимметрия выражается в направленной смене (к центру мегаструктуры) фронтальной зоны (которая может быть представлена передовым прогибом) центральной и тыловой зонами. Далее в направлении центра структуры следует изометричный блок ядра, обычно перекрытый платформенным чехлом. Таким образом, если говорить о формационных особенностях глобальных мегаструктур, то для них можно признать характерным латеральный асимметричный ряд структурно-формационных зон от субплатформенной к геосинклинальным, сменяющим друг друга в радиальном направлении от центра структуры.

На ранних стадиях развития глобальных мегаконцентрических структур весьма отчетливо проявляются раздвиговые явления в двух концентрических поясах. Последние на следующих этапах развития испытывают сжатие и складчатость. Орогенные этапы развития существенно преобразуют мегаструктуры. Именно тогда могут возникнуть рифтовые пояса по периферии мегаструктуры, как это отмечается на примере Восточно-Азиатской мегаструктуры (по В.В. Соловьеву). С орогенным периодом связаны формирование континентальных вулканических поясов, гранитоидных зон и возникновение концентрических структур подчиненных рангов. Период существования последних, таким образом, значительно меньше, чем у глобальных мегаконцентрических структур. Большие отличия имеются и в формах проявления. Возникая в заключительные стадии геосинклинального развития, эти структурные элементы достигают расцвета в орогенный период, контролируя распределение различных магматических формаций и определенных типов оруденения.

Мегаструктуры отличаются от глобальных прежде всего тем, что обычно они не определяют заложения геосинклинальных рвов (рис. 20). Отдельные исключения возможны, и в этих случаях геосинклинальное обрамление мегаструктур отличается неполнотой развития. Системы мегаструктур могут группироваться в гирляндовые дуги, причем последние обычно располагаются по периферии глобальных мегаструктур. Примером служит гирлянда мегасводов Срединного и Северного Тянь-Шаня (Ферганский и др.), располагающиеся по периферии Казахстанской глобальной мегаструктуры.

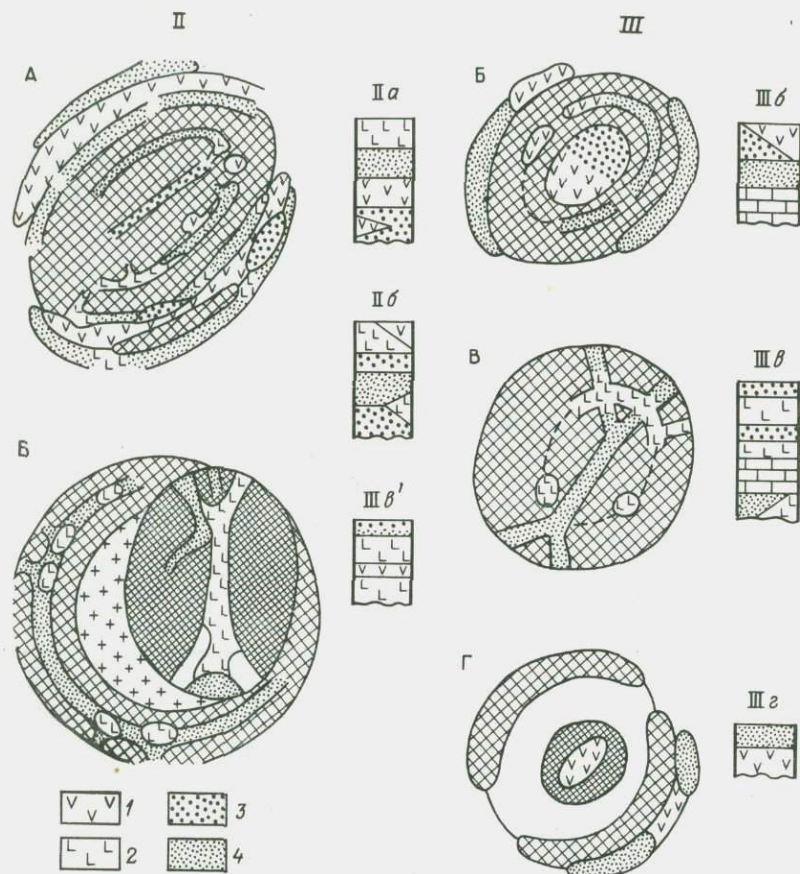
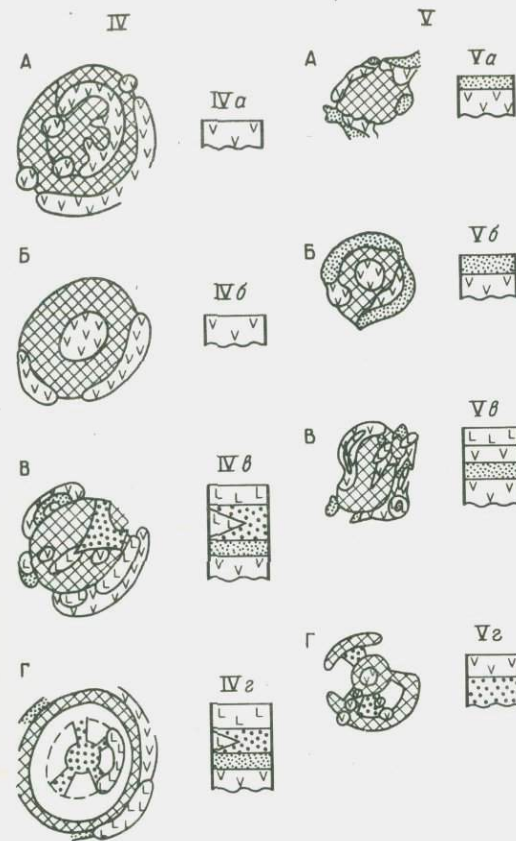


Рис. 20. Концентрические структуры II—V порядков (II порядка с диаметром 300 км; V — 500—200 км).

IIA — тип Хэнтэй-Даурского мегасвода; IIБ — тип Восточно-Африканский мегасвод III порядка).
 IIIБ — тип Ферганского мегасвода; IIIВ — тип Рейнского мегасвода; IIIГ —
 IVА — тип Южно-Сихотэ-Алинского свода; IVБ — тип Западно-Закарпатского
 IVГ — тип Усть-Амурской концентрической структуры.
 VА — тип Ундино-Борзинского свода (Забайкалье); VБ — тип Кутуйнского
 свода (Забайкалье); VГ — тип Центрально-Алданской концентрической ст-
 1 — вулканы порфировой формации; 2 — базальты; 3 — моласса; 4 — континент

Необходимо также отметить, что, начиная с мегаструктур, значительно большим становится их формологическое разнообразие. Среди структур подчиненных рангов присутствуют их контрастные морфологические типы: сводовые поднятия, округлые впадины, концентрические структуры, состоящие из чередующихся валов и впадин. Морфологическое разнообразие структур может отражать также стадии и типы их эволюции. Так, например, охарактеризован-



900—1200 км; III — 350—800 км; IV — 200—
 мегаструктуры (IIIВ' — осложняющий ее Кений-
 тип Индигирской мегаструктуры.
 свода; IVВ — тип Нижне-Амурского свода;
 го свода (Забайкалье); VВ — тип Средне-Аргунс-
 структуры.

тальные тонкообломочные толщи

ный ранее Хэнтэй-Даурс-
 кий мегасвод возник из
 впадины, обрамленной
 замкнутой кордильерой
 [19]. Длительно разви-
 вающиеся своды могут
 в результате распада "за-
 меститься" изометричны-
 ми впадинами, как это
 отмечал И.В. Корешков.
 Это дает основания мор-
 фологические типы струк-
 тур использовать в каче-
 стве подчиненного классификационного признака
 внутри основных таксо-
 номических групп. Простые
 своды брахиантиклиналь-
 ной формы более харак-
 терны для классов струк-
 тур с небольшими раз-
 мерами.

Примером сложных
 брахиантиклинальных со-
 оружений (тип IIA) этого
 класса может служить Хэ-
 нтэй-Даурский мегасвод
 Забайкалья и МНР (см.
 рис. 19). В его пределах
 отчетливо выделяется
 внутренняя зона, отделен-
 ная системой грабенот от
 внешней. По периферии
 расположены пояса впа-
 дин, которые осложнены
 вдоль оси валовидным
 выступом.

Впадины внутренней
 концентрической зоны не

включают толщ низов разреза периферических впадин. Они ослож-
 няются радиальными ответвлениями и кальдерными постройками.
 Гранитоидные комплексы, особенно широко распространенные
 во внутренней зоне мегасвода, образуют концентрические пояса
 различного состава.

В осевой части внутренней зоны известны остатки системы впа-
 дин, выполненных "гольцовой" юрой, которые когда-то, возможно,
 слагали осевой рифт.

Есть основания полагать, что Хэнтей-Даурский мегазвод перенес несколько циклов развития (позднепалеозойский и мезозойский).

В группе мегаструктур I порядка (1000 км в диаметре) можно выделить мегаконцентрические структуры с периферическим рифтогенным поясом (прототип Восточно-Африканской мегаструктуры) и изометричные впадины (тип IIB) (см. рис. 19).

Восточно-Африканская мегаконцентрическая структура состоит из двух самостоятельных тектонических зон — стабильного центрального ядра (Танганьикский щит) и концентрической мобильной зоны [6]. Танганьикский щит преимущественно сложен гранитоидами (возраст 2500—3150 млн. лет), включающими блоки докембрийских мегавулканических и метаосадочных пород. Периферический мобильный пояс сложен разновозрастными комплексами и можно предполагать его архейское заложение. Мобильный пояс выступал в виде поднятия, внутри которого образовались грабены — рифты, сопровождавшиеся вулканической и интрузивной деятельностью. Депрессии в пределах поднятий мобильного пояса формировались неоднократно: в нижнем протерозое, юре (кольцевой пояс впадин Карру) и миоцен-четвертичном периоде.

Мобильное кольцо выступает как поднятие в современном рельефе, достигающее высот 2000—5000 м, при отметках центрального ядра не выше 1500 м. Впадины одного цикла развития (например, миоцен-четвертичного) имеют сложное строение и сложены грубообломочными породами в нижней части разреза и мелкообломочными — в верхней, среди последних появляются более грубые фации к концу цикла. Магматизм проявляется в рифтовых впадинах по крайней мере двукратно. Н.А. Логачев показал на примере Танганьикской рифтовой зоны, что для раннего периода характерны щелочно-базальтовые излияния, а для позднего — ультраосновные — щелочные и кислые лавы.

Отметим также, что Восточно-Африканская мегаконцентрическая структура осложнена дочерним Кенийским сводом, который может быть отнесен к типу IIIB'. Характер толщ, выполняющих рифтогенные впадины этой структуры, совершенно иной. Здесь, как отмечает Н.А. Логачев, преобладают вулканиты, которые относятся к двум сериям — оливин-базальтовой и фельдшпатоидной. На этом примере можно видеть разницу в формационных типах толщ, выполняющих впадины, связанные со структурами разных порядков (типы IIB и IIIB).

Различие между мегаструктурами II и III порядков заключается также в том, что для первых характерно периодическое возобновление активности после периодов длительного покоя, тогда как вторые развивались в течение одного (иногда двух) циклов. Хорошо иллюстрируют это мегазводы III порядка — Южно-Родезийский и Кенийский, первый из которых сопровождается впадинами Карру, а второй — миоцен-четвертичными.

Южно-Родезийский мегасвод к тому же рассечен осевой впадиной и морфологически аналогичен как Кенийскому, так и Рейнскому мегасводам (тип IIIB). Осевой Верхне-Рейнский грабен последнего расщепляется в местах северного и южного периклинальных окончаний мегасвода. Вулканические аппараты локализовались вдоль зоны концентрических дислокаций, ограничивающих внутреннюю зону свода. Крупные вспышки магматизма приурочены к пересечениям осевого грабена этой концентрической зоной дислокаций (см. рис. 19). Толщи кайнозойского цикла седиментации, выполняющие грабен, представлены содержащими эвапориты лагунными отложениями, которые сменяются относительно грубообломочными фациями вверх по разрезу. Периодически возобновлялась магматическая деятельность, причем развивались щелочные образования фонолитовой формации и щелочных базальтоидов. К этим же формациям относятся вулканы аналогичного по типу Кенийского мегасвода. Необходимо отметить, что формационный характер проявлений вулканизма в пределах этих двух сводов идентичен, несмотря на то что они возникли на разном субстрате. По-видимому, следует отметить формационную специфику магматизма мегасводов II и III порядков. Эти соотношения отчетливо устанавливаются на основании данных Н.А. Логачева по вулканогенным формациям Эфиопского и Кенийского мегасводов. Для Эфиопского мегасвода (структура II порядка) установлена принадлежность вулкаников к формациям толеитовых базальтов и щелочной оливин-базальтовой. В ареале Кенийского свода (структура III порядка) появляются щелочно-базальтоидная и фонолитовая формации. Таким образом, по мере перехода к более локальным структурам возрастают щелочность и степень дифференцированности магматических пород.

Структуры, аналогичные по размерам мегасводам III порядка (350–800 км), широко распространены среди докембрийских формаций. Л.И. Салоп именует их "гнейсовыми складчатыми овалами", а О.Б. Гинтов — "тектоническими" [6]. Эти авторы отмечают достаточно резкое различие между локальными "гранито-гнейсовыми куполами" (ранга очаговых структур) и "гнейсовыми складчатыми овалами". Предполагается, что первопричиной образования складчатых овалов являлся повышенный тепловой поток, который переносился фильтрующимися трансмагматическими флюидами. В результате в ядре структуры происходили гранитизация и мигматизация толщ. Среди фанерозойских концентрических структур имеются близкие аналоги складчатым овалам прежде всего по размерам и форме. В дискретном ряду фанерозойских структур им соответствует группа мегасводов III порядка с размером в диаметре 350–500 км.

Пример мегасводов другого типа (IIIB) — Ферганский мегасвод. Его отличает овальная центральная впадина. Кольцевой пояс поднятий в крыльях мегасвода расчленен грабеноподобными впадинами дугообразной формы (вдоль его оси). Эта система концентрических впадин расчленяет пояс поднятий на внутреннюю и внешнюю

зоны. Внутренняя зона отличается повышенной тектонической активностью. В периферической части мегасвода также локализуются впадины, расположенные спорадически. Формации, выполняющие впадины, представлены молассой и вулканогенной молассой. В основании грабенообразных впадин присутствуют терригенно-карбонатные отложения. Среди интрузивных поясов в приподнятых крыльях сводов наряду с известково-щелочными гранитоидами выделяются щелочно-гранитоидные комплексы, а также пояса мелких гипербазитовых тел. Две последние ассоциации магматических тел по размерам и расположению связаны с мегасводом.

Еще один морфологический тип мегаструктур этого класса может быть показан на примере Индигирской мегаструктуры (тип IIIГ). Она состоит из незамкнутых дугообразных периферических валов и локального поднятия в центре структуры. Впадины с вулканитами порфировой формации и отчасти с терригенными толщами располагаются за пределами внешнего вала и также осложняют центральное поднятие. Для структур этого типа весьма характерно присутствие многочисленных поясов даек, которые следуют вдоль радиальных и концентрических дислокаций.

Достаточно разнообразны по морфологии и мезоконцентрические структуры, размер которых в диаметре 200–300 км. В этой группе широко распространены простые своды, имеющие форму пологих брахиантиклиналей. Можно выделить три разновидности таких сводов. Одни из них обрамлены вулканическими впадинами. В центре таких сводов располагаются изометричные вулканические поля. Примером является Западно-Закарпатский свод, охарактеризованный ранее [31]. Впадины, связанные со сводами этого типа, выполнены только вулканитами порфировой формации.

Сводь другого типа характеризуются наличием не только периферических вулканических полей, но и вулканических впадин, которые следуют вдоль концентрических дислокаций, ограничивающих ядро свода. Вулканические впадины имеют дугообразную форму или образуют цепь кальдер. В ядрах сводов этого типа присутствуют радиальные вулканические впадины, а также пояса даек, следующие радиальным направлениям. Внутренние части подобных сводов являются, по-видимому, наиболее тектонически активными зонами.

Характерные представители сводов этого типа — орогенные структуры Сихотэ-Алиня, особенно его южной части. Из-за своего положения на окраине материка они имеют асимметричное строение.

Среди мезоконцентрических структур отмечаются также формы несводового типа. Они могут быть представлены периферическим кольцевым валом и внутренней зоной относительных опусканий. В пределах последней бывают отчетливо выражены радиальные дислокации, которые могут сопровождаться впадинами. Нередки во внутренней зоне базальтовые покровы. Во внешней зоне за пределами концентрического вала также локализуются впадины, выполненные терригенной толщей и вулканитами порфировой формации, а также базальтами. Типовая структура подобного рода — Усть-Амурская.

Можно отметить, что геологические формации, выполняющие впадины, связанные с мезоструктурами, отличаются более простым составом, чем те, которые установлены со структурами более высокого ранга.

Среди локальных структур с размером в поперечнике от 50 до 200 км широко распространены простые локальные своды. Эти брахиантиклинальные поднятия обрамлены по периферии впадинами с вулканитами порфировой формации, местами перекрытыми терригенной толщей. Подобного типа своды, по данным И.Н. Томсона и Н.Т. Кочневой, широко развиты в Забайкалье. Внутренние части этих сводов заняты интрузивными ареалами, а в крыльях концентрируются ареалы даек (см. рис. 20).

Другая разновидность локальных сводов отличается тем, что осложнена изометричными центральными впадинами. Примером является Куйтунский свод Забайкалья с кальдерой в центральной части. От центральной кальдеры лучеобразно расходятся по радиальным направлениям пояса даек. Впадины, опоясывающие свод по периферии, сложены в нижних частях разреза вулканитами порфировой формации, перекрытыми терригенной континентальной толщей. В поясе периферических впадин известна и кальдерная постройка. Последняя отличается от центральной впадины свода более коротким периодом развития.

Еще один тип локальных сводов характеризуется присутствием линейной осевой впадины. Это — Средне-Аргунский свод Забайкалья. Периферические и осевая впадины сводов этого типа имеют более сложное строение и наличие в разрезе как вулканитов порфировой формации, так и терригенных отложений, а также базальтов.

Среди локальных структур можно выделить также "несводовые" концентрические структуры, например Центрально-Алданскую. Эта структура опоясывается с периферии дугообразными валами. Во внутренней, опущенной части структуры выделяется купольное поднятие ядра. Отчетливо выражены секториальные блоки поднятия и опускания с терригенными отложениями. Цепи кальдер следуют также вдоль радиальных направлений.

Рассмотренные выше структурно-морфологические типы концентрических структур различных порядков позволяют сделать вывод, что в каждом порядке структур повторяются основные структурно-морфологические типы. Однако в рядах однотипных структур происходит направленное изменение характера геологических формаций, меняются типы разрезов во впадинах, сопровождающих концентрические структуры. Именно поэтому предлагаемая система классификации концентрических структур, имея как бы две координаты, включает пять порядков структур, различающихся по характеру сопровождающих геологических формаций, и четыре основных морфологических типа, повторяющихся в разных порядках структур. Таким образом, выделяются "горизонтальный" и "вертикальный" ряды концентрических структур (см. рис. 19—20). Если рассматривать изменение связанных со сводами геологических формаций

в "горизонтальных" рядах структур различных порядков, то можно установить направленное изменение, которое прослеживается прежде всего по преобразованию разрезов толщ во впадинах.

Глобальные структуры I порядка стоят в этом ряду особняком, так как им сопутствуют зонально расположенные ряды формаций различного типа — от миогеосинклинальных к эвгеосинклинальным и платформенным. Эти формационные ряды характеризуют определенный раздвиговой период развития глобальных структур. С периодами преобладания орогенеза связан другой формационный ряд — наземных вулканических поясов и наложенных впадин.

Направленный характер изменения толщ прослеживается, начиная с впадин, связанных с мегаструктурами II порядка. Типичный разрез начинается с грубой молассы в нижних частях разреза и теригеной, местами угленосной толщей в верхах. Вулканиды залегают в нижней, средней и верхней частях разреза. Они могут быть представлены различными формациями. Толеитовые или оливиновые базальты присутствуют в мегаструктурах разных морфологических типов, особенно на завершающих этапах. Однако в мегасводах этого порядка (IIA) широко распространены вулканиды порфировой формации, тогда как в мегаструктурах "несводового" типа (IIB) преобладает базальтоидный магматизм (см. рис. 20). Переходя к структурам III порядка, можно видеть существенные изменения в типах разрезов впадин и характере сопутствующего мегасводам вулканизма. Последний отличается повышенной щелочностью. Особенно отчетливо это видно при сравнении Восточно-Африканской и Эфиопской мегаструктур (IIB) с Кенийским мегасводом (IIIB'). Последний является дочерней формой по отношению к первым двум мегаструктурам. Если в пределах Эфиопского мегасвода преобладающее развитие получили щелочная оливин-базальтовая и толеитовая формации, то в Кенийском своде распространены щелочно-базальтовая и фонолитовая формации. Точно такой же формационный состав имеют вулканиды Рейнского свода. Для мегасводов типа IIIB характерны интрузивные пояса.

Что касается разреза осадочных толщ в мегаструктурах III порядка, то они также отличаются от тех, которые сопутствуют мегаструктурам II порядка. В низах разреза впадин, связанных с мегасводами типа IIIB и IIIB', залегают тонкообломочные и хемогенные осадки. Вверх по разрезу появляются грубообломочные отложения. Важное значение имеют также интрузивные формации. Они больше развиты на мегасводовых поднятиях, в зонах их интенсивных воздыманий. Вероятно появление более щелочных интрузивных формаций при переходе от структур II к III порядку. Так, если для мегасводов типа IIA типичны пояса гранитоидов нормальной и повышенной щелочности, то для мегасводов, например, IIIB характерны граносиенитовые пояса.

При переходе к структурам IV порядка резко упрощается строение разреза сопутствующих впадин. Для структурно-морфологических типов IIA и IIB впадины выполнены вулканидами порфировой

формации. Во впадинах, связанных со структурами типов IVB и IVГ, отмечаются терригенные толщи, которые огрубляются вверх по разрезу. Вулканиды порфиrowого состава сменяются в верхней части разреза базальтами, которые, видимо, сопутствуют стадии распада и оседания структур.

Вулканиды порфиrowой формации играют важную роль во впадинах, связанных со структурами V порядка. Выше них по разрезу находятся континентальные терригенные толщи. Со структурами, испытывавшими явления распада, связаны базальты.

Таким образом, по строению толщ во впадинах можно судить, с каким порядком структур эти впадины связаны. Есть также основания предполагать, что структурам разных порядков сопутствуют различные типы орогенных формаций.

В отношении взаимоотношения структурно-морфологических типов концентрических структур можно отметить, что в процессе развития один тип, вероятно, может переходить в другой.

Кратко остановимся на общих проблемах типоморфизма геологических формаций по отношению к концентрическим структурам различных порядков. В условиях ограниченной геологической летописи орогенных периодов выделение таких обобщенных формационных подразделений, как, например, молассовое, абсолютно недостаточно. Как отметил в 1981 г. Ю.П. Писцов, из молассовой формации следует выделить несколько формационных типов отложений, которые отвечают различным типам ландшафтов: горному и равнинному рельефу, глубоководным и мелководным озерам, площадям проявления вулканизма, долинам рек. Крупные подразделения ландшафта отвечают тектонически предопределенным формам рельефа. Таким образом, более детальное подразделение континентальных формаций служит основой для тектонического районирования орогенных областей и реконструкции палеогеографических условий. Систематизация континентальных формаций — важная задача будущего. Не меньше проблем связано с выделением групп магматогенных формаций, типоморфных для орогенных условий. Возможный путь такого анализа был намечен выше и он заключается в выделении формаций, типоморфных для орогенных (концентрических) структур различных порядков.

Помимо охарактеризованных выше концентрических структур пяти порядков существует еще одна большая группа широко распространенных концентрических структур небольшого размера. Она выделяется в самостоятельный класс очаговых структур [40]. Их размер в диаметре обычно не превышает 50—70 км. К этим структурам VI порядка относятся также гранитогнейсовые купола докембрия, которые еще Ц. Вегман рассматривал как результат гранитного диапиризма. Округлые ядра таких структур формируют гранитогнейсы, мигматиты, метаморфические сланцы. Интересно, что диаметры гранито-гнейсовых куполов обычно не превышают первых десятков километров [7]. Поэтому возникают естественные парал-

Форма типов	Т и п ы		
	I	II	III
А купольная			
Б неполная развитая купольная (полукупола)			
В блоковая			



Рис. 21. Схема структурно-морфологических типов "очаговых" поднятий.

Типы куполов:

I А — Экугского, Санлайт и Маунт-Бишоф; II А — Алпачинского, Светлинского и Гуаюхуато; III А — Арбридж, Рико, Крид, Боди

Типы подкуполов:

I Б — Алинского, Березовского и Офир; II Б — Мяо-Чанского; III Б — Мо-голлон; II В — III В — предполагаемая форма удлиненного очагового блока.

1 — линии внутренних дислокаций; 2 — региональные разрывы; 3 — возможные участки возникновения вторичных грабенов

лели между гранито-гнейсовыми куполами и фанерозойскими очаговыми купольными структурами [40]. Причиной их образования является интрузивное давление. Л.И. Салоп отмечает, что число гранито-гнейсовых куполов резко убывает при переходе к геосинклинально-платформенной стадии развития Земли (3,5 млрд. лет назад). Однако, несмотря на это утверждение, известны гранито-гнейсовые купола мезозойского (Забайкалье), палеогенового (Альпы) возраста. Таким образом, возможно, что на глубоких уровнях некоторые очаговые структуры выражены в форме гранито-гнейсовых куполов.

Структурно-морфологические типы очаговых структур выделялись ранее Э. Уиссером, Е.В. Свешниковой, И.Н. Томсоном, М.А. Фаворской и другими исследователями. Более полная систематика очаговых структур была приведена в работе И.Н. Томсона и М.А. Фаворской [40].

При обосновании классификации очаговых структур были приняты во внимание с одной стороны, условия размещения магматических комплексов различного типа а, с другой, — выделены восемь структурно-морфологических типов положительных очаговых структур. При этом их типы выделялись на основании развития форм в плане (изометричные, овальные, удлинённые) (рис. 21). Эти формы затем были разделены на полноразвитые и неполноразвитые подтипы, а также очаговые структуры с блоковыми ограничениями. Неполноразвитые формы представляют собой обычно полуструктуры. Как отражено на схеме, с изменением формы очаговых структур связаны характер взаиморасположения внутренних дислокаций, форма и места локализации наложенных впадин.

Очаговые структуры депрессионного типа сложены обычно кальдерными постройками. Среди них также можно выделить ряд структурно-морфологических типов.

Следует отметить генетические различия между очаговыми и концентрическими структурами более высоких рангов. Очаговые структуры отличается то, что они непосредственно связаны с очагами коровых магм и находятся в зависимости от их размеров и особенностей развития [40]. По существу очаговые структуры возникают в результате динамического воздействия магм очага на вмещающую толщу. С ним ассоциируют локальные магматические ареалы, а том числе интрузивы центрального типа. В отличие от очаговых концентрические структуры более высоких порядков порождаются скорее разуплотнением вещества глубинных оболочек Земли. Вместе с тем очаговые структуры часто объединяются в системы, которые группируются в связи с внутренними дислокациями концентрических структур более высоких порядков.

3. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Метод дешифрирования космических снимков

В геологической практике изучение кольцевых структур, выявленных на космических снимках, сводится к попыткам установить их связь с геологическими телами, или структурами. Действительно, эти соотношения существуют, хотя далеко не всегда. Они объясняются прямой унаследованностью между структурными формами рельефа и орогенными структурами земной коры.

В настоящее время уже имеется значительный опыт по использованию космических снимков для изучения геологических объектов.

Дистанционные методы исследований позволили обнаружить структуры нового типа, которые, как оказалось, имеют важное значение в размещении оруденения. Обобщая полученный опыт, особо остановимся на некоторых методических вопросах выявления концентрических структур на космических фотоматериалах.

Прежде всего рассмотрим особенности использованных космических фотоматериалов. Уже неоднократно отмечалось, что при геологических исследованиях наиболее эффективно применять комплекс разномасштабных фотоматериалов, а также использовать снимки, полученные в разных спектрах. Современные съемки поверхности Земли в основном позволяют получить фотоматериалы в масштабе от 1:1000000 до 1:10000000. Такой диапазон масштабов съемки позволяет изучать структурные элементы разных таксономических рангов. На мелкомасштабных снимках выделяются кольцевые сооружения гигантских размеров — от 500 до 2000 км в диаметре. С укреплением масштаба уменьшаются размеры дешифрируемых структур.

Мелкомасштабные фотоматериалы имеют преимущества по сравнению с топокартами. К ним относятся большая обзорность и детальность в изображении форм рельефа, наличие вариаций фотоплана и т. д.

Масштабы снимков выбираются таким образом, чтобы было видно положение изучаемого района, положение наиболее крупного геологического объекта, куда входит изучаемый район, а также чтобы геометрическая разрешающая способность снимков отвечала наиболее мелкому геологическому объекту, подлежащему изучению.

Одна из важнейших особенностей космических снимков — отчетливость изображения. Степень отчетливости связана обычно с условиями атмосферных влияний, качеством аппаратуры и фотоматериала. Преимущество четких снимков в том, что они позволяют увидеть и изучить структуры разных масштабов во взаимосвязи. Однако информация, которую можно получить при дешифрировании четких снимков, иногда становится слишком обильной и затрудняет истолкование результатов. Многократные телевизионные съемки, полученные с "Метеора", позволяют под разными углами зрения взглянуть на одну и ту же территорию. Поэтому, привлекая материалы одного масштаба для одной и той же территории, но полученные в различное время, можно выявить взаимодополняющие друг друга тектонические элементы.

Существенная разница в информации отмечается на снимках, полученных в разные сезоны года. Так, в высокогорных орогенных областях концентрические элементы хорошо прослеживаются на снимках зимнего периода. Структуры, расположенные в предгорьях, лучше выделяются на материалах съемок, когда многие тектонические элементы хорошо подчеркиваются аномалиями растительного покрова. Таким образом, правильная подборка космического фотоматериала отражается на результатах дешифрирования.

Кольцевые структуры могут образовываться как под влиянием различных глубинных процессов, так и в результате ударов космических тел, сейсмических процессов, экзогенной препарировки, связанной с литологическими особенностями пород. Среди кольцевых

элементов имеются также фантомные формы, образованные в результате сочетания разноориентированной трещиноватости, и т. д. При выявлении концентрических структур, связанных с тектоническими процессами или динамическим воздействием магматических масс, авторы опирались на сумму признаков, которые были получены в результате определенных методических приемов. Они были разработаны на основе обработки топографических карт и аэрофотоснимков и дополнены при изучении космофотоснимков. Данные, полученные на основе этих материалов, постоянно сопоставлялись с геологическими, геофизическими и геохимическими материалами. Среди многообразных кольцевых элементов, выявляемых на космических снимках, структуры эндогенного происхождения обычно выделяются по внешнему облику и отличаются определенной тектонической позицией. Обычно эндогенные кольцевые сооружения находятся в тесной взаимосвязи с линейными дислокациями. Так, эндогенные кольцевые сооружения часто бывают расположены в узлах пересечения линейных зон или как бы оконтуриваются ими. Эндогенные структуры обычно располагаются сложными группами, образующими взаимосвязанные системы. Внутреннее строение эндогенных изометричных и овальных структур подчеркивается аномальными формами рельефа. Прежде всего они проявлены в форме гипсометрических аномалий, которые выражены как локальные поднятия или опускания. Кроме того, они отличаются специфическим рисунком внутренних дислокаций, которые сочетают концентрические и радиальные, а также всевозможные сетчатые структурные элементы. Все они различаются формой речной сети, линиями водоразделов, системами валов, долин, линейных депрессий, перегибов склонов, линиями ландшафтных изменений и т. д. Изометричные элементы эндогенного происхождения могут также маркироваться мелкими ветвлениями водотоков, наибольшей расчлененностью, аномальным накоплением рыхлого материала, что сопровождается особым оттенком фототона. Внутреннее строение кольцевых структур, выявленных при дешифрировании, целесообразно дополнять с помощью структурного анализа топографической карты, но это удается не всегда, так как на топоматериалах подобные структуры выделяются в значительно меньшем числе.

Следует различать по характеру проявления в современном рельефе структурные элементы открытых и закрытых областей. К числу открытых относятся в основном современные горные области. Концентрические сооружения этих областей наиболее четко выступают на космических снимках. Наиболее отчетливо изометричные структурные формы проявляются в районах активных вертикальных движений. Здесь значительно контрастнее вертикальное расчленение, в результате которого как бы оживляются контуры нечетко выраженных сооружений. Иногда вертикальные движения могут быть настолько велики, что рыхлые продукты усиленной эрозии перекрывают более древние тектонические элементы. Кроме того, в областях

молодой вулканической активности лавовые потоки маскируют древние кольцевые сооружения. В связи с этим среди концентрических структур можно выделить четко и слабо выраженные. Последние можно рассматривать как пассивные структуры, которые не были активизированы в неотектоническое время. Они могут быть выражены в рельефе в результате препарирования эрозионными процессами. На космических снимках эти структуры определяются лишь по плановому рисунку, четкость которого связана с интенсивностью современной эрозии.

К закрытым относятся те области, которые погребены под толщей рыхлых отложений. Кольцевые структуры закрытых областей обнаруживаются на фотоснимках значительно хуже. Однако дугообразный рисунок фотоаномалий, изометричные площади, выделяемые отдельными тонами на снимках, все же позволяют обнаруживать их и в этих областях. Выделить кольцевые структуры эндогенного типа на закрытых территориях еще более трудно. Происхождение кольцевых структур в пределах закрытых областей устанавливается с помощью сопоставления результатов дешифрирования с геологическими и географическими материалами.

Особенности геологического строения регионов также вносят отпечаток на облик кольцевых сооружений. Так, например, в пределах тектонически активных линейных поясов кольцевые структуры отличаются большей удлиненностью, в то время как на платформах и щитах они изометричны. Для активных окраин континентов характерны линейные цепи кольцевых сооружений, часто вытянутых вдоль вулканических поясов. В качестве примера можно привести системы структур вдоль пояса Западная Сьерра-Мадре (Мексика), Андийских Кордильер, Восточной Австралии, Сихотэ-Алиня и др. [15]. Внутри материков кольцевые структуры в тектонически активных областях (в том числе в рифтовых) также группируются в протяженные цепи. Напротив, в более стабильных областях они занимают обособленное положение и нередко осложнены по периферии дочерними структурами [19].

Обычно кольцевые структуры, формирующие единые цепи, имеют общие особенности. Так, например, структурные цепи Северного Тянь-Шаня осложнены в центральной части узкими грабенообразными впадинами, тогда как кольцевые сооружения Южного Тянь-Шаня отличаются внутренней радиальной расчлененностью. Некоторые различия во внутреннем строении отмечаются также в зависимости от разреза кольцевых сооружений. Так, контуры более крупных (диаметр более 500 км) кольцевых структур в основном бывают нечеткие. Внутреннее строение их также не очень отчетливо, так как они часто осложнены и перекрыты более мелкими сооружениями. Радиально-концентрическая система дислокаций намечается лишь фрагментарно. Крупные кольцевые структуры обычно на снимках подчеркиваются аномалиями фототона. Следует отметить, что такие структуры на современной поверхности рельефа маркируются круп-

ными орографическими элементами (дугообразными хребтами, долинами, крупными горными массивами изометричной формы и т. д.). Гигантские концентрические структуры и мегасводы часто сопровождаются внутренними и периферическими впадинами концентрического характера. Кольцевые структуры меньших размеров (диаметр менее 500 км) проявляются на космических фотоматериалах отчетливее. По формам проявления на снимках можно выделить следующие типы структур:

1) концентрические полосы, которые различаются по фототону и расположены вокруг центра структуры. Подобный рисунок часто сопровождает сводовые и купольные поднятия, где разные по фототону полосы отражают разные ландшафтные зоны в соответствии с изменением гипсометрических уровней;

2) элементы, группирующиеся вокруг изометричной площади с однотонной фоновой окраской. Так выглядят кольцевые структуры, осложненные центральной впадиной. В таких структурах дуговые хребты обычно сочетаются с дугообразными долинами, причем наблюдается их чередование в пределах одной структуры;

3) светлые кольцевые пояса вокруг темной округлой площади. Так выглядят поднятия, обрамленные кольцевыми депрессиями.

Перечисленные формы проявления концентрических структур далеко не исчерпывают всех возможных вариантов. При этом следует подчеркнуть, что обязательно для структур эндогенного происхождения присутствие внутренних индикаторных линейных элементов.

В заключение перечислим последовательность операций при выявлении эндогенных кольцевых структур.

Прежде всего в зависимости от заданных размеров объектов дешифрирования выбирается масштаб фотоматериала. Рекогносцировочное выделение кольцевых структур проводится по овальным, округлым дугообразным элементам; радиально-концентрическим системам, которые можно видеть на снимках. Далее, учитывая перечисленные индикаторные признаки, можно попытаться выделить кольцевые структуры эндогенного происхождения.

Необходимо особо отметить, что дешифрирование космических снимков целесообразнее проводить совместно с морфоструктурным анализом. Кроме того, необходимо "подкреплять" выделенные на поверхности Земли структуры с помощью геологических, геофизических, геохимических, палеомагматических и других методов исследования. В тех случаях, когда удастся показать реальность существования эндогенных кольцевых сооружений в разные геологические эпохи, их можно использовать при составлении основы структурно-металлогенических карт.

Унаследованное отражение тектонических форм в элементах строения современного рельефа дает возможность выявить долгоживущие концентрические структуры на основе морфоструктурного метода. Геоморфологические признаки в настоящее время широко используются для этой цели, чему способствовали исследования В.В. Соловьева.

Дешифрирование космических снимков целесообразно применять совместно с приемами морфоструктурного анализа. Следует учитывать, что дешифрирование мелкомасштабных космических снимков позволяет эффективнее выявлять концентрические мегаструктуры глобального и трансрегионального класса, тогда как морфоструктурные методы используют также и для выделения структур средних и малых размеров.

Рассмотрим комплекс геоморфологических методов, с помощью которых выявляются кольцевые структуры.

Сначала следует установить форму выражения кольцевых структур средних и малых размеров на современной поверхности рельефа. Морфологическое выражение кольцевых структур зависит от знака и интенсивности региональных и локальных неотектонических движений. В зависимости от этого можно выделить кольцевые структуры, отчетливо или слабо проявленные в современном рельефе. На предложенной схеме (рис. 22) авторы попытались суммировать основные формы проявления кольцевых структур в современном рельефе. Среди многообразия существующих форм выделены простые и сложные структурные формы, а также всевозможные варианты их сочетаний. На схеме показана связь формы кольцевой структуры с рисунком речной сети. К простым формам относятся преимущественно округлые поднятия или опускания, расположенные как в открытых, так и в закрытых областях и имеющие простое внутреннее строение. К сложным относятся концентрические структуры, имеющие сложное внутреннее строение. Последние осложнены концентрическими, радиальными и другими дислокациями, а также рассекаются линейными структурами. В их числе овальные структуры со своеобразными внутренними дислокациями. Взаимосвязанные системы кольцевых структур также отличаются многообразием.

Морфоструктурный анализ обычно проводят на основе топографических и геоморфологических карт. Для выделения концентрических структур удобно использовать картографические материалы несколько меньшего масштаба, чем для изучения их внутреннего строения. Рекомендуемый путь исследования заключается в составлении серии схем на основе различных признаков концентрических структур. Рассмотрим последовательно основные из них.

Анализ гидросети имеет особо важное значение при выявлении концентрических структур. Основное внимание при анализе гидросети следует обращать на тип ее рисунка, густоту сети, глубину эро-

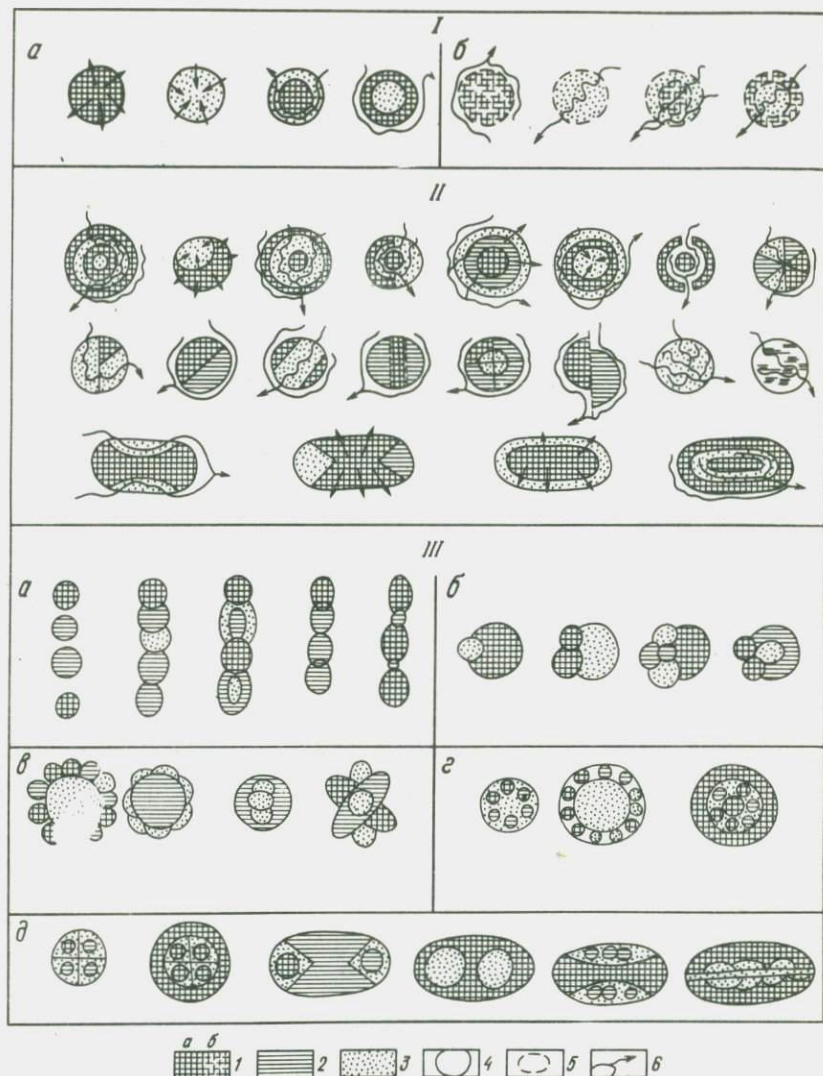


Рис. 22. Основные формы проявления кольцевых структур в современном рельефе. Составила Н.Т. Кочнева.

I — простые структурные формы (а — в закрытых, б — в открытых областях); II — сложные структурные формы; III — взаимосвязанные системы: а — цепочки и гирлянды, б — спутниковая система, в — цветочная система; з — подшпиковая система, д — комплексная.

1 — поднятия: а — открытых областей, б — закрытых областей; 2 — относительные поднятия; 3 — относительные опускания; 4 — границы кольцевых структур открытых областей; 5 — границы кольцевых структур закрытых областей; 6 — рисунок речной сети

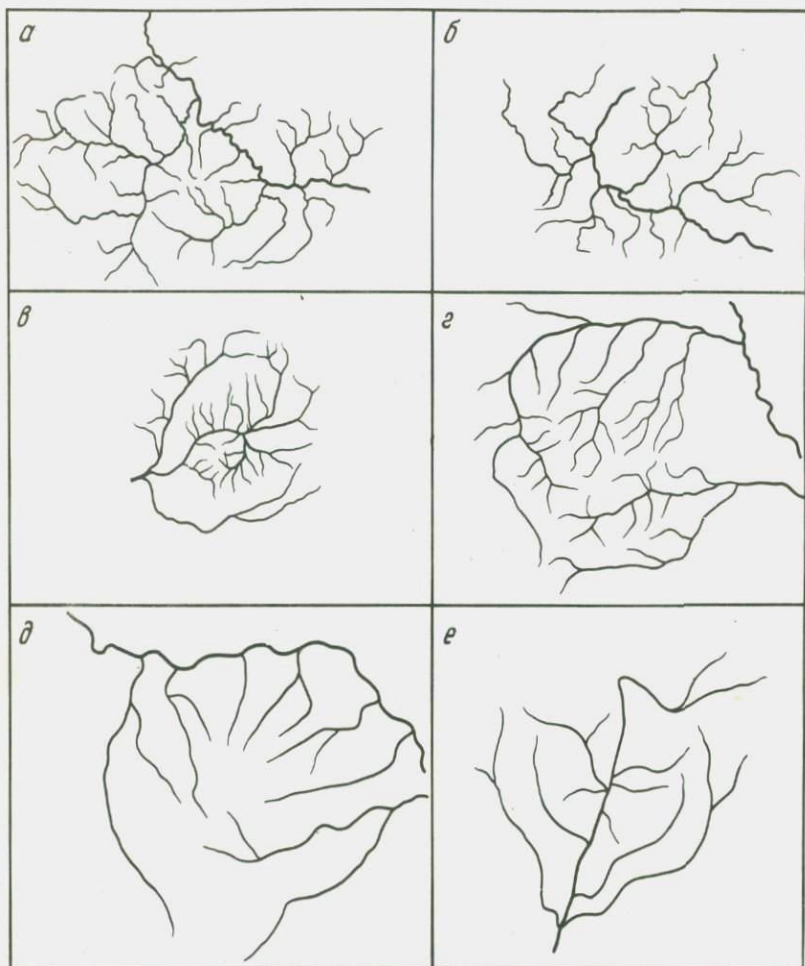


Рис. 23. Типы рисунков речной сети, характерные для концентрических структур (а-е — см. объяснения в тексте)

зионных врезов, типы поперечных и продольных профилей долин.

Важное индикаторное значение имеют следующие типы рисунков гидросети (рис. 23) :

а) радиально-центробежный — обычно характерен для четко выраженных купольных поднятий;

б) радиально-центростремительный — типичен для отрицательных или купольных структур с провалившимся центром;

в) дугообразный — формируется речными долинами, огибающи-

ми кольцевые сооружения различного типа. Следует отметить, что системы рек часто образуют согласные дуги различного радиуса кривизны, причем дуги могут быть составлены разновозрастными долинами. При интенсивном росте купола наивысшие гипсометрические уровни могут занимать древние дугообразные долины, выявляющиеся по геоморфологическим картам и аэрофотоснимкам, причем датирование их возможно только при непосредственном изучении в полевых условиях;

г) местное ветвление притоков внутри изометричной площади, в центре которой часто можно наблюдать локальное поднятие небольших (1—3 км) размеров.

Помимо вышеперечисленных типов рисунка гидросети индикатором для кольцевых структур положительного знака может быть увеличенная глубина эрозионного вреза. Долины рек таких куполов обычно отличаются V-образной или трапецеобразной формой, часто резко асимметричны. Террасы по долинам рек интенсивно поднимающихся структур развиты в основном у подножия куполов. Иногда дуговые долины сопровождают террасированные склоны.

При изучении продольных профилей долин выделяются места их перегибов, при этом линия, соединяющая перегибы профилей смежных долин, может образовать в плане кольцо или овал. Кроме того, при изучении долин внутри куполов желательно использовать данные о мощностях рыхлых отложений.

Признаки структур положительного знака в закрытых областях следующие: а) врезанные меандры; б) разветвление участков рек; в) миграция водотоков от центра растущего поднятия; г) пересыхание водотоков; д) расчленение конусов выноса и др.

Гипсометрический уровень рельефа анализируется с помощью морфотектоизогипс, которые выделяются на специальной схеме после предварительной генерации. Подобный анализ позволяет выделить почти все концентрические структуры, которые как-либо проявлены в рельефе. Однако для закрытых областей этот прием не дает эффекта. Сечение изогипс выбирается в зависимости от степени дифференцированности рельефа и должно обеспечивать наглядность документации как общей формы концентрической структуры, так и его внутреннего строения. Так, для Восточного Забайкалья было выбрано сечение через 100—50 м, а для Чукотки — через 100—200 м. Кроме того, следует отметить, что для выбора сечения большое значение имеет размер структур. Концентрические структуры в рельефе обычно имеют различные формы выражения. Перечислим наиболее общие признаки:

а) концентрическое размещение гипсометрических уровней рельефа;

б) дуговые хребты, слагающие периферию концентрических структур. Они часто имеют серповидную форму и асимметричный профиль. Обычно хребты соответствуют купольным структурам с периферическим поясом интенсивных складчатых дислокаций. Ду-

говые хребты часто сочетаются с дугowymi долинами, причем наблюдается чередование дугowych хребтов и долин в пределах одного купола;

в) кольцевые хребты с локальным поднятием в пониженной центральной части структуры. Локальное поднятие занимает командные высоты;

г) локальные поднятия, обрамленные кольцевой зоной опускания.

Этими признаками не исчерпываются все возможные проявления купольных структур в рельефе. Кроме того, они могут быть прослежены в рельефе линиями резких перегибов склонов, цепочками отдельных возвышенностей, валами, имеющими дуговой рисунок, цепочками глубоких седловин или сквозных долин.

Для реконструкции внутреннего строения концентрических структур проводятся дополнительные исследования. В первую очередь выявляются все линейные и площадные тектонические элементы, которые позволяют наметить основные дислокации и блоки внутри структуры. Для выделения блоков обычно используется анализ полей высот морфогенетических или ландшафтных особенностей отдельных частей концентрических структур. Очень часто подобный анализ помогает выделить радиально-концентрические дислокации, секториальные блоки, сегменты, дочерние округлые образования внутри концентрических структур.

Форму некоторых кольцевых поднятий можно восстановить на основе данных о деформации поверхности выравнивания. Последняя сохраняется в основном на слабодислоцированных поднятиях. Для выявления этих деформаций составляется схема, где изображены в изолиниях различные гипсометрические уровни разновозрастной денудационной поверхности. В равной мере для этого можно использовать покровы рыхлых отложений, разновозрастные террасы, а также русла древних рек. Кроме того, степень сохранности различных датированных поверхностей выравнивания концентрических структур в современном рельефе бывает очень различной. Так, на интенсивно поднимающихся куполах могут сохраниться лишь фрагменты этих поверхностей. Постепенно поднимавшиеся купола отличаются наибольшей сохранностью поверхности в центральной части, так как наступающая эрозия постепенно уничтожает их в направлении от подошвы к центру купола.

Для выявления степени интенсивности роста концентрических структур целесообразно использовать анализ их склонов. Склоны купольных структур можно изучать непосредственно в поле, а также по аэрофотоснимкам и по крупномасштабным топографическим картам. В данном случае целесообразен методический подход, предложенный О.В. Кашменской и З.С. Хворостовой, которые рекомендуют по крутизне и форме склонов выделять территории с различными интенсивностью и направленностью неотектонических движений. Опираясь на эти признаки, целесообразно выделять три типа склонов: 1) крутые осыпные; 2) делювиальные средней крутизны

и 3) пологие аккумулятивные шлейфы. Зоны крутых склонов чаще всего локализуются в пределах интенсивных поднятий.

Выявление концентрических структур в пределах закрытых территорий, например в межгорных впадинах, требует применения особых методов. В этих условиях концентрические структуры обычно проявлены очень слабо, а иногда и совсем не выражены в рельефе. Для такого типа структур применим метод анализа мощностей и фаций рыхлых отложений. При составлении соответствующих схем можно опираться на результаты бурения рыхлых отложений или геофизические данные. Для кольцевых структур, слабо выраженных в рельефе, применимы также морфометрические методы В.И. Философова, которые часто используются при выявлении локальных кольцевых структур на платформах.

Еще одна группа "пассивных" кольцевых структур, представленная в основном препарированными формами рельефа, выявляется в основном по характерному рисунку речной сети.

Необходимо подчеркнуть, что получаемые при помощи структурного анализа рельефа данные следует сравнивать с соответствующими геологическими и геофизическими материалами. Особо важное значение имеет палеогеографическое и палеотектоническое изучение концентрических структур. В том случае, если удастся подтвердить существование таких структур в период рудообразования, эти данные можно использовать при составлении структурных основ прогнозных карт.

На примере Иультинского рудного района Центральной Чукотки авторы совместно с В.Д. Нартиковым и Р.М. Константиновым разработали специальный методический подход. При изучении рудоносных концентрических структур этого района замечено, что она характеризуется рядом геологических, геоморфологических и геофизических особенностей. Всего было выделено 120 признаков этих структур, которые могли бы коррелироваться с концентрацией оруденения. Эти данные были обработаны методом дискретного анализа на ЭВМ для того, чтобы выделить те из них, которые обладают максимальной информативностью при оценке рудоносности изучаемых структур. В первую очередь метод был применен к эталонным структурам, которые контролируют известные рудные узлы (Иультинский, Экугский и др.).

Важное значение имеет морфология купольных структур, причем рудоносными бывают асимметричные пологие формы с отношением осей 1:2 и наложенными линейными зонами разломов.

Палеотектонический метод

Для изучения концентрических структур важное значение имеет палеотектонический метод, который позволяет выявить геологическую природу этих структур, проследить их развитие во времени и определить степень унаследованности. Применение палеотектони-

ческого метода для выделения концентрических структур во многом зависит от условий, в которых происходило их заложение. Следует различать два случая: 1) заложение концентрических структур в условиях геосинклинального режима; 2) образование подобных структур в орогенных условиях. Этому должно соответствовать содержание палеотектонических карт.

В конце геосинклинального периода образовались мегаконцентрические структуры. Структуры же подчиненных рангов возникали обычно в орогенных условиях.

Формирование мегаконцентрических структур, как это было показано ранее на примере Хэнтэй-Даурского мегасвода, происходило в форме проявления концентрической системы Кордильер, которые были зонами денудации на фоне бассейнов осадконакопления [19]. Составление палеотектонических схем для позднегеосинклинального периода проводится традиционными методами анализа фаций и мощностей отложений.

Далее рассмотрим Янскую мегаконцентрическую структуру, которая возникла в геосинклинальный период. Контуры и основные черты внутреннего ее строения были определены по мелкомасштабным космическим снимкам и топокартам, на которых хорошо просматриваются радиальная и концентрическая системы ее разломов.

Янская мегаконцентрическая структура — наиболее крупная из аналогичных структур Северо-Востока СССР. Она расположена на междуречье Лены и Индигирки; центральная часть ее включает в основном территорию бассейна р. Яны. Граница структуры хорошо дешифрируется на мелкомасштабных космических снимках в виде протяженной дугообразной зоны разлома. Она имеет почти изометричную форму с диаметром до 900 км. Янская мегаструктура включает Западно-Верхоянский антиклинорий, западные части Яно-Колымской складчатой области и Колымского срединного массива. По периферии она обрамлена почти замкнутым поясом депрессий. На востоке и севере — это впадины Индигирской и Яно-Индигирской низменностей, на западе и юго-западе — Приверхоянский краевой прогиб, на юго-востоке — цепь впадин (Оймяконская, Джелканская, Улахан-Чистайская, Момская). Внутренняя зона состоит из хребтов, которые двумя дуговыми цепями с запада и востока охватывают центральную часть структуры, представляющую собой более пониженное Янское нагорье. Янская мегаструктура состоит из чередующихся дугообразных зон понижений и валообразных поднятий при общем снижении абсолютных высот горной части структуры от внешних зон к центру (рис. 24). Это находится в соответствии с общей геологической структурой региона, которая представляет собой геосинклинорий, обрамленный Верхоянским мегантиклинорием и горст-антиклинориями цепей Черского.

Концентрический элемент внутреннего строения Янской мегаструктуры хорошо подчеркивается дугообразными долинами рек. Радиально-концентрический рисунок гидросети определенно указывает на ведущую роль концентрических и радиальных разрывных

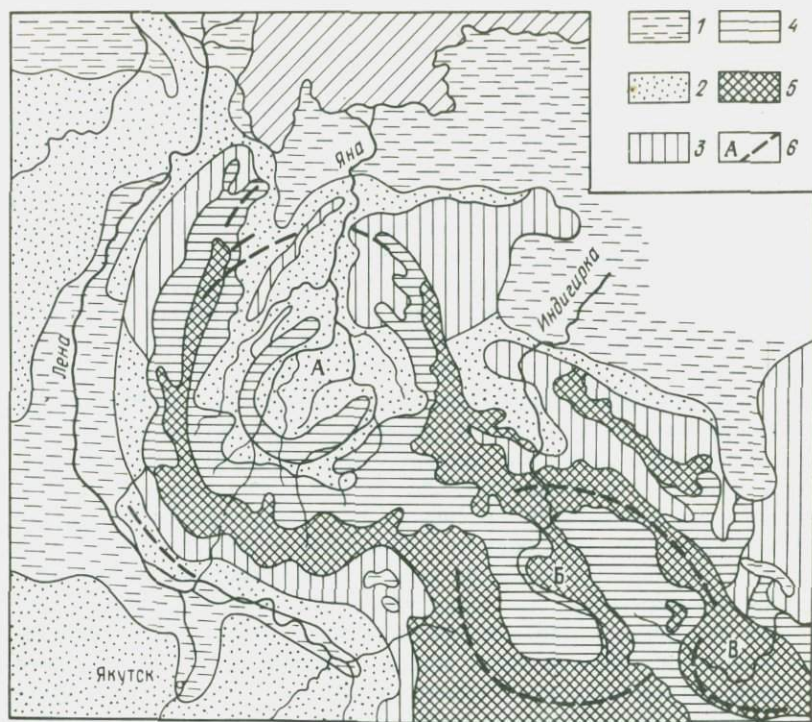


Рис. 24. Морфоструктурная схема Яно-Колымского региона.

1—5 — поверхности с преобладающими абсолютными высотами, м: 1 — 0—200, 2 — 200—500, 3 — 500—1000, 4 — 1000—1500, 5 — выше 1500; 6 — некоторые водораздельные хребты и гряды мегаструктур: А — Янской, Б — Индигирской, В — ядра Верхне-Колымской

нарушений структуры при формировании рельефа района. Дуговой характер имеют также цепочки гранитных массивов в центральной части структуры и пояс даек габбро-диорит-диабазовой формации в Верхоянском мегантиклинории. Аналогичную дуговую форму имеют и зоны касситерит-силикатно-сульфидного оруденения, развиготого в бассейне р. Яны.

Несмотря на достаточно четкое выражение в современном рельефе, более ранние стадии формирования Янской мегаструктуры в орогенный этап установить не удастся из-за отсутствия наложенных впадин в ее пределах. Тем не менее унаследованность в развитии структуры можно проследить, используя анализ фаций и мощностей геосинклинальных осадков. Такой анализ для бассейна р. Яны был проведен В.С. Векличем. Этот исследователь составил ряд палеогеографических и палеотектонических схем для юрского времени, которые указывают на концентрический характер размещения областей сноса и осадконакопления в юрском бассейне этой части Северо-

Востока СССР. Концентричность в расположении областей сноса в бассейне р. Яны, по В.С. Векличу, отмечается уже в геттангском веке. Область наибольшего прогибания в это время располагалась в верховьях современных рек Дербек, Нельгехе, Сартанг и Биллях, т. е. в центральной части Янской мегаструктуры. С востока она обрамлялась дугообразно изогнутой цепью островов. Суша в это время существовала также севернее и южнее центральной прогнутой части. На юго-востоке последняя ограничивалась областью меньших прогибаний. В синемюрский век расширилась центральная прогнутая часть бассейна, которая сохранила овальную, вытянутую в северо-западном направлении форму. Цепочка островов исчезла, но в целом область меньших прогибаний с суши на севере по-прежнему обрамляла центральный прогиб со всех сторон. В плинсбахский век палеогеографическая обстановка напоминала геттангскую. В ааленский век цепь островов продолжала разрастаться. Она уже почти полностью обрамляла продолжающую прогибаться центральную часть морского бассейна (рис. 25). В байосском веке значительно расширилась центральная прогибающаяся часть, как бы раздвинув обрамляющую ее цепь островов. Последние «оконтуривали» ее уже со всех сторон. В байосском веке периферийная кольцевая цепь островов оформилась еще более четко. Она протягивалась из верховьев рек Эльги и Делинья через бассейн р. Томпо вдоль водораздельной линии Верхоянского хребта в бассейн р. Омоля и далее на восток в бассейны рек Уяндины и Селенных. Остров в это время образовался и в центральном, унаследованно развивавшемся прогибе. Таким образом, в течение ранней и средней юры на междуречье Лены и Индигирки отчетливо проявилась концентричность в расположении зон поднятий и опусканий завершающего этапа геосинклинального развития. Эти зоны находятся в полном соответствии с радиально-концентрическими элементами современного рельефа и дугowymi зонами разломов, выделенными авторами на мелкомасштабных космических снимках.

Использование палеотектонических построений, проведенных В.С. Векличем, позволяет отнести начало формирования Янской megаконцентрической структуры к позднегеосинклинальной стадии развития района. В орогенное сооружение она начала преобразовываться в поздней юре — раннем мелу. На это указывает, с одной стороны, отсутствие соответствующих отложений в бассейне верхнего течения р. Яны, а с другой — позднеюрский — раннемеловой возраст угленосных моласс, которые, по данным Ю.М. Пущаровского, знаменуют начало формирования Приверхоянского краевого прогиба.

Другая область применения палеотектонического метода для изучения концентрических структур связана с орогенными этапами развития земной коры. В этом случае основное значение приобретают анализ фаций и мощностей молассовых отложений, синхронных образованию концентрических структур того или иного ранга, а также

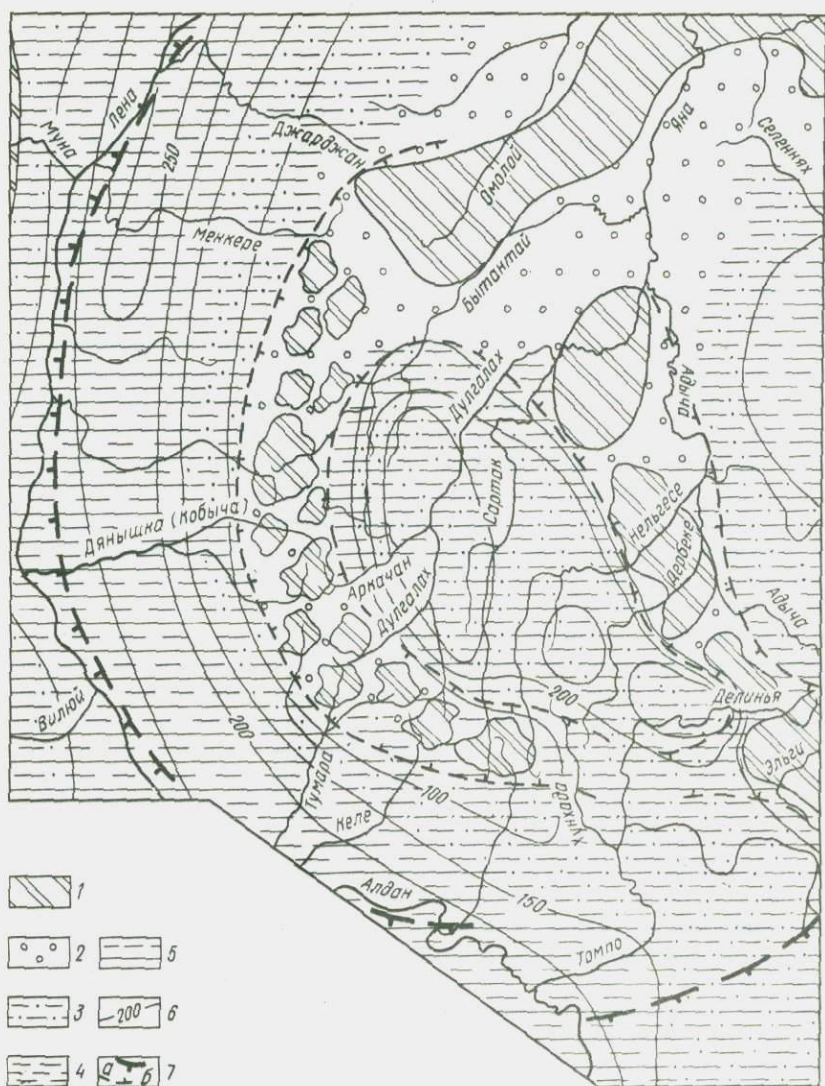


Рис. 25. Схема палеогеографии верхьев р. Яны для эоценового века. По В.С. Векличу.

1 — суша, холмистая равнина; 2 — прибрежная равнина, заливавшаяся морем; 3–5 — море глубиной, м: 3 — до 10, 4 — до 30, 5 — до 60; 6 — изопахиты; 7 — границы: а — Янской структуры, б — дуговой зоны внутренних поднятий

концентрически-зональное размещение фаций, характерных для определенных ландшафтных и тектонических условий. Орогенный этап развития территорий из-за общего регионального воздымания чрезвычайно усложняет возможность такого анализа. Тем не менее даже разрозненные сведения по мощностям и фациям моласс при целенаправленном их сопоставлении дают возможность восстановить поступательный характер развития орогенных концентрических структур.

Особый пример использования палеотектонического анализа для реконструкции истории развития орогенных концентрических структур относится к анализу вулканогенных моласс, которые накапливались в вулкано-тектонических депрессиях, развивавшихся в связи со сводообразованием.

В качестве такого случая приведем результаты анализа локализации вулканических структурно-фациальных зон Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, который был проведен в процессе изучения Южно- и Средне-Сихотэ-Алинского мезосводов [25]. Эти орогенные структуры, входящие в состав цепи мезосводов Приморья и Нижнего Приамурья, развивались на фоне интенсивных позднемеловых — кайнозойских магматических процессов. Сводовобразование сопровождалось формированием дугообразных вулкано-тектонических депрессий, положение которых контролировалось разломами мезосводов.

Палеоструктурный анализ был проведен для сеноман-туронского и сенон-датского этапов формирования сводов. Составление палеотектонических схем проводилось следующим образом. Были собраны многочисленные разрезы вулканогенно-осадочных толщ и путем их сопоставления выделено несколько типов колонок. На палеотектонических схемах были показаны площади распространения различных типов разрезов вулканогенно-осадочных толщ. Площади с одинаковым или близким типом разреза объединялись в единые структурно-фациальные зоны, пространственное расположение которых рассматривалось совместно с ареалами синхронных гранитоидов.

Изложим результаты проведенного анализа.

Палеоструктурные реконструкции для сеноман-туронского времени учитывали характер распространения и особенности разрезов двух свит — петрозувейской и синанчинской. Породы петрозувейской свиты наиболее ранние в разрезе мезо-кайнозойской вулканической толщи Сихотэ-Алиня, их накопление знаменует начальный этап формирования вулканического пояса. В целом петрозувейская свита характеризуется вулканогенно-осадочным составом; в разрезах свиты в различных соотношениях присутствуют туфы липаритов и андезитов, а также разнозернистые туфогенные и осадочные породы. Анализ типов разрезов петрозувейской свиты свидетельствует о наличии в пределах рассматриваемой территории резкой фациальной изменчивости в составе этой толщи в направлении с юга на север.

Характерна структурная позиция современных выходов пород петрозувейской свиты. Они концентрируются в дуговые зоны, выг-

нутые в сторону континента. При этом отмечается преимущественно осадочный состав свиты в дуговых зонах, располагающихся ближе к береговой линии.

Иной характер состава и структурной позиции свойствен породам синанчинской свиты. По типу разрезов толщи здесь выделяются две области. В состав первой из них входят Южный Сихотэ-Алинь и восточная часть Среднего Сихотэ-Алиня. Она характеризуется преимущественным развитием андезитов и их туфов с редкими горизонтами осадочных пород и туфов кислого состава. Вторая область охватывает западную часть Среднего Сихотэ-Алиня. Ей свойственно более широкое развитие в разрезе синанчинской свиты осадочных пород, которые чередуются с андезитами и их туфами. Обе области в Среднем Сихотэ-Алине достаточно отчетливо разграничиваются меридиональной структурной зоной. Восточнее этой зоны развиты вулканиды с первым типом разреза, а западнее — со вторым. Пространственно современные выходы синанчинской свиты группируются в три дуговые зоны.

Сопоставление структурного положения выходов петрозевской и синанчинской свит и синхронных им гранитоидов приводит к выводу, что концентрические разрывные дислокации, свойственные сводовым поднятиям, наиболее активно проявились начиная со времени формирования синанчинской свиты. Лишь в это время начали формироваться вулкано-тектонические депрессии, связанные с началом роста сводов. Заложение структур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (время образования петрозевской свиты) проходило по иному структурному плану.

Гораздо полнее влияние концентрической системы внутренних дислокаций развивающихся сводовых поднятий проявилось в сенон-датское время. Первичное концентрическое расположение структурно-фациальных зон сенон-датских эффузивов проявляется достаточно отчетливо при анализе современного распространения вулканитов и интерполяции с учетом эрозионного среза. Концентрически-замкнутый и дуговой характер вулкано-тектонических депрессий, формирующихся в это время, резко преобладает, свидетельствуя о распространении процессов сводообразования на всю рассматриваемую территорию.

Анализ типов вулканитов этого возраста в Южном и Среднем Сихотэ-Алине, в свою очередь, указывает на существование концентрической латеральной зональности в распределении пород разного состава и генезиса. Так, для центральных частей обоих сводовых поднятий типичны развитие туфов кислого состава и резко сокращенные мощности толщ. Характерно, что туфы переслаиваются с горизонтами осадочных пород иногда значительной мощности. Все это позволяет обоснованно выделить центральные части сводов в качестве одного из основных элементов структур — ядер сводов. Внешние зоны сводов, обрамляющие центральные части, отличались эксплозивно-лавовым характером извержений и накоплением в вулкано-тектонических депрессиях мощных эффузивных толщ.

Как видно, изучение распределения типов разрезов вулканогенно-осадочных толщ Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса помогло установить в Приморье структурные взаимосвязи магматических процессов и орогенного сводообразования, зависимость расположения вулканических структурно-фациальных зон от формирующихся сводовых поднятий и проследить последовательность процесса формирования мезосводов.

Приведенные примеры анализа палеотектонических условий формирования концентрических структур разных рангов показывают возможности применения палеотектонического метода для их изучения.

Геофизические и геохимические методы выявления концентрических структур

В процессе становления концентрических структур образуются в целом изометричные неоднородности разного типа, масштаба и уровня. Все это создает предпосылки для применения геофизических и геохимических методов для выявления такого рода образований.

В большинстве случаев концентрические структуры на картах аномальных гравитационных и магнитных полей выражены изометричными минимумами, которые окружены дугowymi или кольцевыми максимумами или системой изометричных максимумов. Характерно, что подобная картина, обусловленная концентрическим распределением глубинных аномалиеобразующих объектов, наблюдается как для локальных куполов — очаговых структур [32], так и для мегаструктур [6]. Появление отрицательных избыточных масс в ядрах последних следует, по-видимому, связывать с интенсивной переработкой коры под действием интрателлурического тепла и притока вещества (в виде интрузий и регионального метасоматоза). Сейсмические исследования показывают, что в их пределах часто прерываются и затухают секущие глубинные разломы. Кроме того, отмечается, что мощность коры в ядерных областях крупных концентрических структур значительно возрастает.

Для исследования внутреннего строения локальных очаговых купольных структур и выделения в их пределах потенциальных рудовмещающих участков широко применяются разные модификации метода электромагнитного зондирования. С их помощью устанавливается как наличие, так и пространственное положение блоков относительно проводящих гидротермально измененных пород, особенно если последние располагаются в роговиках, электропроводность которых чрезвычайно низкая.

В целом методические приемы использования различных геофизических методов исследования для выявления концентрических структур не отличаются от приемов, применяемых при установлении и прослеживании линейных неоднородностей — разломов. Это относится и к использованию геохимических методов.

Так, ядерные части локальных структур будут характеризоваться отрицательными аномалиями концентраций гелия [46] и в случае нефтегазоносных структур углеводородов, что вызвано уменьшением проницаемости пород в их пределах. Часто бывает, что профилирующий и (или) сопутствующий элемент образуют на поверхности поля аномальных концентраций, в плане совпадающих с радиально-концентрической системой дислокаций очаговых структур. И, наконец, очень важная особенность локальных купольных структур, содержащих крупные месторождения, — присутствие в их пределах зон графитизации, часто обогащенных самородными металлами, а также их силицидами и карбидами. Также характерна закономерность, установленная И.А. Зотовым и заключающаяся в изменении окислительно-восстановительного потенциала и изотопного состава серы при движении к центру структуры.

Геохимические признаки концентрических структур более крупного масштаба в настоящее время практически не установлены. Очевидно, что на уровне мега- и мезоструктур в качестве их индикаторов могут выступать аномалии составов развитых в их пределах магматических пород. Так, О.Б. Гинтовым [6] показано, что магматиты периферических частей докембрийских тектоноконцентров Украинского щита характеризуются ярко выраженной специализацией на медь, а породы ядерных областей — на редкие элементы. Интересно отметить, что эта особенность типична и для мегаструктур мезо-кайнозойского возраста. В.А. Селиверстовым в 1981 г. установлено, что вулканы периферических дуговых элементов структуры Берингийского палеомегасвода, включавшего Камчатку, Корякию и значительную часть акватории Берингова моря, также специализированы на медь, в то время как базальты радиальных эвгеосинклинальных прогибов, располагающихся в ядерной области свода, сопровождаются рудопроявлениями редких металлов.

ГЛАВА IV

РУДОНОСНОСТЬ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Характер связи оруденения с концентрическими структурами проявляется весьма разнообразно. Одни из них не обнаруживают отчетливого влияния на локализацию оруденения, другие же определяют размещение специализированных металлогенических зон и направленную их смену по отношению к центру структур. Наконец, третьи выступают в роли концентраторов оруденения.

Глобальные структуры определяют положение металлогенических провинций и обычно оказывают влияние на металлогеническую зональность внутри них через посредство дочерних форм.

Достаточно определенно выясняются связи металлогенических и рудных зон, формирующихся в условиях активизации и орогенеза, с концентрическими структурами регионального масштаба. Эти связи могут послужить основой для выделения типоморфных групп рудных формаций, присущих концентрическим структурам различных рангов или типов. Интересно, что устанавливается также связь между структурно-морфологическими типами структур и характером сопровождающей их металлогенической специализации. Она проявляется в самом общем виде в том, что четко выраженные сводовые поднятия имеют, например, оловорудную специализацию, тогда как концентрические структуры с опущенной внутренней частью золотonosны.

В ином качестве выступают очаговые структуры. Они могут играть роль "вместилищ" рудных районов, узлов и полей и таким образом определять концентрацию оруденения, тогда как его состав связан с типом металлогенической зоны.

Ранее был рассмотрен вопрос о рудоконцентрирующих линеаментах. Рудоконцентрирующая роль очаговых структур, по-видимому, проявляется более отчетливо тогда, когда они расположены в пределах подобных линеаментов и, таким образом, им присуще значение дополнительного "механизма" концентрации оруденения.

Помимо этой особенности в пределах рудоносных очаговых структур также отмечается зональность оруденения соответствующего порядка, хотя профилирующим является какой-то один его тип.

Далее на конкретных примерах рассмотрим особенности строения и рудоносности концентрических структур различных таксономических рангов и структурно-морфологических типов.

Достаточно сложная задача выяснить металлогеническую роль глобальных концентрических структур, которые в общем случае контролируют положение металлогенических провинций. Поскольку структуры этого ранга испытывают весьма длительный период развития, в их пределах бывают совмещены металлогенические зоны

и пояса различных эпох и типов. Вероятно, можно типизировать металлогенические провинции в зависимости от особенностей строения контролирующих их глобальных мегаконцентрических структур. Укажем на установленную В.И. Милашевым зональность внутри кимберлитовых провинций, которая носит концентрический характер и по масштабам соответствует глобальным мегаструктурам. Как уже упоминалось, трапповый и кимберлитовый магматизм проявляется во внутренней, "жесткой" области мегаструктур в определенную стадию их развития. Такая непосредственная связь кимберлитового магматизма с мегаструктурами свидетельствует о том, что кимберлитовые провинции имеют глубинный магматический источник, расположенный в корневой зоне глобальных мегаструктур.

1. ГЛОБАЛЬНЫЕ МЕГАКОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И СВЯЗЬ С НИМИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Проблемы, связанные с глобальными мегаконцентрическими структурами, в настоящее время изучены недостаточно.

Существуют глобальные мегаструктуры нескольких порядков, крупнейшая из них — Тихоокеанское кольцо. Намечаются также Сибирская кольцевая структура диаметром до 5500 км, Восточно-Европейская и другие, которые слагаются в основании метаморфизованными кристаллическими толщами, обрамленными зонами протерозойской складчатости. К средним концентрам приурочены зоны байкальской складчатости, а к внешним — герциниды [36]. Ряд глобальных мегаконцентрических структур, именуемых геоконами, был изучен В.В. Соловьевым на Востоке СССР [36]. На примере Восточно-Азиатской мегаструктуры были показаны ее древнее заложение и длительное развитие со сменой геосинклинального режима орогенезом и активизацией. Эта структура была охарактеризована ранее М.Г. Золотовым как ядерно-сводовая Аргунско-Буреинская область [11]. Размер этой мегаструктуры по длинной оси 2300 км, по короткой 1500 км. Она распространяется от оз. Байкал до побережья Японского моря. Отмечено концентрически-зональное распределение мощностей земной коры в ее пределах от 45 км во внешней зоне, 40 км в средней и до 30 км во внутренней зоне. В соответствии с этим проявляется и геоморфологическая зональность с преобладанием гористого рельефа по периферии структуры и низкогорья в центре. Таким образом, эта структура несводового типа. В.В. Соловьев отмечает также, что геоконам может быть присущ центробежный или центростремительный план развития геологических процессов.

Внутри мегаструктуры, по М.Г. Золотову, выделяются концентрические гранитоидные пояса. Многие глобальные мегаконцентрические структуры недоступны для детального изучения, так как перекрыты покровными толщами и осложнены наложенными тектоническими форами.

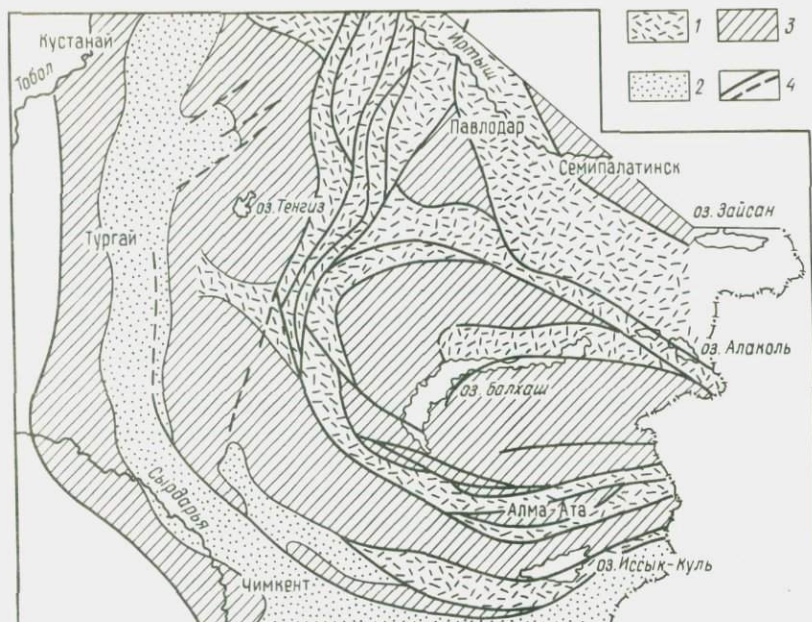


Рис. 26. Палеотектоника Казахстана в эпоху заложения и раннего развития венд-палеозойских геосинклиналей (венд — начало среднего кембрия). Составил В.С. Звонцов с участием Г.Х. Ергалиева и Т.Н. Слижарского (1973 г.).

1 — звгеосинклинальные прогибы, мощность отложений от 3 до 7 км; 2 — миогеосинклинальные прогибы, мощность отложений 1–2 км; 3 — срединные массивы, большей частью перекрытые маломощным осадочным чехлом; 4 — крупнейшие разломы

Интересный и, вероятно, типичный пример — Казахстанская глобальная мегаструктура. Размеры ее в поперечнике достигают 1500 км. Внутренние тектонические зоны образуют систему концентрических дуг вокруг Балхашского ядра мегаструктуры. Балхашское ядро имеет скорее полигональные очертания. В северо-восточной части нарушается концентричность мегаструктуры из-за влияния северо-западных линеаментов (Иртышская зона). Западная часть глобальной мегаструктуры осложнена дугой герцинид, которые несколько смещены от конформного положения по отношению к мегаструктуре и примыкают к концентрическому разлому линии Николаева. Казахстанская мегаструктура достаточно хорошо изучена в геологическом и геофизическом отношении, однако отчетливые черты ее концентрического строения далеко не всегда учитываются при тектоническом районировании. Обычно обращается внимание на блоковый характер строения региона, тогда как блоковая тектоника вторична по отношению к концентрической мегаструктуре. Ю.А. Зайцев относит Казахстан к овальному концентрически-зональному типу геосинклинальных областей. Заложение геосинклиналей

произошло в рифее в результате деструкции континентальной земной коры. Древний фундамент имеет также концентрически-зональное строение. Система геосинклинальных трогов каледонид образовалась в условиях раздвига и носила практически замкнутый характер (рис. 26). Она окаймляла центральный Балхашский блок, в пределах которого формировались карбонатные отложения чехла. Зона замкнутого трога обрамлялась с внешней стороны дугообразной областью сноса. На юге эта область отделялась от Туранской платформы еще одним геосинклинальным трогом с морскими, преимущественно терригенными отложениями. Этот миогеосинклинальный трог распространился вдоль всей периферии мегаструктуры в конце каледонского цикла. Геосинклинальный трог, обрамляющий Балхашский массив, сложен различными формациями. Типичные эвгеосинклинальные толщи развиты в Чингиз-Тарбагатайской зоне, которая контролируется системой северо-западных разломов. При продвижении на юго-запад в сторону Караганды эти формации сменяются кремнистыми отложениями и далее на юг терригенными толщами.

В эпоху развития венд-палеозойских геосинклиналей отмечается четкая зональность в смене их типов от эвгеосинклиналей вокруг Балхашской глыбы к преимущественно миогеосинклиналям по периферии мегаструктуры.

В герцинский период (начиная с девона) произошла частичная регенерация геосинклиналей в основном в периферической зоне мегаструктуры, тогда как во внутренней ее части возникали прогибы орогенного типа. За внешней миогеосинклинальной зоной по-видимому, существовал еще пояс нефтегазоносных перикратонных прогибов.

В периферической зоне мегаструктуры вдоль дугообразного Урало-Казахстанского разлома были заложены герцинские эвгеосинклинальные прогибы. Южный Урал разделен разломами на западную и восточную геосинклинальные зоны, которые расходятся по направлению на юг. Восточная ветвь соединяется с герцинидами Тянь-Шаня (рис. 27). Геофизические и палеографические данные свидетельствуют о единстве восточных уралид и герцинид Тянь-Шаня. Эта складчатая зона маркирует внешнее обрамление Казахстанской мегаструктуры. С северо-восточного края мегаструктуры в это же время формировалась Зайсанская эвгеосинклинальная зона, которая из-за влияния северо-западных линеаментов имеет линейную форму. В этот же период возник девонский вулканический пояс по обрамлению Балхашского массива. Вулканический пояс сложен порфировой формацией, образовавшейся в континентальных условиях, и относится к орогенным образованиям. С внешней стороны девонский вулканический пояс сменяется системой грабенов с континентальной молассой [1]. Таким образом наметилось четкое зонально-концентрическое размещение орогенных формаций вокруг Балхашского массива. В пределах последнего в этот период накапливались мелко-водные морские терригенные формации.

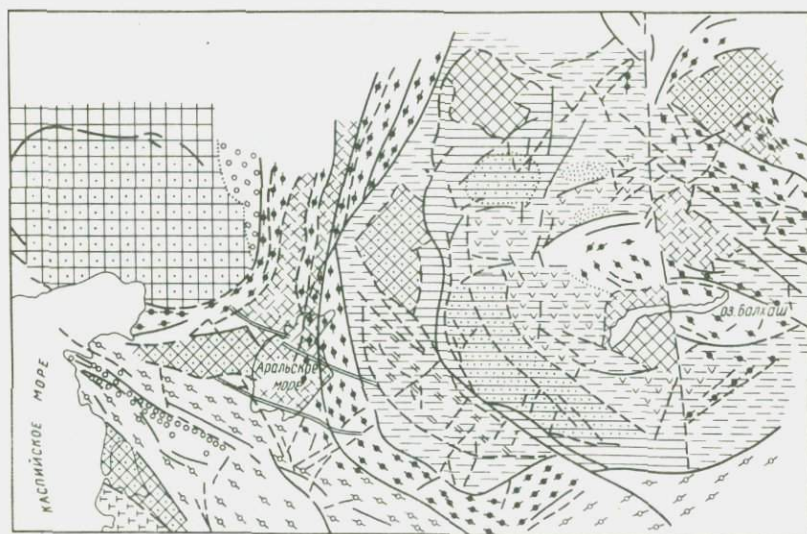


Рис. 27. Схема тектонического районирования Казахстана (по геолого-геофизическим данным). Составили Р.А. Эйдин, М.Д. Морозов, Ю.И. Кузьмин, В.И. Гольдшмидт, А.П. Андреев.

1 — древние платформы; 2 — погруженные участки древних платформ; 3 — жесткие глыбы, срединные массивы в складчатых областях; 4 — то же, погруженные под платформенный чехол мезо-кайнозоя и верхов палеозоя; 5 — области повышенной жесткости фундамента, играющие роль срединных массивов; часто периферические зоны жестких глыб; 6 — области завершенной каледонской складчатости (неустойчивая консолидация); 7 — области незавершенной каледонской складчатости (неустойчивая консолидация); 8 — области завершенной герцинской складчатости Урало-Сибирского складчатого пояса; 9 — области завершенной герцинской складчатости Средиземноморского пояса; 10 — области альпийской складчатости; 11 — герциниды эвгеосинклинального типа на фундаменте незавершенных каледонид; 12 — то же, миогеосинклинального типа; 13 — то же, эвгеосинклинального типа на участках повышенной жесткости; 14 — позднегерцинские впадины в краевой орогенной зоне каледонид; 15 — зона интенсивного герцинского орогенеза (вулканический пояс); 16 — передовые прогибы герцинид; 17 — глубинные разломы, границы складчатых областей геотектонических блоков; 18 — глубинные разломы внутри складчатых областей

Позднее в карбоне и перми произошла новая тектоно-магматическая активизация, в результате которой возник континентальный вулканический пояс, который также имел замкнутые контуры, но располагался уже в пределах Балхашского массива, в центре которого сохранялся эпикратонный морской прогиб. В этот же период на Балхашском массиве внедрялись многочисленные гранитоидные интрузивы.

Таким образом, активизация тектонических движений в пределах Казахстанской мегаструктуры имела четко периодический характер с последовательной сменой геосинклинальных условий орогенными, которые раньше наступили во внутренней ее зоне. В мезозойский период орогенные условия преобладали на всей площади Казахстанской мегаструктуры. В этот период был унаследован структурный план предыдущих эпох. Триас-юрские мульды и горные хребты, как указывает Е.И. Паталаха, приурочены к зонам рифей-палеозойской складчатости. Напротив, древние стабильные зоны выступали в форме приподнятых равнин и плато. В орогенный период возникла система сводовых поднятий и, в частности, Балхашский мегасвод в центральной части мегаструктуры, как показали Н.А. Фогельман, М.А. Абдулкабиров и др. Во внутреннем строении мегаструктуры важная роль принадлежит также субширотным и северо-восточным разломам, которые определяют наряду с другими тектоническими линиями ее секториальное расчленение. Основа структурного плана мегаструктуры — концентрическое чередование мобильных и стабильных зон. Внешняя Урало-Тяньшаньская складчатая зона сменяется длительно существовавшей областью сноса. В пределах последней обособливаются изометричные внутренние “жесткие” глыбы: Кокчетавская, Южно-Тургайская, Кураминская. Особенность глубинного строения этой зоны — резкое увеличение мощности базальтового слоя (до 35 км). Далее внутрь мегаструктуры расположена еще одна мобильная зона по обрамлению Балхашского массива. Как в каледонском, так и в герцинском цикле магматическая деятельность проявлялась более интенсивно в пределах внутренней мобильной зоны. Особенно она была усиленной в зоне деформации мегаструктуры системой линеаментов северо-западного простиранья. Таким образом, внутреннее строение Казахстанской провинции подчинено концентрическому плану и имеет зональный характер. В периоды разных циклов одновременно существовали обособленные эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные прогибы. Вся провинция в целом испытала направленное развитие от геосинклинально-платформенной стадии к орогенной.

Достаточно определенное выражение мегаконцентрическая структура находит в аномалиях гравитационного поля. Как показал Ю.И. Кузьмин, Казахстанская провинция образуется сложной мозаикой локальных положительных и отрицательных аномалий и зонами градиентов. Последние формируют в совокупности систему дуг, обрамляющих как мегаструктуру с периферии, так и Балхашское ядро, концентрирующееся в средней части. Вдоль этих зон группируются положительные аномалии. Балхашское ядро отличается “спокойным” гравитационным полем.

Рассматривая условия размещения оруденения в пределах Казахстанской глобальной мегаконцентрической структуры прежде всего отметим, что ее в целом можно отождествлять с металло-генической провинцией. На протяжении длительной истории развития

этой провинции здесь формировалось очень разнородное и много-этапное оруденение, которое группировалось в пояса сложного строения. Последние контролируются концентрическими зонами мегаструктуры. Оказались совмещенными типы оруденения, характерные как для геосинклинальных условий, так и для орогенных.

Анализ эндогенной металлогении Казахстанской провинции позволил А.А. Абдулину и др. выделить шесть рудноформационных рядов, отвечающих разнотипным рудным поясам. С рудноформационными рядами сопоставляются ассоциирующие магматические формации. Таким образом, в основе выделения рудных поясов — историко-эволюционные рудномагматические ряды. Этим подчеркивается многократность возобновления рудообразования в пределах каждого пояса. Проанализирована тектоническая приуроченность выделенных поясов и проведена их типизация. При этом установлено, что пояса различного типа контролируются первичными и вторичными наложенными геосинклиналями, а также зонами активизации срединных массивов. Так, например, с зонами первичных геосинклиналей ассоциируют два типа поясов: преимущественно медно-цинковые в эвгеосинклиналях с полным рядом магматических формаций и фосфорно-ванадиево-редкоземельные, ассоциирующие с эвгеосинклиналями, сопровождающимися недифференцированными мафитами, а также гранитовыми формациями. К миогеосинклинальным системам Сарысу-Тенизской и Большого Каратау приурочены пояса стратиформного полиметаллического оруденения.

Эти и другие рудные пояса имеют в западной части глобальной мегаструктуры дугообразную форму, определяющуюся тектоническими элементами мегаструктуры. Так, например, один из поясов располагается в подвижной зоне обрамления Балхашского массива и характеризуется преимущественным развитием редкометалльных формаций.

В северо-восточной части Казахстанской мегаструктуры рудные пояса линейны и имеют северо-западное простирание. Это определяется деформирующим влиянием системы линеаментов соответствующего простирания. К северо-западу рудные пояса отклоняются от линейного направления и далее следуют вдоль структурных элементов концентрического характера.

Таким образом, расположение рудных поясов в металлогенической провинции Казахстана определяется внутренним строением мегаструктуры. Полихронные и сложные по строению рудные пояса участвуют в формировании общей зональности в провинции, и направленная смена типов рудных поясов происходит относительно Балхашского ядра мегаструктуры. Эта зональность предопределена взаиморасположением внутри мегаструктуры эв- и миогеосинклинальных зон, вулканических поясов и зон активизации. Заметное влияние на строение и металлоносность провинции оказывают также секториальные мегаблоки, которые ограничены секущими разломами северо-восточного и широтного направлений.

В пределах провинции можно выделить секущие металлогенические пояса северо-западного простирания, которые имеют медную или кварцево-рудную специализацию. Эти пояса прерываются концентрическими дислокациями у периферии мегаструктуры.

Металлогенический анализ крупных регионов на основе изучения мегаконцентрических структур позволяет вскрыть внутреннее строение металлогенических провинций — крупнейших изометричных рудоносных площадей.

Важная особенность строения глобальных мегаструктур — дуговые сателлитные системы концентрических структур (рис. 28). Наиболее крупная система I порядка состоит из глобальных мегаконцентрических структур, таких, как Гиперборейская, Сибирская, Центрально-Азиатская, имеющих в ядре древние платформы или массивы и достигающих в поперечнике 6000 км. Эта сателлитная система в масштабах Тихоокеанского подвижного пояса кольцевая. Она включает в себя Антарктическую, Южно- и Северо-Американскую глобальные концентрические мегаструктуры. Дуговая При тихоокеанская сателлитная система мегаструктур II порядка протягивается в окраинно-континентальной части. Она включает глобальные мегаструктуры II порядка — Верхояно-Колымскую, Восточно-Азиатскую, Восточно-Китайскую (см. рис. 28). Эти мегаструктуры в диаметре от 2000 до 2500 км.

Пример сателлитных систем более низкого ранга в Азии — дугообразные системы мегаконцентрических структур, которые обрамляют Сибирскую платформу. Они контролируются дуговыми дислокациями одноименной глобальной мегаконцентрической структуры (см. рис. 28). Вокруг Сибирской платформы расположены две сателлитные системы мегаструктур. Внешнюю составляют Верхояно-Колымская, Восточно-Азиатская, Центрально-Азиатская, Казахская и Западно-Сибирская. Внутренняя система включает Оленекскую, Янскую, Алданскую, Байкало-Патомскую и Ангарскую. Здесь также происходит сокращение размеров мегаструктур, составляющих дуговые сателлитные системы, в направлении к ядру Сибирской глобальной структуры.

Аналогичные дугообразные сателлитные системы формировались и в процессе развития глобальных мегаконцентрических структур II порядка. В качестве примера приведем цепь сателлитных мегаконцентрических структур, которые осложняют периферийную зону Верхояно-Колымской глобальной структуры. Это Анюйская, Омогонская, Колымская, Индигирская, Янская и Оленекская мегаструктуры. Как видим, одни и те же концентрические структуры могут принадлежать к разным сателлитным системам.

Важная металлогеническая особенность сателлитных систем связана с зонами перекрытия соседних глобальных и мегаконцентрических структур. Ранее И.Н. Томсон, В.В. Соловьев, Г.И. Худяков и др. отмечали повышенную продуктивность в отношении оруденения таких зон перекрытий. Пример азиатских сателлитных систем показывает,

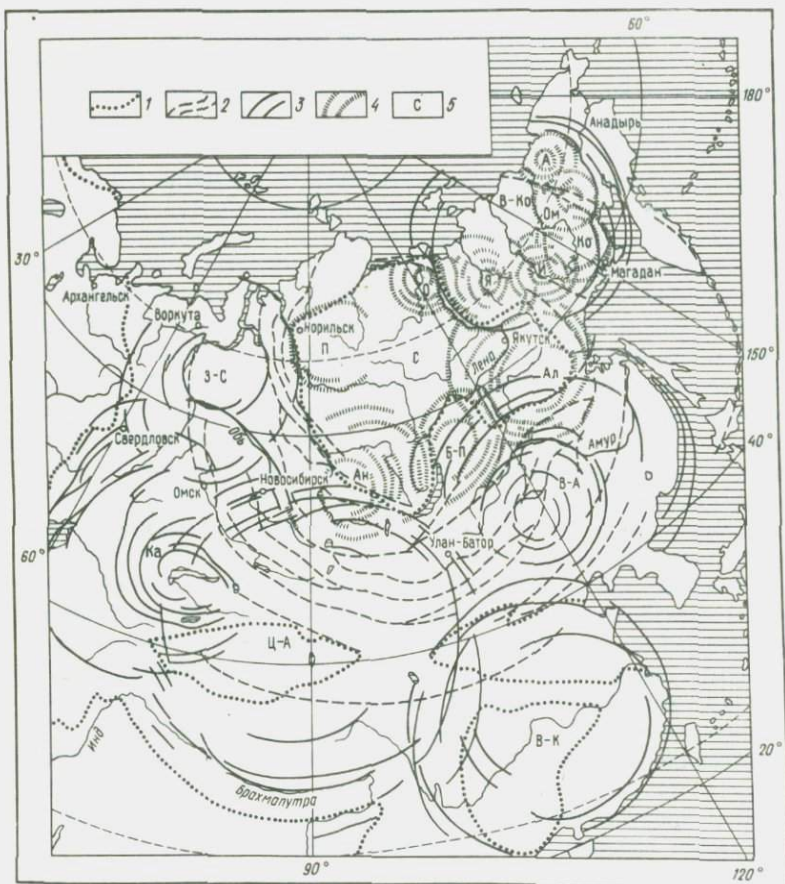


Рис. 28. Схема взаимоотношений глобальных концентрических и мегаконцентрических структур Азии.

1 — границы древних платформ; 2—4 — дислокации: 2 — глобальной концентрической структуры I порядка, 3 — глобальных концентрических структур II порядка, 4 — мегаконцентрических структур. Глобальные концентрические и мегаконцентрические структуры: С — сибирская, З-С — Западно-Сибирская, Ка — Казахстанская, Ц-А — Центрально-Азиатская, В-К — Восточно-Китайская, В-А — Восточно-Азиатская, В-Ко — Верхояно-Колымская, А — Анюйская, Ом — Омогонская, Ко — Колымская, И — Индигирская, Я — Янская, О — Оленекская, Ал — Алданская, Б-П — Байкало-Патомская, Ан — Ангарская, П — Путоранская

что это закономерное усиление степени оруденения свойственно зонам перекрытия концентрических структур всех рангов — от глобальных до очаговых. Этим можно объяснить высокую степень рудоносности Урала (перекрытие Сибирской и Восточно-Европейской концентрических структур), Казахстана (перекрытие Казахстанской и Центрально-Азиатской глобальных мегаструктур), Южной Сибири, Забайкалья (перекрытие Центрально-Азиатской и Восточно-Азиатской структур). Рассматривая вопрос о подобии концентрических структур на других планетах земного типа, подчеркнем также различия в эволюции Земли и других планет — Марс, Венера, Меркурий, Луна [22]. Следовательно, полной аналогии в развитии концентрических структур здесь не может быть. Для примера сопоставим мегаконцентрические структуры Земли и Восточный океан Луны (рис. 29).

2. МЕГАКОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И СВЯЗЬ С НИМИ БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Ферганский мегазвод и особенности его рудоносности

Ферганский мегазвод расположен в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня. Орографически мегазвод выражен системой хребтов — Кураминского, Чаткальского, Таласского, Ферганского, Алайского, которые обрамляют Ферганскую впадину. Вопросы тектоники и геологического развития этой области освещены в работах Д.В. Наливкина, В.А. Николаева, В.И. Попова, И.П. Васильковского, М.М. Кухтикова, И.М. Синицина, В.А. Петрушевского, В.И. Кнауфа, К.К. Пяткова, Р.С. Поршнякова, И.Я. Кунина, М.А. Ахмеджанова, О.М. Борисова и многих других.

Орогенное сооружение Ферганского мегазвода накладывается на две структурно-формационные зоны (Срединного и Южного Тянь-Шаня) Урало-Тяньшаньской герцинской складчатой системы. Структурный план герцинид был предопределен влиянием Казахстанской глобальной мегаструктуры, причем герцинские прогибы окаймляли в виде пологой дуги Фергано-Кураминский (Сырдарьинский) массив. Эти прогибы были заложены и развивались на месте каледонских краевых прогибов.

В позднем палеозое большая часть территории Средней Азии была вовлечена в общее поднятие, которое сопровождалось интенсивным магматизмом и массовым развитием оруденения (по данным Е.Д. Карповой и В.И. Попова). Именно в этот орогенный период был в основном сформирован Ферганский мегазвод. К началу мезозоя магматические процессы затухали. В позднем триасе почти на всей территории Средней Азии наступила общая регрессия и с юры началась новая перестройка структурного плана. В это время начинается активное прогибание Ферганской впадины, форма которой сохранилась до настоящего времени. В верхнем мелу произошли повсеместное опускание и накопление субплатформенных осадков.

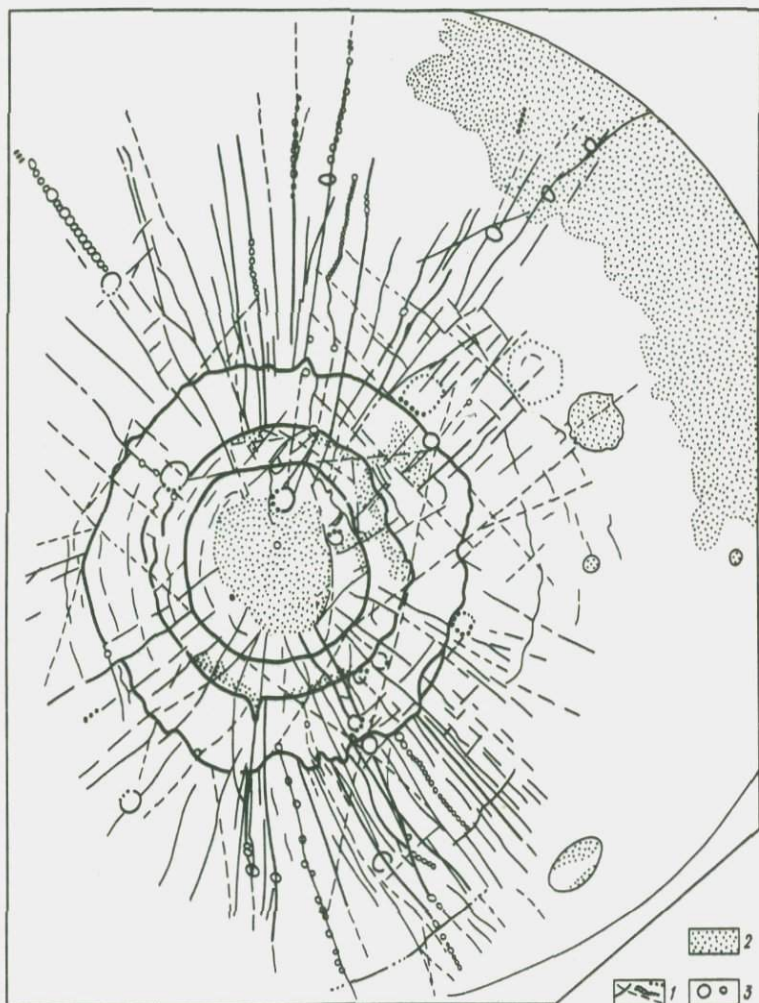


Рис. 29. Схема радиально-концентрической структуры Моря Восточного, составленная по материалам съемок "Лунар Орбитер-4" и "Зонд-3". По Я. Коулу и Г.Н. Каттерфельду, 1977 г.

1 — радиальные и концентрические сбросы, хребты, цепочки кратеров, полигональные ограничения кратеров; 2 — базальтовые поля; 3 — некоторые кратеры

В олигоцене начался новый период дифференцированных движений, которые привели к созданию современного орогена. В результате активизации новейших движений были оживлены основные тектонические структуры позднепалеозойского и мезозойского времени. Унаследованность современных тектонических форм от древних дает возможность реконструировать Ферганскую мегаконцентрическую структуру, привлекая метод морфоструктурного анализа.

Несмотря на многочисленные работы, посвященные орогенной стадии развития герцинид Среднего и Южного Тянь-Шаня, среди ученых не сложилось единого мнения о характере развития и строении структур, возникших в этот период. Авторы данной работы разделяют взгляды о самостоятельном развитии орогенных структур. Действительно, в орогенный период в условиях резкой активизации восходящих движений возникли сводовые поднятия, наложенные на структурно-формационные зоны предшествующего периода. Подобные структуры уже выделялись в Средней Азии по геологическим и морфологическим данным. По морфологии своды представляют собой концентрические структуры [14]. Многие структуры подобного типа обнаружены при дешифрировании космических снимков.

Ферганский мегасвод относится к относительно крупному рангу кольцевых структур, которые вдоль Тянь-Шаньских гор образуют взаимосвязанную систему. Для выделения и внутреннего районирования Ферганского свода был использован комплекс взаимодополняющих методов. В основном авторы опирались на материалы дешифрирования космических снимков и результаты структурно-геоморфологических исследований. Морфоструктурная схема (рис. 30), составленная по данным изучения современных структурных форм, позволяет выделить границы и установить основные черты внутреннего строения Ферганского мегасвода. Кроме того, были составлены палеотектонические схемы для главных этапов орогенного развития региона. Эти материалы послужили основой для анализа условий размещения специализированных металлогенических зон. Ферганскому мегасводу соответствует концентрически зональное гравитационное поле с периферическим максимумом.

Ферганский мегасвод в современном рельефе представляет собой крупную овальную структуру поднятия, осложненную в центре Ферганской впадиной. Последняя заполнена отложениями широкого возрастного диапазона. В плане мегасвод имеет размеры 410×430 км. Очень отчетливо эта мегаконцентрическая структура выражена на космических снимках. На севере граница мегасвода совпадает с дугообразным уступом, отделяющим Чаткало-Кураминский горный массив от Туранской равнины, на юге подчеркивается дугообразной формой Алайской долины и одноименного хребта. На западе и востоке границы мегасвода неотчетливы. Западная граница тяготеет к стыку Алайского и Туркестанского хребтов, на востоке она определяется дугообразными структурными элементами в районе Талассо-Ферганского разлома. На мелкомасштабных снимках выделяется



Рис. 30. Морфоструктурная схема Ферганского мегасвода. По Н.Т. Кочневой.

1 — шкала морфотектоизогипс; 2 — основные дислокации современного структурного плана (а — региональный, б — локальный); 3 — контуры мегасвода; 4 — контуры современной Ферганской впадины; 5 — локальные структуры (а — своды, б — впадины); 6 — кольцевые структуры; 7 — границы дугообразной депрессионной зоны; 8 — номера локальных сводов

несколько концентрических зон, выраженных в различиях фототона, которые опоясывают Ферганскую впадину.

Анализ поля высот помогает выделить зоны разных гипсометрических уровней, имеющих различную ширину. При этом более узкие зоны расположены в прибортовых частях Ферганской впадины. Приподнятое обрамление Ферганской впадины радиальными разломами делится на три блока, каждый из которых отличается особым строением современной поверхности рельефа (северо-восточный, восточный и южный).

Северо-восточный блок, по форме напоминающий сегмент крупной круговой структуры, приурочен к Фергано-Кураминскому сре-

динному массиву. Относительная высота сегмента достигает 4000 м. Внутри этого сегмента выделяются зоны поднятий и опусканий, простирающие которых определяется концентрическими дислокациями всего мегасвода. Кроме того, сегмент включает дочерние сводовые поднятия — Чаткальское и Кураминское. Их отличительная особенность — овальная форма и узкий центральный грабен, расчленяющий структуры по длинной оси.

Южная часть сегмента, непосредственно примыкающая к Ферганской долине, отличается наибольшей расчлененностью. Здесь выделяется большое число дислокаций, имеющих радиальное расположение по отношению к центру мегасвода.

С юга и востока Ферганская впадина опоясывается подковообразным поднятием высотой 4000—5000 м. Это поднятие наложено на складчатые герциниды. Восточная часть подковообразного поднятия расчленена дислокациями северо-западного простираения на мелкие разновысотные блоки. В восточной части обрамления выделяются два свода, один из которых представляет узкий овал, вытянутый в северо-западном направлении, другой — полуовал, как бы обрезанный с востока Талассо-Ферганской зоной разломов.

Южная часть горного обрамления, совпадающая с Алайским хребтом Ферганской долины, отличается слабой расчлененностью и устойчивыми высотами. Дочерние своды южной части обрамления, различные по размерам и форме, пересекают друг друга и при этом сильно деформируются.

Следует отметить, что дочерние своды внутри секторов образуют взаимосвязанную цепочку вокруг Ферганской впадины.

Пояс орогенных поднятий, опоясывающий Ферганскую впадину, выдержан по высоте. Его ширина изменяется от 90 до 100 км. По периферии этого пояса согласного с ним простираения расположены линейные депрессии шириной до 30 км. Одна из депрессий соответствует Алайской долине, другая протягивается вдоль рек Узун и Акмат, третья пролегает вдоль долин рек Чаткал и Ангрен.

Радиально-концентрическая система внутри мегасвода отчетливо отражена рисунком речной чети. Причем следует отметить, что в прибрежных частях Ферганской впадины наблюдается центростремительный тип рисунка речной сети, а по периферии обрамления — тип пологих дуг. Ядро мегасвода — Ферганская впадина, имеющая грушевидную форму.

Современная впадина вытянута в северо-восточном направлении на расстояние 200 км, достигая в поперечнике 100 км. Гипсометрический уровень дна долины не превышает 600 м и опущен относительно приподнятого обрамления на 3000—4000 м. Границы сочленения долины с горным поясом резкие, уступообразные, ступенчатые. Долина 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. Дешифри-

рование 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, который является продолжением на юг крупной Кумбельско-Орошанской зоны разломов. Следует отметить также валообразное линейное поднятие северо-восточного простирания и две дочерние кольцевые структуры, одна из которых выделена на западе впадины и названа Ленинабадской, а другая на востоке — Андижанской. Кроме радиально-концентрической системы дислокаций, определяющих внутреннее строение мегасвода, выделяются сквозные линейные зоны, прослеживающиеся далеко за его пределы. Среди них отмечают северо-восточные, контролирующие орографические элементы территории. Линеаменты северо-западного простирания отчетливо выступают в современном рельефе в виде тектонических уступов. В большинстве случаев эти зоны унаследуют древние зоны разломов и тектонические швы. Это Талассо-Ферганская и Кумбельско-Орошанская зоны разломов.

Известны также сквозные структуры ортогонального простирания, и среди них наиболее крупная меридиональная расположена в западной части мегасвода. Эта зона выступает в качестве пологого вала, наложенного на современный орографический план. Общим для всех сквозных зон является то, что они представлены элементами рельефа, секущими основной орографический план территории.

Важная задача, стоящая перед исследователями, — сопоставление выделенного в современном рельефе мегасвода с позднепалеозойскими орогенными структурами. С этой целью были составлены палеотектонические схемы для основных этапов орогенного развития. При их составлении авторы опирались на данные, собранные многими исследователями и прежде всего А.П. Марковским, Д.В. Наливкиным, Н.М. Синициным, А.С. Аделунгом, Н.П. Васильковским, А.Д. Миклухо-Маклаем, М.Н. Соловьевой, В.А. Араповым, Н.П. Лаверовым и др.

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. Бельовский с соавторами обобщил материалы по стратиграфии верхнего карбона.

Для реконструкции истории развития Ферганского мегасвода авторы использовали все эти данные, а также материалы геологических съемок. Кроме того, в качестве дополнительных материалов были использованы Геологическая карта Узбекской ССР 1973 г. под редакцией Х.Т. Туляганова, геофизические данные Ф.Х. Зуннунова и др., Б.Б. Таль-Вирского [38].

Для палеореконструкций прежде всего было изучено размещение магматических и осадочных образований Срединного и Южного Тянь-Шаня начиная с позднемосковского времени, которое вслед

за А.С. Масумовым и др. [18] принимаем за начало орогенного периода. В это время начинается коренное перераспределение суши и моря. Ранее морские геосинклинальные отложения накапливались в нескольких трогах по южному обрамлению Курамино-Ферганского срединного массива. Уже с позднебашкирского времени произошли палеогеографические изменения, которые отразились в смене сообществ кораллов и брахиопод.

В пределах Курамино-Ферганского срединного массива в пологих прогибах накапливался субплатформенный флишоидный комплекс. Здесь с позднебашкирского времени начинаются блоковые перемещения, а в позднемосковское — активная вулканическая деятельность.

В Южном Тянь-Шане в среднем карбоне геосинклинальный морской бассейн распадался на ряд узких проливов, разделенных кордильерами. В этот период накапливались карбонатные и терригенные осадки, а в межкордильерных проливах — флишевые.

На территории Каратау-Нарынской складчатой области в прибрежно-морских условиях отлагались терригенные грубофлишевые образования, которые сменились молассой к позднемосковскому времени.

Магматические и осадочные образования орогенного периода образуют вокруг современной Ферганской впадины кольцевой пояс, который достаточно четко коррелируется со структурными элементами, дешифрованными на космических снимках и отраженными на морфоструктурной схеме. Отметим также, что магматические ареалы неравномерно распределены в пределах окружающего впадину концентрического орогенного пояса. В южной его части позднекарбонные — пермские гранитоидные тела образуют дуговой пояс, прослеживающийся вдоль Алайского хребта. Здесь отмечается зональное расположение интрузивных пород разного состава. На фоне интрузии диоритового и гранитного состава особо выделяется пояс щелочных пород. Они имеют форму, выгнутую на юг.

Иной характер носит распределение интрузивных пород в Чаткало-Кураминском секторе. Гранитоидные интрузивы группируются в пояса вокруг дочерних Чаткальского и Кураминского сводов [24]. Здесь 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 прослеживается пояс основных и щелочных интрузивов. Необходимо отметить, что ультраосновные и основные породы пояса начали внедряться еще в доорогенный период, но продолжали образовываться и в орогенное время (рис. 31).

Можно полагать, что интрузивные тела основного и щелочного состава контролируются концентрическими дислокациями, образовавшимися еще до периода активного орогенеза.

Определенная асимметрия в распространении магматических пород отмечается также между западной и восточной частями свода.

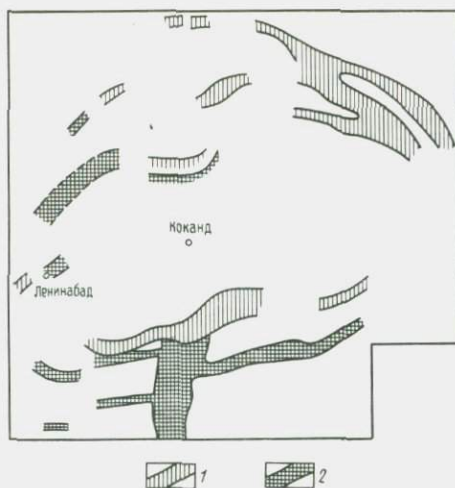


Рис. 31. Схема поясов основных и щелочных интрузивов палеозоя в Ферганском мегасводе.

Интрузивные пояса: 1 — габбровые, 2 — сиенитовые

Наибольшей концентрацией магматических образований отличается западная часть мегасвода. Согласно геофизическим данным, интрузии существуют 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 интрузиям, определяется меридиональной линией, расположенной восточнее г. Коканда. Этой границе соответствует также крупная гравитационная ступень. В восточной части мегасвода интрузивный магматизм развит в меньшем объеме, в юго-восточной части мегасвода он почти не проявлен.

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

Осадочные формации позднего палеозоя довольно равномерно распределены вокруг мегасвода. Контуры выходов осадочных формаций обычно вытянуты согласно обрамлению современной Ферганской впадины. Формационный тип отложений в пределах Ферганского мегасвода меняется начиная с позднемосковского времени. С этого периода преобладают наземные отложения.

Наибольшее распространение континентальные вулканы имеют в пределах Каржантау-Кураминских гор и отчасти в Чаткальском хребте. Местами на периферии сводов вулканы переслаиваются с лагунными отложениями и континентальной молассой и сопровождаются многочисленными экструзивами, субвулканическими телами,

дайками. Осадочно-вулканогенная толща с резким несогласием залегает на консолидированном основании. Сложная вулканогенно-осадочная толща Чаткало-Кураминского региона в большинстве случаев расчленяется на ряд свит.

Вдоль Угамского и Пскемского хребтов выделяются осадочно-вулканогенная верхнеугамская свита, датируемая позднебашкирским — раннемосковским 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 вулканиды девона. А.Д. Миклухо-Маклай и Р.С. Поршняков разделяют ее на две свиты: шанкольскую и алдыкинскую. В южной части Южно-Тяньшаньской геосинклинали отложения верхнемосковского подъяруса выявлены и лишь иногда выделяются условно на основании стратиграфического их положения.

В общем отложения позднекарбонового возраста слагают ряд прогибов в Алайском хребте. По составу это мелководные образования с большим количеством грубообломочного материала и довольно бедной флорой и фауной.

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 к ассельскому ярусу. Выше по разрезу выделяются бегичинская свита, сложенная разногальчными конгломератами и песчаниками и карасуурская толща черных глинистых сланцев с прослоями 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 Баубатата. 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 прослоями песчаников, аргиллитов, конгломератов; 3) верхней конгломерато-песчаниковой с алевролитами в восточной части территории.

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

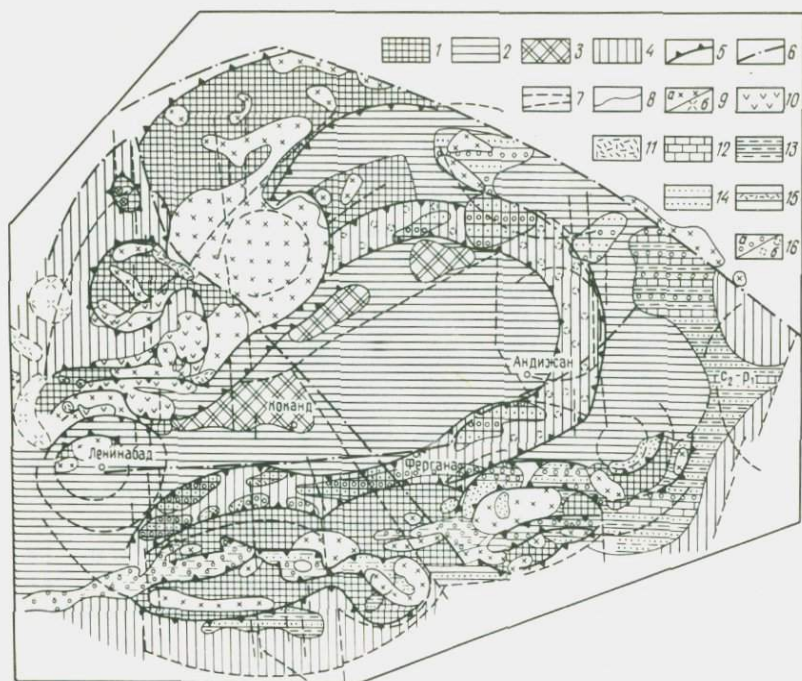


Рис. 32. Палеоструктурная схема Ферганского мегасвода для средне-верхне-каменноугольного периода. Составила Н.Т. Кочнева.

Поднятия: 1 — максимальные; 2 — относительные; 3 — погребенные домезозойского фундамента; 4 — опускания; 5 — граница, оконтуривающая поднятия; 6 — разломы средне-позднепалеозойского времени заложения, по [13]; 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

глубинах 1500–2500 м под отложениями юрского и раннемелового возраста. Вскрытые на глубине отложения представляют собой терригенные породы, состоящие из песчаников, алевролитов, темных сланцев и датируемые в районе Майлису средним — верхним карбоном, а в Юго-Восточной Фергане — пермью.

Сопоставление разрезов позволяет выделить два крупных цикла седиментогенеза, соответствующих двум стадиям орогенного развития — средне-верхнекаменноугольной и пермской. Начало каждой из этих стадий фиксируется грубообломочной молассовой фацией, которой обычно предшествует опускание, фиксируемое развитием сланцев, известняков, песчаников. Внутри каждого крупного цикла

выделяются свиты, соответствующие естественным ритмам процесса седиментогенеза. В определенных пределах можно сопоставить упомянутые циклы и ритмы для всей территории, окаймляющей современную Ферганскую впадину. Для того чтобы реконструировать характер развития орогенной структуры, составлены две палеотектонические схемы для средне-верхнекаменноугольного и пермского этапов.

Области поднятий на каждой из схем выделялись по ареалам интрузивных пород, области опусканий — по контурам осадочных формаций. В закрытых территориях для выделения поднятий были использованы также геофизические данные.

В позднекаменноугольное время большая часть территории Тянь-Шаня вступает в орогенное развитие. Происходит обособление Ферганского мегасвода. В этот период выделяются ядро и орогенные поднятия крыльев мегасвода, дуговые и радиальные дислокации (рис. 32).

Ядерная часть мегасвода в начале периода орогенного развития, вероятнее всего, была относительно приподнята. Это подтверждают геофизические данные Ф.Х. Зуннова и Б.Б. Таль-Вирского. Они свидетельствуют о присутствии нескольких крупных массивов интрузивных пород. Причем характер магнитных аномалий, по которым выявлены эти массивы, аналогичны породам Карамазарского плутона. Поскольку в отдельных глубоких скважинах, пробуренных в Ферганской впадине, были вскрыты верхнепалеозойские, вероятно, пермские, осадочные породы [18], опускание впадины, по-видимому, началось в перми.

В позднекаменноугольное время приподнятое ядро мегасвода было отчленено от крыльев дугообразной депрессией. Параллельно этой депрессии располагается еще несколько дугообразных разломов, впадин и др. В южном крыле дугообразные структурные элементы проявлены более отчетливо. Есть также основания полагать, что крылья мегасвода были приподняты по сравнению с его ядром.

Округлые контуры локальных ареалов интрузивных пород позднекаменноугольного возраста свидетельствуют о возможном образовании в этот период цепочки локальных сводов вдоль крыльев мегасвода. На основе палеотектонических реконструкций можно заключить, что локальные своды были обрамлены периферическими, а также осложнены осевыми впадинами.

В южном секторе наиболее отчетливо проявлена система локальных сводов. В результате влияния последних периферические впадины имеют волнистую форму; центральная впадина представляет собой осевой грабен, проходящий вдоль оси цепи локальных сводов. Эти же локальные своды хорошо проявлены в современных структурных формах рельефа. Своды, сформировавшиеся в позднекаменноугольное время, хорошо дешифрируются и на космических снимках.

Во впадинах, обрамляющих локальные своды, накапливались мелководноморские, — лагунные и континентальные отложения.

В разрезах башкирского и в нижней и средней частях московского яруса преобладают толщи сланцев, песчаников, конгломератов (с линзами известняков). По мере продвижения на восток в разрезах впадин южной части Ферганского мегасвода наблюдается огрубление осадочных толщ, появляется больше песчаников и конгломератов. В этом же направлении увеличивается мощность отложений от 100 до 3000 м. Эти изменения происходят скачкообразно по линии продолжения Кумбельско-Орошанской зоны разломов. В направлении с юга на север также отмечаются огрубление состава и увеличение мощности осадочных отложений. Анализируя вышеизложенное, можно отметить, что в пределах южного крыла мегасвода выделяются два крупных блока, разделенных продолжением Кумбельско-Орошанской зоны разломов. Восточный блок отличался контрастными тектоническими движениями на фоне активного поднятия; западный в это время переживал относительно спокойный тектонический режим.

Меньше данных имеется по восточному крылу Ферганского мегасвода, поэтому верхнепалеозойская толща показана на схеме нерасчлененной. А.С. Масумов и др. [18] отмечают, что 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 изменяется от 700 до 7000 м. Кроме того, в это время в восточной части мегасвода очень слабо был проявлен магматизм. Поэтому для палеореконструкций были использованы 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 выделяется поднятие, которое оконтуривается зонами больших мощностей молассовой толщи. Молассовая толща могла быть образована лишь при наличии горного рельефа.

Чаткало-Кураминский сегмент Ферганского мегасвода в средне-подзонекаменноугольное время представлял собой расчлененное поднятие, где происходила активная вулканическая деятельность преимущественно в пределах дочернего Кураминского свода. В это же время в его пределах и в Чаткальском своде внедрялись крупные гранитоидные массивы. Наряду с локальными сводами проявились дислокации, связанные с мегасводом 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. Вдоль долины р. Чаткал не установлено выходов верхнепалеозойских осадочных пород, но многие авторы предполагают, что они ликвидированы эрозией. Нет здесь и гранитоидных интрузий. На этом основании

можно предположить, что здесь была зона относительного опускания. В основании Ангренской депрессии залегают эффузивные толщи среднего состава.

Следует отметить, что Чаткальская и Ангренская впадины, с одной стороны, осевые по отношению к локальным сводам, а с другой — продолжают друг друга, образуя депрессионную зону, приуроченную к дугообразным дислокациям мегасвода.

Кумбельско-Орошанская 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 1000 м. Интересно отметить, что Кумбельско-Орошанская зона разломов расчленяет северный сегмент мегасвода на два крупных блока. При этом в западном блоке имеются проявления эффузивного магматизма, тогда как в восточном преобладает интрузивный магматизм.

Таким образом, в средне-позднекаменноугольное время формируются основные элементы Ферганского мегасвода.

Для пермского периода также была составлена палеотектоническая схема (рис. 33) с учетом морфоструктурных данных. В этот период область Ферганского мегасвода после относительно слабых нисходящих движений (гжельский и артинский века) вновь претерпевает активизацию восходящих движений (кунгурский и уфимский века). Отложения пермских депрессий достигают по мощности 1000 м и состоят из конгломератов, песчаников, сланцев. Раннепермская фауна представлена фораминиферами, брахиоподами, пелециподами, гастроподами, амmonoидеями, ругозами, остракодами и др. В песчано-сланцевых породах встречаются остатки многочисленных растений. Характерно для этого времени проникновение на территорию Срединного Тянь-Шаня ангарской флоры. Общее распределение магматических и осадочных формаций позволяет заключить, что западная часть мегасвода была заметно больше приподнятой по отношению к восточной. В западной части в большей степени распространены интрузивы гранодиоритов и гранитов. Период восходящих движений завершается формированием небольших штоков и массивов щелочных гранитов.

Вопрос о возрасте заложения и строении Ферганской впадины до сих пор остается дискуссионным. Данные бурения и палеотектонические выкладки позволяют предположить, что область современной Ферганской впадины в пермское время начинает активно прогибаться. 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, значительно большие, чем современная. Разраставшаяся впадина включала систему концентрических депрессий, которые

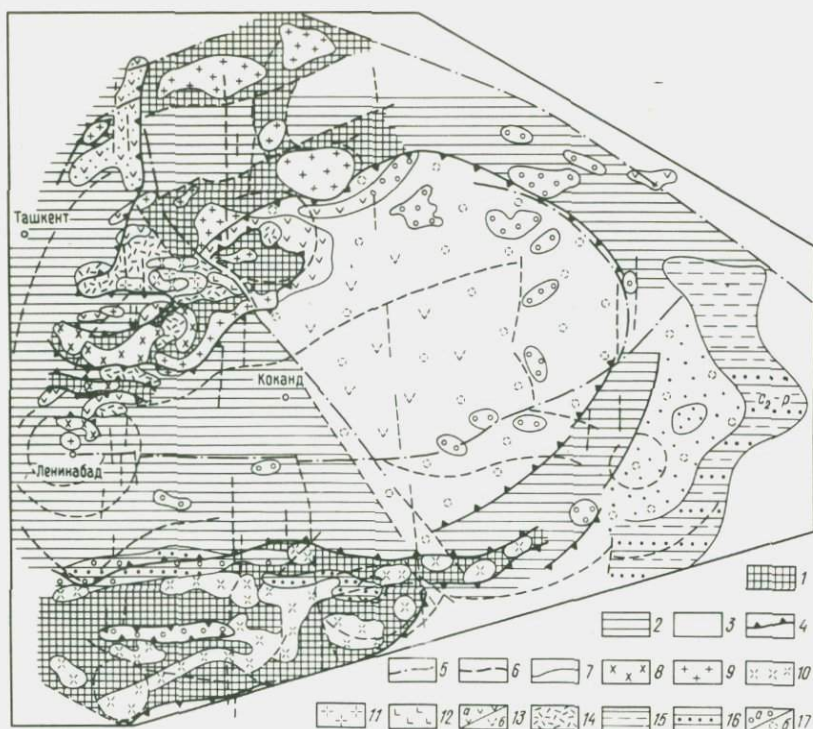


Рис. 33. Палеоструктурная схема Ферганского мегасвода пермского периода.
По Н.Т. Кочневой.

Поднятия: 1 — максимальные; 2 — относительные; 3 — опускания; 4 — граница, оконтуривающая поднятия; 5 — разломы позднепалеозойского времени заложения, по [13]; 6 — разломы, выявленные в результате морфоструктурного анализа; 7 — обобщенные контуры выходов магматических и осадочных пород; магматические породы: 8 — граниты, гранит-порфиры; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — гранодиориты, диориты; 11 — диабазы, монцониты, габбро; 12 — сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты; 13 — вулканогенные породы среднего состава: а — выходящие на поверхность, б — предполагаемые; 14 — вулканогенные породы кислого состава; 15 — глинистые сланцы, алевролиты; 16 — песчаники; 17 — конгломераты: а — выходящие на поверхность, б — предполагаемые

оконтуривали ядро мегасвода в позднекаменноугольное время. В пермское время изменилась структура крыльев мегасвода. Так, сократились размеры дугообразной впадины, занимающей положение центральной по отношению к локальным сводам.

В южном крыле мегасвода магматические и осадочные комплексы сосредоточены в основном в западном блоке. Область их распространения ограничивается продолжением Кумбельско-Орошанской системы. К востоку от этой системы разломов прослеживается лишь пояс щелочных интрузий. Из локальных сводов, которые были обра-

зованы в позднекаменноугольное время, в перми сохранились лишь два, которые к тому же изменили свою форму (см. рис. 33). Впадины внутри сводов резко сократились в размерах. Интересно отметить, что структурные элементы пермских сводов также хорошо проявлены в современном структурном плане. 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 и прослеживается за их пределами. Другой интрузивный пояс прослеживается в меридиональном направлении, и отмечается участок крупной меридиональной зоны линеамента, которая ранее была намечена авторами с помощью дешифрирования космических снимков [15].

В северном сегменте мегасвода в пермское время располагалась Каржантау-Кураминская вулканическая область, по периферии которой образовались краевые прогибы с морской и континентальной молассой. Вулканическая область представляла собой систему крупных наземных вулканов центрального типа, извергавших в основном кислый материал, который переслаивался с континентальной молассой. В заключительный период вулканизм имел субщелочной характер. Одновременно формировались малые интрузии пестрого состава. Различия между Чаткальским и Кураминским дочерними сводами сохраняются. Внутри Чаткальского свода в пермское время образуются несколько дочерних структур. Особенно отчетливо среди них выступает Кассансайское поднятие. Вместе с тем в Чаткальском своде прослеживаются концентрические структурные элементы Ферганского мегасвода. Так, в частности, 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. Периферические впадины в этот период были заполнены морем, которое также образовало узкие проливы вдоль восточного борта современной Ферганской впадины в пределах Срединного Тянь-Шаня (междуречье Гавы и Коксаряка, Кассансайский грабен и др.).

В позднепермское время в остаточных мульдах накапливались красноцветные терригенные отложения, среди которых отмечались прослои пепловых туфов.

Следует отметить, что многие черты строения, проявившиеся в перми, унаследуются от структурных форм, образованных в позднекаменноугольное время.

Сравнения тектонические особенности строения Ферганского мегасвода в разные геологические эпохи, можно еще раз подтвердить тесную взаимосвязь структур во времени. Начиная с верхнего палеозоя мегасвод развивается в пределах одних и тех же границ.

При сравнении палеотектонических схем можно отметить, что во времени сохраняются и основные элементы его внутреннего строе-

ния: ядро, крылья, радиальные и концентрические дислокации. При этом для мегаструктуры типично унаследованное развитие не только планового рисунка, но и характера вертикальных движений, которые с позднекаменноугольного времени были преимущественно восходящими. Однако наблюдаются изменение размеров площадных элементов сводов, смена знака их вертикального движения, смещение, миграция и пр.

Ядро мегасвода в позднекаменноугольное время было представлено относительным поднятием и его границы почти совпадали с современной Ферганской впадиной. В пермское время ядро было вовлечено в опускание и площадь его расширилась. Позднекаменноугольные дугообразные впадины по периферии ядра резко сокращаются в пермское время. Однако возникают новые впадины, конформные прежним. В современном рельефе унаследуются фрагменты впадин разных геологических эпох.

Следует еще раз отметить важное значение некоторых линейных зон разломов, активно проявленных в разные геологические периоды. Например, важное барьерное значение имеет зона Кумбельско-Орошанских разломов. Эта зона влияла на размещение ареалов магматизма и бассейнов осадконакопления. Согласно приводимым палеосхемам можно было убедиться, что южное продолжение этой зоны также активно проявлялось на территории ядра и южного крыла мегасвода.

Рассмотрим основные особенности металлогении Ферганского мегасвода. Внутренняя структурная зональность Ферганского мегасвода определяет некоторые важные черты металлогенической зональности региона. Основная особенность строения мегасвода — наличие крупной Ферганской впадины в его центре, 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.

Северный орогенный пояс слагают два самостоятельных свода — Чаткальский и Кураминский. В южном орогенном поясе известна цепь небольших концентрических структур. Устанавливается также определенная симметрия в развитии процессов гранитоидного магматизма в северном и южном поясах орогенных поднятий, которая может рассматриваться 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, а раннеорогенный этап образовалась редкометальная, связанная с гранитоидами, минерализация.

Разнообразнее проявлено оруденение позднеорогенного этапа (рис. 34). В этот период возникла сложная гамма поясов близповерх-

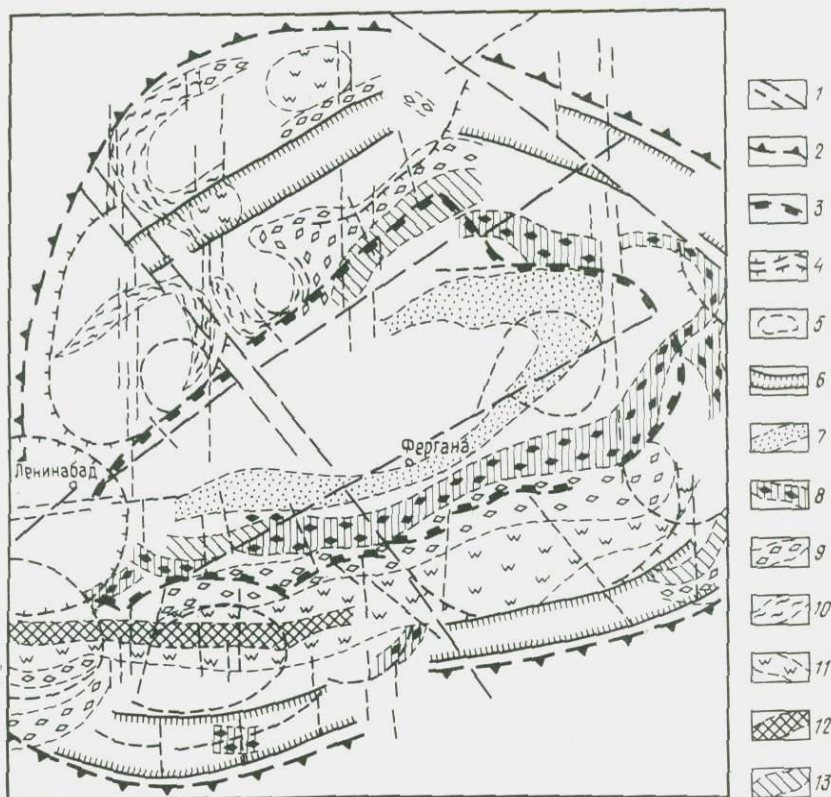


Рис. 34. Схема металлогенической зональности Ферганского мегасвода. По И.Н. Томсону.

1 — основные дислокации современного структурного плана; 2 — контуры мегасвода; 3 — контуры современной Ферганской впадины; 4 — локальные своды; 5 — кольцевые структуры; 6 — границы дугообразной депрессионной зоны; 7 — нефтегазоносный пояс; рудные пояса: 8 — ртутный; 9 — сурьмяно-ртутно-флюоритовый; 10 — флюоритовый; 11 — мышьяково-вольфрамовый; 12 — резкометалльный; 13 — стратиформной свинцово-цинковой минерализации

ностной, телетермальной и стратиформной минерализации, которые обособлены в самостоятельные рудные пояса. Эти пояса контролируются дислокациями, связанными с мегасводом. Параллельно в этот же период образовалась минерализация и другого типа, например полиметаллическая и медно-висмутовая, которая локализовалась только в пределах дочерних структур (в Кураминском своде). Эти типы минерализации отсутствуют в Южно-Ферганском орогенном поясе. В отличие от них пояса сурьмяно-ртутной и флюоритовой минерализации находят выражение как в северном, так и в южном орогенном поясе Ферганского мегасвода, что свидетельствует об их связи с мегасводом в целом. Возраст флюоритосодержащих ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы составляет от 220

до 260 млн. лет (по данным Е.М. Головина и В.П. Федорчука) [10]. Возраст щелочно-базитового флюоритоносного комплекса Чаткальской и Кураминской зон — 252—271 млн. лет. Таким образом, флюоритоносные магматические тела и минерализация образовались в близком интервале времени в северном и южном орогенных поясах Ферганского мегасвода в поздний этап орогенного развития. Близкий возраст, вероятно, имеет и сурьмяно-ртутное оруденение, которое в северном орогенном поясе сменяется флюоритовой минерализацией. В многочисленных работах, посвященных металлогении сурьмы и ртути, обычно рассматриваются изолированно Южно-Ферганский и Северо-Ферганский пояса [10]. В предыдущих работах позиция сурьмяно-ртутных поясов рассматривалась по-разному. Отмечалась приуроченность Южно-Ферганского пояса к офиолитам 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 Кураминского 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 Маймесуйской 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 участки, где установлена повышенная концентрация киновари в шлихах. Северо-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс прослеживается параллельно северному борту 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., к югу от Ферганской впадины наблюдается серия металлогенических зон. Фрагментарно проявлена зона с месторождениями свинцово-рудного комплекса. 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. Еще южнее выделяется металлогеническая зона мышьяково-вольфрамового рудного комплекса, которая включает скарновые и гидротермальные месторождения. 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-видимому, имеют более древний возраст и образовались в раннеорогенный этап развития мегасвода.

В северном крыле мегасвода непосредственно к впадине примыкают зоны стратиформной полиметаллической или телетермальной ртутной минерализации. Севернее прослеживается сурьмяно-ртутный пояс. В этой части металлогеническая зональность в основном соответствует таковой южного крыла мегасвода.

Иное 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. В этом, видимо, выражается их приуроченность одновременно к Ферганскому мегасводу в целом. В южном орогенном поясе этой структуры также проявлена флюоритовая минерализация, но здесь она образует сурьмяно-ртутно-флюоритовый пояс.

Специфика Южно-Ферганского орогенного пояса состоит в том, что зоны близповерхностной минерализации обрамляются с юга полиметаллической минерализацией и сменяются в том же направлении мышьяково-вольфрамовым поясом, совпадающим с зоной развития гранитоидов в южном крыле мегасвода. Однако в северном крыле мегасвода соизмеримого редкометального пояса нет. Известные фольфрамово-рудные районы тяготеют к ядрам локальных сводов. При продвижении непосредственно к борту Ферганской впадины как со стороны Северо-Ферганского, так и Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного 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 сурьмяно-ртутным. 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 столь различными типами месторождений, что отмечал еще А.Д. Щеглов. Другие типы эндогенной рудной минерализации встречаются только в пределах отдельных дочерних структур и не обнаруживают связи с мегасводом в целом. К этим типам оруденения относятся минерализация адуляр-кварцевая, медновисмутовая, скарново-полиметаллическая и др. Таким образом, с мегасводом оказываются связаны прежде всего пояса близповерхностной и телетермальной минерализации — флюоритовые, сурьмяно-ртутные и родственные им полиметаллические, которые образовались в заключительный этап орогенеза.

Особенности строения и металлогении Восточно-Забайкальского мегасвода

Восточному Забайкалью как металлогенической провинции присущ в общем узкий возрастной интервал оруденения, несмотря на длительное полициклическое развитие этой области. Однако образование большинства месторождений, расположенных в разрезах структурно-формационных зонах, произошло в интервале от средней юры до раннего мела включительно.

В позднемезозойское время в Забайкалье замкнулась остаточная раннеюрская геосинклиналь и вся область вместе с прилегающими массивами ранней консолидации была вовлечена в сложнодифференцированное поднятие. Процессы седиментации локализовались во вновь возникающих грабен-синклинальных впадинах.

Структурное районирование активизированной области домезозойской консолидации было предпринято Н.А. Фогельман, которая выделила Северо-Даурский и Южно-Даурский своды.

Преобразование Восточного Забайкалья из области преимущественного прогибания в сводово-глыбовую область происходило поэтапно. Субгеосинклинальный раннеюрский прогиб замкнулся и подвергся складчатости уже к началу средней юры. В это время возникли наложенные прогибы, выполненные молассой верхнегаймурской свиты. Значительная часть раннеюрских прогибов была вовлечена в воздымание. Новый процесс структурной перестройки произошел уже в конце средней юры, когда была заложена новая система узких грабенообразных впадин и образовалась система локальных сводов. Эта структурная перестройка с полным основанием может рассматриваться как связанная с процессами автономной активизации, поскольку и система впадин и интрузивные комплексы формировались в различных структурно-формационных зонах. Общей особенностью этого времени было преобладание процессов поднятия, на фоне которых местами возникали изолированные впадины, выполненные континентальными вулканогенно-осадочными формациями. В результате этих процессов все Восточное Забайкалье в поздней юре — раннем мелу было превращено в расчлененную горную область. В начале раннего мела произошла еще одна структурная перестройка и были заложены мегасвод и осложняющие грабенообразные впадины с терригенными осадками и вулканитами. Палеогеографическая обстановка раннемелового времени была реконструирована в 1963 г. Ю.П. Писцовым, детально изучившим нижнемеловые отложения впадин.

По строению разрезов и фаціальным особенностям нижнемеловых отложений Ю.П. Писцов для раннемеловой эпохи в пределах мегасвода выделил две структурно-фаціальные зоны, обнаруживающие концентрическое взаимоположение (рис. 35). Внешняя — Шилка-Аргунская — структурно-фаціальная зона имеет форму полукольца, открытого на северо-восток. Здесь во впадинах развиты отложения

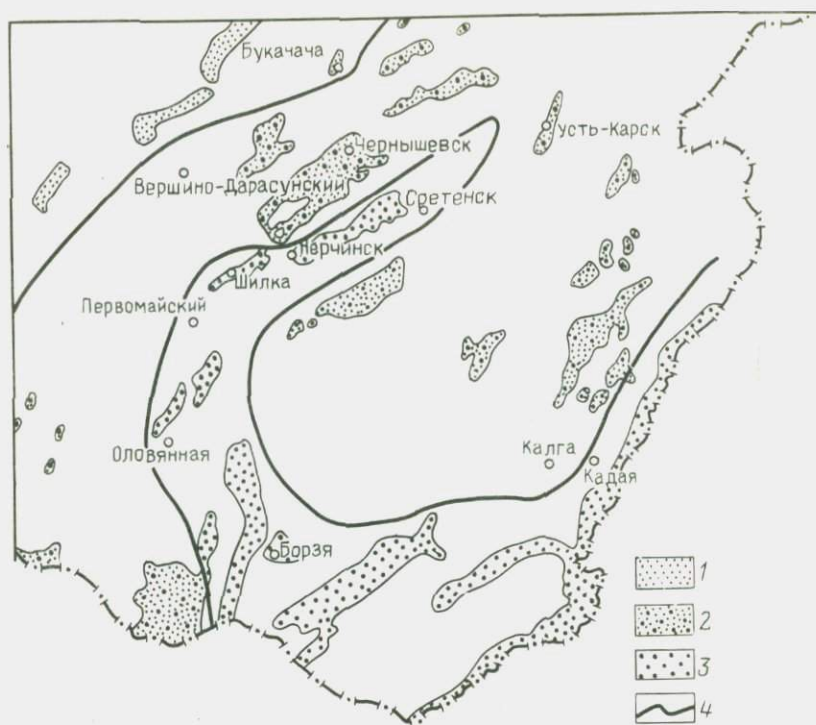


Рис. 35. Меловые структурно-фациальные зоны Восточного Забайкалья. По Ю.П. Писцову.

Впадины: 1 — Хилокско-Кыринской зоны, 2 — Ундино-Уровской зоны, 3 — Шилка-Аргунской зоны; 4 — границы структурно-фациальных зон

березовской серии, включающие аллювиальные фации и фации глубоководных озер. Во внутренней — Ундино-Уровской — зоне впадины выполнены отложениями устькарской свиты, в которой преобладают фации мелководных озер. Проведенный Ю.П. Писцовым анализ физико-географической обстановки в раннемеловую эпоху позволил ему сделать вывод о большей мобильности Ундино-Уровской зоны, которая отличалась более возвышенным рельефом. Она обрамлялась концентрической зоной со спокойным рельефом (Шилка-Аргунская зона). Эта необычная концентрическая структурно-фациальная зональность подтверждается и другими признаками. Так, ранее Ю.П. Дежиным были намечены зоны развития двух петрохимических типов позднемезозойских эффузивов, которые подстилают нижнемеловые отложения и переслаиваются с ними. Различия между петрохимическими типами эффузивов прежде всего выражаются в частом преобладании железа над магнием в периферической (Шилка-Аргунской) зоне и магния над железом во внутренней (Ундино-Уровской).

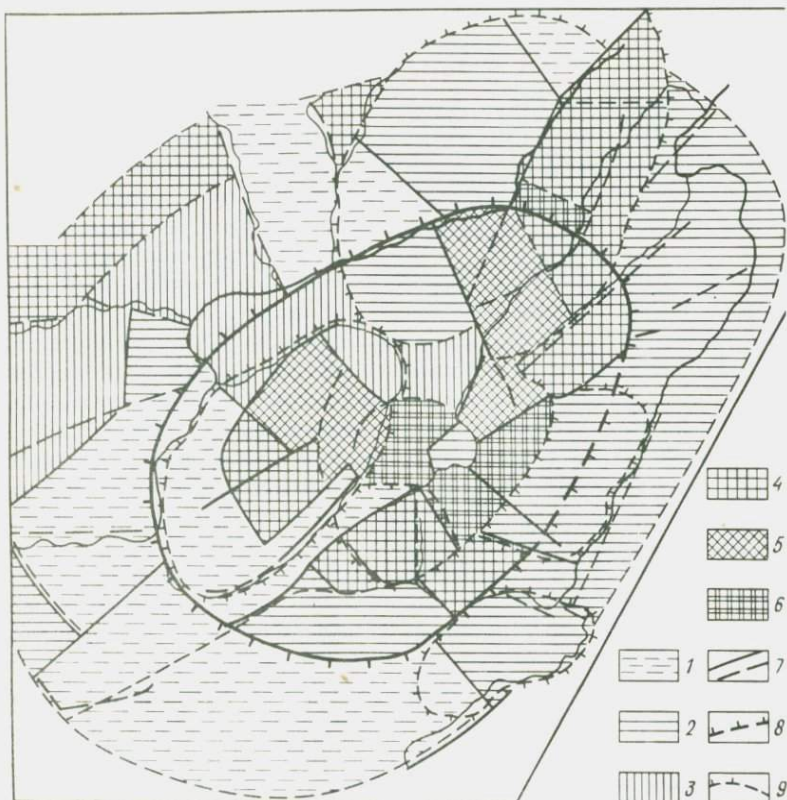


Рис. 36. Морфоструктурная схема Восточно-Забайкальского мегасвода.

Гипсометрические уровни вершинной поверхности, м: 1 — 900—1000; 2 — 1000—1100, 3 — 1100—1200, 4 — 1200—1300, 5 — 1300—1400; 6 — 1400—1500; 7 — разломы, выраженные в геоморфологических признаках; 8 — границы ядра Восточно-Забайкальского мегасвода в современном рельефе; 9 — границы локальных сводовых поднятий



Рис. 37. Схема интерпретации гравитационного поля Восточного Забайкалья. По В.Д. Огородникову

1 — зона Восточно-Забайкальского гравитационного максимума; 2 — внутренние максимумы в пределах зоны I; 3 — внутренние минимумы в пределах зоны I; 4 — области Ундино-Газимурского гравитационного минимума; 5 — внутренние максимумы в пределах области II; 6 — внутренние минимумы в пределах области II; гравитационные ступени: 7 — первого порядка, 8 — второго порядка, 9 — мелкие

Черты сходства можно обнаружить между формой концентрических зон, намеченных по геологическим признакам, и особенностями строения мегасвода Восточного Забайкалья, воссозданными на основе интерпретации структурных форм современного рельефа (рис. 36). Намечающийся в рельефе Восточно-Забайкальский мегасвод в плане имеет форму овала с длинной осью около 500 км и короткой — около 400 км. Его характерная особенность — зональное распределение различных гипсометрических уровней рельефа. Центральная часть структуры отличается наиболее высокими гипсометрическими уровнями и представляет собой область преобладания среднегорного, резко расчлененного рельефа с абсолютными отметками до 1450 м. Эта центральная зона окаймляется широкой периферической зоной подножий. Здесь преобладает низкогорный пологосклонный рельеф с вершинами, не превышающими 1000—1100 м, и широко распространены наложенные впадины позднемезозойского — четвертичного возраста.

Во внешней и центральной частях мегасвода отчетливо намечаются линии концентрических дислокаций, которые выражены в форме гипсометрических ступеней, а также других линейных элементов, среди которых важное место занимают тектонические долины. Помимо концентрических дислокаций важная роль во внутреннем строении мегасвода принадлежит также и радиальным структурным элементам. Радиальные дислокации, к которым нередко приурочены долины рек, расчленяют мегасвод на крупные блоки, которые в результате вертикальных перемещений занимают различные гипсометрические уровни.

Очертания мегасвода удастся наметить и по размещению (схема В.П. Портновой) рыхлых отложений неоген-четвертичного возраста. Центральная часть структуры характеризуется прерывистостью распространения и сокращенной мощностью рыхлых отложений. Все это позволяет выделить центральную часть мегасвода как устойчивое поднятие. В кольцевой периферической зоне распространен почти сплошной покров рыхлых неоген-нижнечетвертичных отложений. Контуры ядра мегасвода, вырисовывающиеся по особенностям структурных форм современного рельефа и рыхлых осадков, близки к очертаниям раннемеловой внутренней структурно-фациальной зоны, а также внутренней петрохимической зоны позднемезозойских эффузивов. Это совпадение не случайно, так как интерпретация палеогеографической обстановки в раннем мелу помогла Ю.П. Писцову сделать вывод о преимущественном воздымании внутренней зоны и в ту эпоху.

Таким образом, современный мегасвод наследует в основных чертах позднемезозойское сводовое поднятие.

Дополнительное подтверждение существованию крупной положительной структуры можно видеть в особенностях распределения региональных гравитационных аномалий в Восточном Забайкалье. Согласно данным В.Д. Огородникова, Ю.А. Зорина, а также Г.И. Ме-

накера и других исследователей, в ядре намечаемого мегасвода расположен региональный Ундино-Газимурский минимум, который в периферических частях поднятия опоясан кольцевой зоной Восточно-Забайкальского максимума (рис. 37).

Сочетание столь разнообразных признаков позволяет считать, что мегасвод уже существовал в раннем мелу в виде огромного (до 50000 км²) пологого поднятия, сложно расчлененного внутренней системой сводово-глыбовых дислокаций.

Как показано Г.И. Менакером, мегасвод Восточного Забайкалья (как и Хэнтэй-Даурский) находит обратное отражение в положении поверхности базальтового слоя.

Обращаясь к особенностям позднемезозойской металлогении Восточного Забайкалья, можно отметить, что некоторые закономерности распределения оруденения можно объяснить с позиции существования мегасвода. Это выполняется при изучении условий размещения наиболее позднего по времени раннемелового оруденения. В эту эпоху образовалась группа близповерхностных формаций, среди которых преобладают флюоритовые и менее распространенные сурьмяно-ртутные проявления.

При обобщении всех данных о размещении шлиховых и металлогенетических ореолов ртути и сурьмы, барита и флюорита, а также их месторождений и рудопроявлений отчетливо оконтуриваются площади проявления флюоритовой (или флюорито-баритовой) и сурьмяно-ртутной минерализации. Устанавливается, что площади развития близповерхностной минерализации имеют вытянутые очертания, образуя пояса и зоны. При этом зоны флюоритовой и сурьмяно-ртутной минерализации местами перекрываются, а иногда следуют параллельно друг другу почти без перекрытия (рис. 38).

При сопоставлении с контурами мегасвода можно видеть, что зоны "близповерхностной" минерализации следуют вдоль концентрических дислокаций мегасвода. Намечается не менее трех таких зон. Первая следует вдоль концентрического обрамления ядра свода, вторая — по периферии среднего концентрата и третья — вдоль дислокаций подножия свода. Северо-западный секториальный блок внешней зоны мегасвода отличается большей насыщенностью "близповерхностной" минерализацией.

Важная закономерность в локализации раннемеловой "близповерхностной" минерализации — ее тяготение к концентрическим поясам, контролируемым соответствующими дислокациями мегасвода. Эти дислокации нередко проявлены в форме "открытых" систем региональных разломов, зон смятия, которые нередко пролегают среди докембрийских толщ или могут быть границей выступов фундамента с более молодыми толщами. Подобная закономерность размещения существенно отличается от тех условий локализации, которые присущи среднелуглубинным месторождениям. Последние в противовес близповерхностным месторождениям ассоциируют с ареалами интрузивов определенных комплексов в пределах

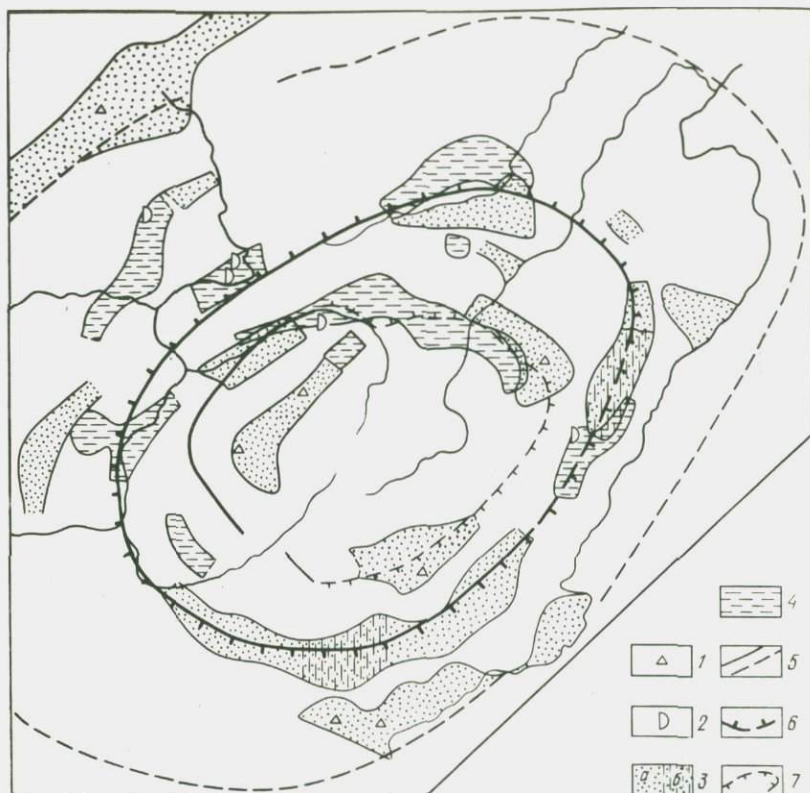


Рис. 38. Схема концентрического расположения эпитермальной минерализации в пределах Восточно-Забайкальского мегасвода.

1 — основные месторождения флюорита; 2 — ртутные месторождения; 3 — зоны и пояса флюоритовой (а) и флюорито-баритовой (б) минерализации; 4 — зоны и пояса сурьмяно-ртутной минерализации; 5 — разломы, выраженные в геоморфологических признаках; 6 — границы ядра Восточно-Забайкальского мегасвода в современном рельефе; 7 — границы локальных сводовых поднятий

секториальных блоков локальных сводовых поднятий. Эти блоки определяют позиции рудных районов.

Близповерхностные месторождения Восточного Забайкалья отличаются от среднеглубинных более молодым возрастом, а также сопутствующими типами метасоматических изменений. Последние представлены зонами аргиллизации и окремнения.

Мегаконцентрические структуры Яно-Колымского региона и их металлогения

Северо-Восток СССР, так же как и Восточное Забайкалье, представляет металлогеническую провинцию, где оруденение было образовано в узкий интервал времени. Все месторождения полезных

ископаемых, которые определяют металлогенический профиль территории, сформировались в течение раннего и позднего мела, после замыкания мезозойской геосинклинали.

В процессе поздне- и послегеосинклинального (орогенного) развития мезозойд в Яно-Колымском регионе последовательно были образованы мегаконцентрические структуры двух порядков. Их формирование протекало на фоне поднятия территории, которое началось в связи с общей инверсией геотектонических условий.

Выделение мегаконцентрических структур обоих порядков удалось произвести, используя комплекс методов — дешифрирование космических снимков, палеотектонические реконструкции, анализ геолого-геофизических и геоморфологических данных.

Рассмотрим историю развития и металлогеническую роль мегаструктур I и II порядков. Последние группируются в линейную цепь северо-западного простирания и контролируются зоной глобального Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента.

Анализ позднегеосинклинальных и орогенных условий показывает, что в развитии мегаструктур обоих рангов можно выделить три основных этапа — позднеюрский, ранне- и позднемеловой. При этом устанавливается определенная преемственность в развитии мегаструктур, когда сводообразование последующих этапов, распространяясь на большие территории, как бы являлось в основном продолжением развития ранее образованных структур.

Как показали палеореконструкции, проведенные В.С. Векlichem для бассейна р. Яны, заложение мегаконцентрических структур в Яно-Колымском регионе происходило еще в позднегеосинклинальный период, в ранней и средней юре. В качестве орогенных сооружений они начали формироваться в позднеюрское время. Этот начальный этап сводообразования отмечается в верховьях р. Индигирки, где к позднеюрскому времени относятся первые проявления континентального вулканизма и становление крупного субвулканического тела гиперстеновых дацитов. Продукты вулканизма выявляют депрессии, которые обрамляют Тарынский субвулкан. По данным К.Н. Рудича, позднеюрские эффузивы, положившие начало формированию магматического комплекса центральной части хр. Сарычева, образуют два дугообразных вытянутых поля, обращенных выпуклыми сторонами к юго-западу и северо-востоку. Протяженность более крупного юго-западного поля достигает 50 км при ширине до 10 км. Суммарная мощность эффузивной толщи около 700 м. Среди эффузивов преобладают кислые разности — липариты и фельзолипариты. Вероятно, в это же время на междуречье Индигирки и Неры начали формироваться Нельканский, Арга-Салинский, Одонканский и другие гранитоидные массивы. К.Н. Рудич относит начало формирования этих массивов также к поздней юре. По его данным, гранитоидные интрузии хр. Сарычева входят в состав внешнего пояса концентрически-кольцевой структуры, который обрамляет субвулканические и эффузивные образования, располагающиеся в ее центральной части.

Позднеюрским проявлением интрузивного магматизма и континентального вулканизма началось развитие Верхне-Индибирского мегасвода II порядка. В результате формирования Тарынского субвулкана с эффузивным обрамлением и внедрения гранитов Нельканского массива, вероятно, возникли два слившихся поднятия, дуговые и кольцевые дислокации которых отчетливо дешифрируются на мелкомасштабных космических снимках. Район раннего этапа сводообразования в современной структуре мегасвода представляет его возвышенную центральную часть, осложненную системой дуговых разломов.

Формирование Верхне-Колымского мегасвода II порядка также началось с локального поднятия, которое, по данным И.А. Резанова и Н.Н. Зарудного, возникло в поздней юре в западной части бассейна верховьев р. Колымы. Оно было вытянуто в северо-западном направлении и выступало над окружающими его низинами. Это поднятие представляет собой первый этап формирования Верхне-Колымского мегасвода.

В центральной части Верхне-Янской мегаконцентрической структуры в поздней юре существовало, вероятно, нерезко выраженное поднятие. Оно могло быть унаследованным от крупного острова, существовавшего, по В.С. Векличу, в датском веке в междуречье Адыча-Сартанг-Дербек. Поднятие обрамлялось низменностью, с двух сторон оконуренной зонами слабо всхолмленного рельефа, которые существовали в районе Верхоянского хребта и цепей Черского. В пределах последних в поздней юре начали формироваться батолитоподобные интрузивы колымских гранитов. Начало становления некоторых из них в бассейне р. Яны, по данным Н.И. Ненашева, относится к позднеюрскому времени.

Следующий, раннемеловой, этап развития орогенных мегаконцентрических структур в Яно-Колымской складчатой области совпал по времени с интенсивным интрузивным магматизмом, в результате которого были сформированы основная часть массива колымских гранитоидов и многочисленные дайки преимущественно диоритового состава. В это время произошло разрастание позднеюрских поднятий, которые трансформировались в мегаконцентрические поднятия II порядка — Верхне-Колымское, Верхне-Индибирское, Верхне-Янское. Они располагались цепью северо-западного простирания и были приурочены к зоне глобального Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента [32]. Верхне-Колымская и Верхне-Индибирская структуры имеют овальную, вытянутую в северо-западном направлении форму в соответствии с простиранием зоны Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента. Верхне-Янская структура, напротив, ориентирована в северо-восточном направлении.

Морфологическое выражение мегаконцентрических структур II порядка различно. Все они представляют собой сводовые поднятия, но отличаются типом строения.

Верхне-Колымская структура — мегасвод с поднятым ядром и относительно опущенной периферийной зоной. Верхне-Индибирская

структура также является мегасводом, но более сложного строения. Центральная часть ее, охватывающая междуречье Индигирки и Неры, отличается высокогорным рельефом. Она обрамляется зоной пониженного рельефа, за которой на северном и южном флангах структуры располагаются дугообразно изогнутые высокогорные цепи Черского и хр. Сунтар-Хаята. Верхне-Янская мегаструктура представляет собой очень пологий свод с обширной опущенной центральной частью, которая возвышается над окружающими структурами низменностями на 200–400 м. К флангам рельеф становится более возвышенным, среднегорным, переходящим в высокогорные цепи Черского и Верхоянский хребет.

Особенности строения мегаструктур второго порядка, вероятно, связаны с особенностями площадного проявления гранитоидного магматизма. Мегаструктуры II порядка контролируют также размещение полей даек среднего состава, которые группируются в зоны, приуроченные к их дуговым и радиальным разломам.

В течение третьего, позднемелового этапа орогенеза дальнейшее развитие мегаконцентрических структур протекало по двум направлениям. С одной стороны, в этот этап продолжали разрастаться Верхне-Индигирская и Верхне-Янская структуры. В позднемеловое время они приобрели изометричную форму и значительно большие размеры, достигнув в диаметре соответственно 700 и 1000 км. С другой стороны, возникла самостоятельная, более крупная Колымская мегаструктура I порядка, которая захватила и более раннюю Верхне-Колымскую мегаструктуру II порядка.

Позднемеловой этап развития мегасводов по времени совпадал с новым импульсом магматической деятельности, которая наиболее интенсивно проявилась в северном Приохотье в связи с продолжающим формироваться Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Индигирская мегаконцентрическая структура I порядка к завершению формирования охватывала не только складчатые мезозойды, но и значительные части Колымского и Охотского массивов. Морфологически она представляла собой свод с прогнутой центральной частью. Концентрическое строение Индигирской мегаструктуры находит закономерное отражение в поле силы тяжести региона. Для бассейна верхнего течения р. Индигирки характерна интенсивная региональная отрицательная гравитационная аномалия, которая имеет зональное строение. Контуры аномалии совпадают с границами мегаструктуры. Последней, по данным И.В. Беляева, соответствует также близкое к изометричному понижение подошвы земной коры, в центре которого находится относительно приподнятый участок, имеющий овальную форму. Приподнятый участок территориально совпадает с позднеюрским поднятием в верховьях р. Индигирки, положившим начало развитию Индигирской мегаструктуры.

По южной, восточной и северной перифериям Индигирская мегаструктура обрамлена депрессионными зонами. На южной периферии в результате интенсивных позднемеловых вулканических процессов

было сформировано крупное поле преимущественно кислых вулканических пород, располагающихся на северном склоне Охотского массива. Здесь находится и дугообразная зона позднемеловых гранитоидов, которые как бы продолжают пояс колымских гранитоидов. Во внутренних районах Индигирского мегасвода также сравнительно широко развиты подзмеловые гранитоидные интрузивы и кислые дайки, ареалы которых контролируются радиальными и дугowymi зонами разломов структуры. На восточном фланге Индигирский мегасвод обрамлен небольшими депрессиями, выполненными меловыми вулканогенными и терригенными породами, а на северном фланге расположены Монская и Зырянская впадина, заполненные ниже- и верхнемеловыми отложениями.

Близкой по типу развития и строения была и Янская мегаконцентрическая структура I порядка, сформированная в третий, позднемеловой этап орогенеза. Ее ядром является Верхне-Янская мегаструктура II порядка, возникшая в более ранние этапы. Янская мегаструктура была охарактеризована ранее.

Описанные выше мегаконцентрические структуры обоих порядков играют важную, но разную роль в размещении минерализации в Яно-Колымском регионе. Как известно, преимущественное развитие имеют месторождения двух групп рудных формаций — кварцево-рудной и силикатно-сульфидной, с одной стороны, и кварцево-адюлярной — с другой. Оказалось, что на положение рудных зон в регионе главное влияние оказывают мегаконцентрические структуры обоих порядков, а также разломы, образующие диагонально-лестничную структуру зоны глобального Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента. Выяснилось также, что мегаконцентрические структуры разных рангов оказываются специализированными на разный тип оруденения. Металлогеническая специализация мегасводов II порядка — Верхне-Колымского, Верхне-Индигирского и Верхне-Янского, расположенных в пределах зоны линеаментов северо-западного простирания, соответствует кварцево-рудной специализации Верхне-Колымского пояса. Напротив, рудные зоны адюляр-кварцевой минерализации контролируются более крупными и более молодыми мегаструктурами I порядка.

Для Верхне-Индигирского и Верхне-Колымского мегасводов II порядка, располагающихся в пределах Верхояно-Колымского специализированного кварцево-рудного пояса, свойствен именно кварцево-рудный тип минерализации (рис. 39). В их пределах отмечается латеральная зональность в площадном распределении оруденения — более слабое развитие кварцево-рудной минерализации в центральных, ядерных, частях структур и возрастание интенсивности его во внутренних периферийных зонах, обрамляющих ядро. Во внешних периферийных зонах преимущественно развита оловянная минерализация, принадлежащая к касситерит-кварцевой рудной формации.

Положение кварцево-рудных зон внутри мегаструктур контролируется их радиальными и концентрическими дислокациями. В Верхне-

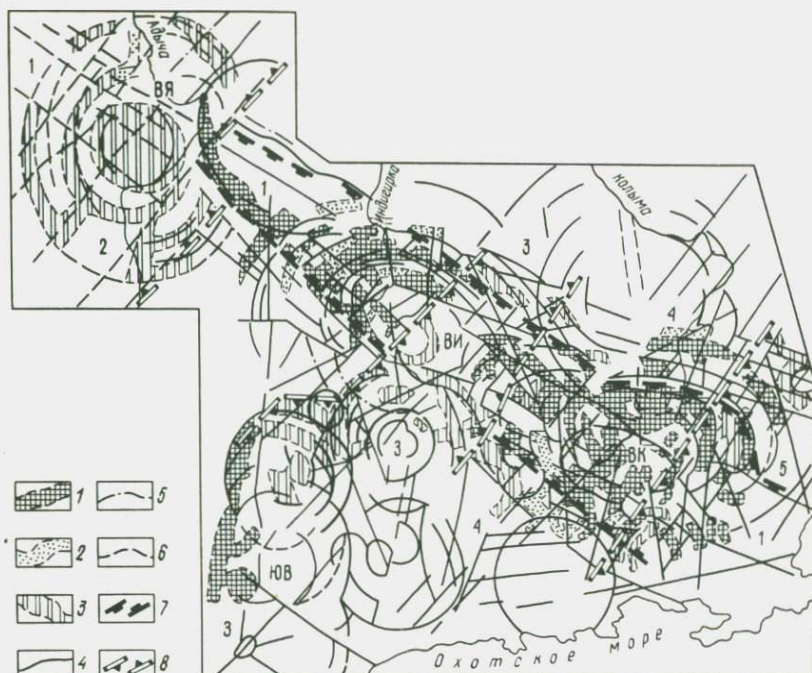


Рис. 39. Схема распределения минерализации кварцевой и силикатно-сульфидной групп рудных формаций в Верхояно-Колымском регионе в пределах мегасводов

1–2 – металлоносные зоны кварцевой группы рудных формаций: 1 – мало-сульфидной, 2 – кварц-редкометалльной; 3 – металлоносные зоны силикатно-сульфидной группы формаций; 4–6 – разломы, установленные: 4 – по космическим снимкам; 5 – по геологическим данным; 6 – по геофизическим данным; 7 – границы Индигиро-Колымского специализированного кварцево-рудного пояса; 8 – границы специализированных силикатно-сульфидных рудных поясов.

Зоны линейментов: 1 – Таймыро-Колымо-Камчатского, 2 – Восточносибирско-Среднеазиатского, 3 – Индигиро-Забайкальского, 4 – Колымского, 5 – Арма-но-Сугойского. Мегасводья: ВЯ – Верхне-Янский, ВИ – Верхне-Индигирский, ВК – Верхне-Колымский, ЮВ – Южно-Верхоянский

Индигирской мегаструктуре оруденение сконцентрировано в его северном секториальном блоке, где выделяется система дуговых и радиальных рудных зон, которые хорошо коррелируются с внутренними дислокациями структуры. Наиболее протяженная и четко выраженная дуговая кварцево-рудная зона прослеживается с запада на восток вдоль долин рек Ольчан, Куобах-бага и Ылен. Ее продолжает зона, которая происходит из верховьев р. Антагачан в бассейн среднего течения р. Делянкир; они разделены со смещением радиальной Антагачанской рудной зоной. Общая протяженность зон 280 км.

В Верхне-Колымском мегасводе оруденение распространено на более широкой площади, но также неравномерно. На локализацию кварцево-рудных зон влияет несколько структурных факторов. Прежде всего это дуговые разломы мегаструктуры, которые определяют дуговой характер общей рудной зоны, обрамляющей с севера, запада и юга ядро свода. Важную рудоконтролирующую роль играют также изометричные или овальные очаговые структуры. В ядрах большей части из них располагаются гранитоидные массивы; остальные целиком сложены осадочными породами. Рудные зоны (дуговые и кольцевые) обрамляют центральные части купольных поднятий, которые практически нерудоносны в первом случае, но часто содержат рудные тела во втором.

Иную металлогеническую специализацию имеют более крупные мегаконцентрические структуры I порядка. Так, одна из них — Колымская — отчетливо контролирует зоны адуляр-кварцевого оруденения (рис. 40).

В пределах Колымской мегаструктуры адуляр-кварцевое оруденение контролируется в две дуговые зоны — внешнюю и внутреннюю, которые располагаются по периферии структуры.

Таким образом, в бассейне р. Колымы наиболее отчетливо проявлены различия в структурном контроле оруденения кварцевой минерализации, которой осуществляется дислокациями Верхне-Колымского и других мегасводов II порядка, сформированных в позднеюрское — раннемеловое время в зоне глобального Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента. Металлогенический профиль Верхне-Колымского мегасвода, так же как и Верхне-Инди́гирского, целиком определяется типом оруденения, присущим специализированному Верхояно-Колымскому кварцево-рудному поясу северо-западного простирания, в пределах которого они располагаются. На распределение адуляр-кварцевого оруденения основное влияние оказывают периферийные концентрические дислокации более крупной и более поздней Колымской мегаструктуры I порядка.

Рассмотренные примеры рудоносных мегаконцентрических структур различных типов позволяют отметить некоторые важные общие черты их металлогении. Наиболее характерная особенность — приуроченность к ним оруденения завершающего этапа орогенного развития. В этом отношении они могут быть противопоставлены концентрическим структурам подчиненного ранга, которые определяют позицию оруденения раннего орогенного этапа, включающего более высокотемпературные его типы. На примере Восточного Забайкалья можно видеть, что мегасвод возник в начале мела в завершающую стадию орогенного развития. Это отчетливо документируется благодаря существованию двух концентрических структурно-формационных зон, отличающихся по типам разрезов меловых впадин. В юрский этап этого разделения еще не существовало. Поздний этап орогенной активизации в Забайкалье характеризовался проявлением специфической группы рудных формаций так называемого

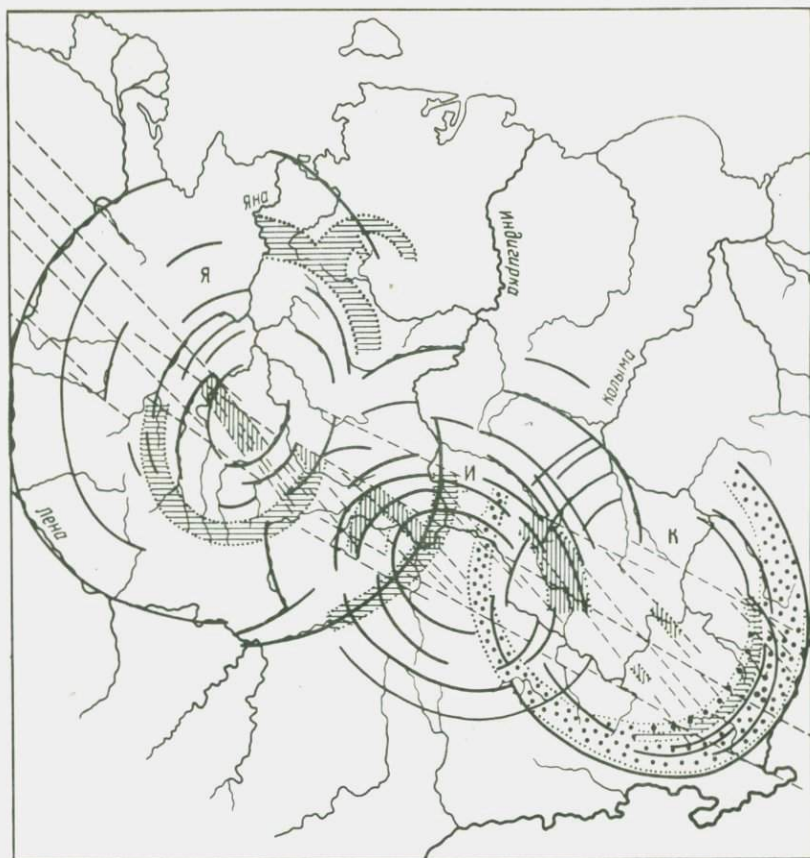


Рис. 40. Схема распределения адуляр-кварцевой и сурьмяной минерализации в Яно-Колымском регионе.

1 — дуговые дислокации мегаконцентрических структур I порядка; зоны: 2 — адуляр-кварцевой минерализации, 3 — ранней сурьмяной минерализации, 4 — поздней кварц-антимонитовой минерализации, 5 — Таймыро-Колымо-Камчатского линеамента; 6 — мегаконцентрические структуры: Я — Янская, И — Индигирская, К — Колымская

“близповерхностного” ряда. Они включают связанный взаимопереходами ряд рудных формаций: киноварную — антимонит-киноварную — антимонит-баритовую — баритовую — флюорит-баритовую — флюорит-кварцевую. Многие члены этого ряда характерны для Ферганского и Хэнтэй-Даурского мегасводов. Ранее Э. Уиссер отмечал, что флюоритовая минерализация западных штатов США и в Мексике

контролируется крупными сводовыми поднятиями в отличие от оруденения. Это предположение заключается в том, что "близповерхностная" минерализация типоморфна для мегаконцентрических структур и контролируется внутренними их дислокациями. По этой причине пояса "близповерхностной" минерализации могут быть дискордантны по отношению к металлогеническим зонам с минерализацией другого состава, контролирующей структурами подчиненного масштаба.

Характерно, что сходная "близповерхностная" минерализация может быть связана с мегасводами различных структурно-морфологических типов. При этом сохраняется приуроченность флюоритовых поясов к периферическим частям мегаструктур, а сурьмянотутунных — к зонам внутренних концентрических дислокаций. Минерализация последнего типа достигает большого масштаба в мегаструктурах, осложненных центральными впадинами, т. е. подвергшихся частичному распаду в завершающий этап развития. В монолитных сводах эта минерализация не достигает промышленных уровней.

Установление избирательной приуроченности поясов "близповерхностной" минерализации к мегаконцентрическим структурам помогает прогнозировать эти типы оруденения.

3. МЕЗОКОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Концентрические структуры диаметром 150—300 км известны в различных в геотектоническом отношении регионах (щиты, платформы, разновозрастные области орогенной активизации). В данном разделе особенности строения, эволюции и металлогенического значения этих своеобразных, но все еще слабо изученных тектонических элементов будут рассмотрены на примере мезоконцентрических структур Сихотэ-Алиня, сформированных в период позднемелового-кайнозойского орогенеза.

Тектоническое строение и рудоносность мезоконцентрических структур Сихотэ-Алиня

Этот ороген протягивается более чем на 1200 км при ширине 150—300 км вдоль окраины континента и отчетливо индивидуализируется в геолого-геоморфологическом отношении на фоне окружающей территории. Он представляет собой консолидированную в позднем мезозое геосинклинально-складчатую область, вступившую в сенонское время в орогенный этап развития.

Позднемеловой — кайнозойский этап орогенного тектогенеза может быть уверенно разделен на две основные стадии, различающиеся по направленности и интенсивности тектонических движений, а также по типу синхронной магматической деятельности: первую —

раннеорогенную (позднемеловую — раннепалеогеновую) и вторую — позднеорогенную (позднепалеогеновую — четвертичную) [33, 42]. Каждая из этих стадий, в свою очередь, подразделяется на ряд самостоятельных тектоно-магматических циклов.

В течение первой стадии, которая, как полагают некоторые исследователи, синхронизируется с заложением и активным развитием палеосейсмофокальной зоны, абсолютно преобладали интенсивные тектонические движения положительного знака, сопровождающиеся мощным гранитоидным интрузивным и андезит-липаритовым эффузивным магматизмом. В результате на месте сложно построенной геосинклинально-складчатой области было сформировано вытянутое вдоль окраины континента линейное поднятие, окаймленное вулканическими поясами. Центральная часть орогена представляла собой арену главным образом интрузивного магматизма [29].

Наряду с продольной тектоно-магматической зональностью в пределах орогена наблюдается поперечная зональность, отчетливо проявленная в особенностях вещественного состава преобладающих интрузивных и вулканических пород. С юга на север постепенно уменьшается доля в общем объеме магматических продуктов пород кислого состава, а также происходят изменения в характере их щелочности.

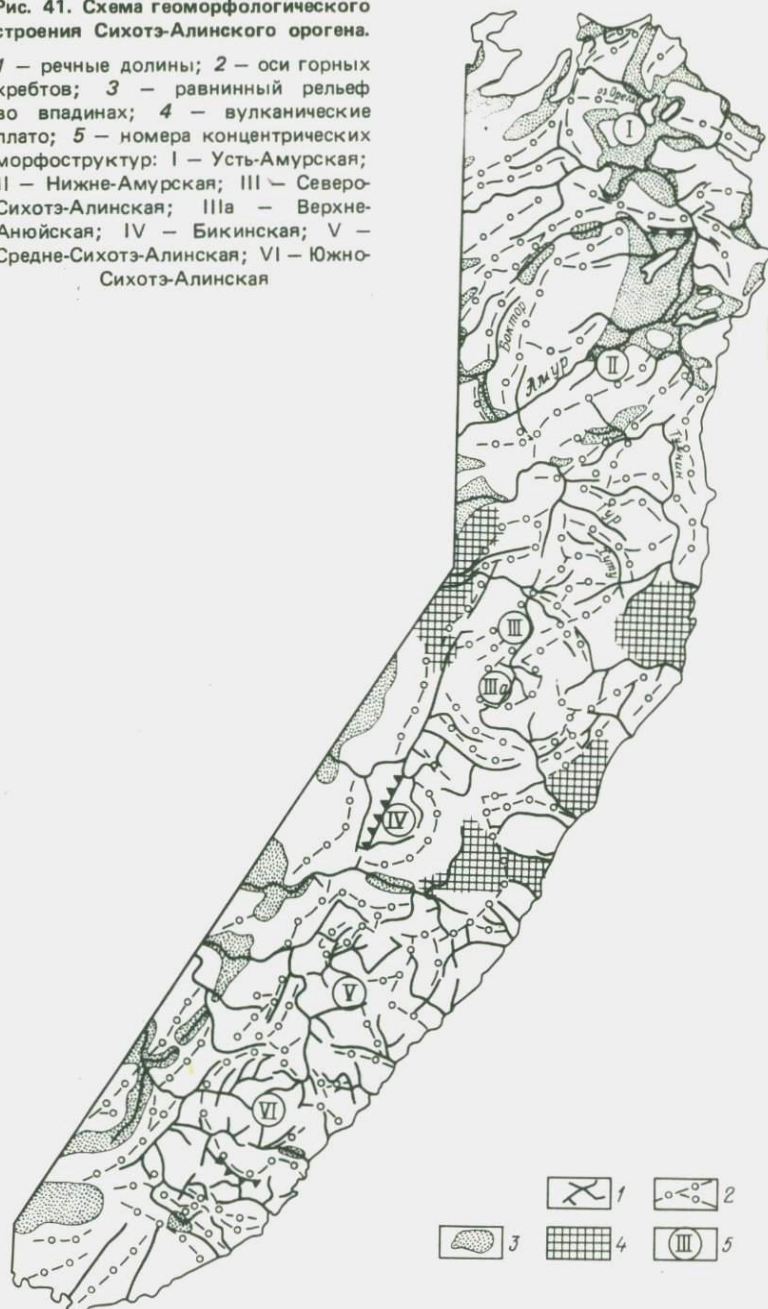
Середина палеогена ознаменовалась резкой сменой стиля тектонических движений и типа сопутствующей магматической деятельности. Территория вступила в позднеорогенную стадию развития, в течение которой происходило образование крупных некомпенсированных осадконакоплением впадин, сопровождающееся вулканической деятельностью преимущественно базальтоидного состава.

Это позволяет наметить зависимость активности позднеорогенного базальтоидного вулканизма и грабенообразования от характера магматической деятельности раннеорогенной стадии. Так, южный сегмент региона, отличающийся мощным кислым интрузивным и эффузивным магматизмом сенон-раннепалеогенового времени, характеризуется в дальнейшем слабой тектоно-магматической активностью. Северной части рассматриваемой территории, где в раннеорогенную стадию преобладала магматическая деятельность повышенной основности, свойственны интенсивный позднекайнозойский базальтоидный вулканизм и грабенообразование, охватившее не только краевые участки, но и осевую зону орогена.

Заканчивая краткую характеристику эволюции Сихотэ-Алинского орогена, отметим главные ее особенности. Это, во-первых, синхронность основных магматических и тектонических циклов и стадий на всей площади орогена; во-вторых, постепенная смена в долготном направлении интенсивности и характера проявления различных циклов и стадий (поперечная зональность); в-третьих, унаследованность указанной поперечной зональности в течение всего орогенного этапа развития региона.

Рис. 41. Схема геоморфологического строения Сихотэ-Алинского орогена.

1 — речные долины; 2 — оси горных хребтов; 3 — равнинный рельеф во впадинах; 4 — вулканические плато; 5 — номера концентрических морфоструктур: I — Усть-Амурская; II — Нижне-Амурская; III — Северо-Сихотэ-Алинская; IIIa — Верхне-Ануйская; IV — Бикинская; V — Средне-Сихотэ-Алинская; VI — Южно-Сихотэ-Алинская



При изучении морфологии мезоконцентрических тектонических элементов авторы опирались на данные дешифрирования космических снимков регионального уровня генерализации, а также анализа геоморфологических и топографических материалов (рис. 41).

Перейдем к последовательному рассмотрению морфологии указанных мезоконцентрических структур.

Наиболее яркий элемент строения Усть-Амурской структуры — полукольцевой горный пояс, прослеживающийся от мыса Александра до устья р. Амура, к которому и приурочены максимальные абсолютные высоты (900—1100 м). Пояс хребтов обрамляет территорию, занятую низкогорным (400—600 м) и холмисто-увалистым (200—300 м) рельефом, в геометрическом центре которой расположена впадина с озерами Орель и Чля. Остальные впадины (Нижне-Амгунская, Тывлинская и др.) имеют линейную конфигурацию, образуя в совокупности звездообразный рисунок.

Рассматриваемая структура может быть подразделена на три отличные по морфологии зоны: 1) центральную — опущенную, включающую Орельскую впадину и прилегающую к ней область развития холмисто-увалистого рельефа; 2) промежуточную — дифференцированную, для которой характерно чередование радиальных грабен и разделяющих их блоково-купольных поднятий, и 3) краевую — относительно приподнятую. В целом морфологию структуры можно определить как отрицательную с концентрически-зональным внутренним строением.

Следующая, Нижне-Амурская структура сочленяется с Усть-Амурской по хр. Пуэр и имеет овальную, несколько вытянутую в северо-восточном направлении плановую конфигурацию. Вдоль оси она рассекается долиной р. Амура, заложеной на этом отрезке по одноименному глубинному разлому. Северо-западная (левобережная) часть структуры выражена рядом дугообразных хребтов, разделенных аналогичными по рисунку долинами рек Горюн, Боктор и Бичи, отдельные участки которых заложены в межгорных впадинах. Наиболее приподнятая ядерная часть структуры осложнена крупной Удыль-Кизинской впадиной, сужающейся к центру поднятия и расщепляющейся в области его замыкания. Подобный плановый рисунок этой впадины, напоминающий, по выражению С.А. Салуна [33], "ласточкин хвост", весьма характерен для удлинённых сводовых структур. Ядро свода окаймляется прерывистым кольцом локальных депрессий. И, наконец, периферия структуры представляет собой зону развития средне- и низкогорного рельефа, в целом заметно уступающего по высоте (800—1100 м) ее центральной области.

Таким образом, описанная структура может характеризоваться как овальная сводовая, осложненная закономерными расположенными в ее пределах впадинами.

Северо-Сихотэ-Алинская структура располагается в междуречье Верхней Удони и Супкая и имеет наиболее ярко выраженное в рельефе радиально-концентрическое строение. Дугообразные долины

рек Верхней Удоми, Мули, Гур, Хуту, Супкай, Кобули и разделяющие их горные хребты образуют почти правильный полуовал диаметром около 300 км, обрезанный на западе линейной системой долин рек Хор и Тормасу. Радиальны по отношению к описанной концентрической системе долины рек Джаур, Бута, Коппи и Самарга.

Центральную часть структуры, расположенную в междуречье Самарги и Хуту, занимает относительно высокогорный, несущий следы ледниковой обработки рельеф (1500–2000 м). Далее к периферии структуры преобладает низкогорный рельеф с мягкими очертаниями, и, наконец, подножие структуры занимают обширные базальтовые плато.

Таким образом, Северо-Сихотэ-Алинская структура представляет собой сводовое поднятие, западное крыло которого деформировано Центрально-Сихотэ-Алинским разломом.

Характерная особенность строения Северо-Сихотэ-Алинского свода — осложняющая его дочерняя мезоконцентрическая структура диаметром 150 км.

Ядро Бикинской структуры образуют изометричный горный массив Ко (2004 м) и окаймляющий его с севера, востока и юга дугообразный хребет высотой 1700–1900 м. Оно обрамлено зоной пониженного рельефа, где расположены Верхне-Бикинская впадина, а также заполненная потоками базальтов долина р. Бикин. Следующая, также полукольцевая зона структуры представляет собой хребет высотой 1400–1550 м, перекрытый на отдельных участках полями платобазальтов. Западное крыло этого сводового поднятия, как и Северо-Сихотэ-Алинского, отчленено резким уступом, проходящим вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Средне- и Южно-Сихотэ-Алинская мезоконцентрические структуры также могут быть отнесены к сводовому типу. В то же время они отличаются менее яркой, чем описанные выше сводовые поднятия, выраженностью в региональном поле высот.

Подобное описание морфологии Южно- и Средне-Сихотэ-Алинского сводовых поднятий дано в работе [25]. Здесь отметим свойственную для Южно-Сихотэ-Алинской структуры большую дифференцированность ядерной части, в пределах которой обособляется Кавалеровский секториальный блок, характеризующийся пониженным положением в современном рельефе.

Приведенные данные о современной морфологии мезоконцентрических структур позволяют наряду с такой общей для них особенностью, как радиально-концентрический рисунок орогидрографии, наметить и определенные различия в их строении. Выделяются три основных морфологических типа мезоконцентрических структур: I — отрицательный (Усть-Амурская структура); II — ярко выраженный сводовый, сильнодифференцированный (Нижне-Амурская, Верхне-Ануйская, Бикинская структуры); III — слабо выраженный сводовый, недифференцированный (Южно- и Средне-Сихотэ-Алинская структуры).

Согласно современным представлениям, мощность земной коры Сихотэ-Алинского орогена достигает 40 км. Она не остается постоянной, изменяясь как вкрест, так и по простиранию орогена. Оценить эти вариации в какой-то степени можно, опираясь на особенности поля силы тяжести в редукции Буге и единичные профили ГСЗ, что и попытаемся сделать, рассматривая глубинное строение мезоконцентрических структур.

Прежде всего следует отметить близкое к идеальному соответствие между уровнем и рисунком поля силы тяжести в редукции Буге и описанными концентрическими структурами (рис. 42). Особенно отчетливо в гравитационном поле отражаются ядра сводовых поднятий.

Наиболее интенсивные региональные минимумы соответствуют ядрам, особенно хорошо выраженным в рельефе сводов Бикинского и Северо-Сихотэ-Алинского, т. е. мезоконцентрическим структурам II типа. Плановая конфигурация ядерных аномалий четко согласуется с особенностями морфологии мезоконцентрических структур. Так, минимум, отвечающий ядру Северо-Сихотэ-Алинского свода, имеет грушевидную форму с расширением в месте осложнения свода Верхне-Ануйской структурой. Ядру Нижне-Амурского свода соответствует подковообразный гравиметрический минимум.

Ядра слабодифференцированных сводов Средне- и Южно-Сихотэ-Алинского, т. е. мезоконцентрических структур III типа, выражены в поле силы тяжести значительно менее глубокими отрицательными аномалиями.

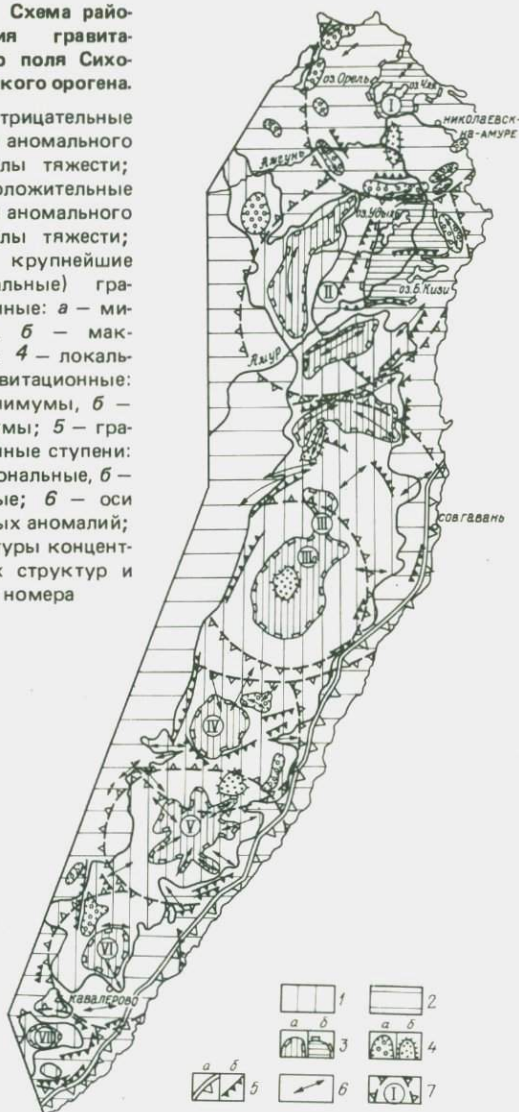
В работах Э.Л. Рейнлиба с соавторами описанные минимумы, определяющие характерный четковидный рисунок зоны отрицательных значений поля силы тяжести, проходящей вдоль оси Сихотэ-Алинского орогена, рассматриваются как самостоятельные купольные структуры. Наши исследования показывают, что региональные гравиметрические минимумы фиксируют лишь ядерные части более крупных тектонических форм. Принципиально иное строение имеет гравитационное поле Усть-Амурской отрицательной структуры, которой соответствует концентрически зональный максимум. Наиболее интенсивные положительные аномалии отмечаются в центральной части структуры, а периферическому горному поясу отвечает полукольцевая зона локальных отрицательных аномалий [32].

В разрезе земной коры по профилю Бикин — Вел. Кема, пересекающему Средне-Сихотэ-Алинское сводовое поднятие, выделяются "осадочно-эффузивный" (пластовая скорость сейсмических волн $V_{пл} = 6$ м/с), гранитно-метаморфический ($V_{пл} = 6-6,3$ м/с) и базальтовый ($V_{пл} = 6,35-6,55$ м/с) слои. Верхняя мантия характеризуется граничной скоростью 8—8,1 м/с.

Центральная часть сводового поднятия, расположенная в междуречье Арму и Кемы, выделяется как область максимальной на профиле мощности гранитно-метаморфического слоя (24 км) и земной коры в целом (37—38 км). Базальтовый слой несколько утонен по сравнению с прилегающими участками.

Рис. 42. Схема районирования гравитационного поля Сихотэ-Алинского орогена.

1 — отрицательные значения аномального поля силы тяжести; 2 — положительные значения аномального поля силы тяжести; 3 — крупнейшие (региональные) гравитационные: а — минимумы, б — максимумы; 4 — локальные гравитационные: а — минимумы, б — максимумы; 5 — гравитационные ступени: а — региональные, б — локальные; 6 — оси локальных аномалий; 7 — контуры концентрических структур и их номера



Обобщенный сейсмологический разрез через Северо-Сихотэ-Алинское сводовое поднятие (по Л.М. Парфенову) имеет следующее строение. В ядре свода отмечается существенное утолщение базальтового слоя, для которого присущи большие, чем в Средне-Сихотэ-

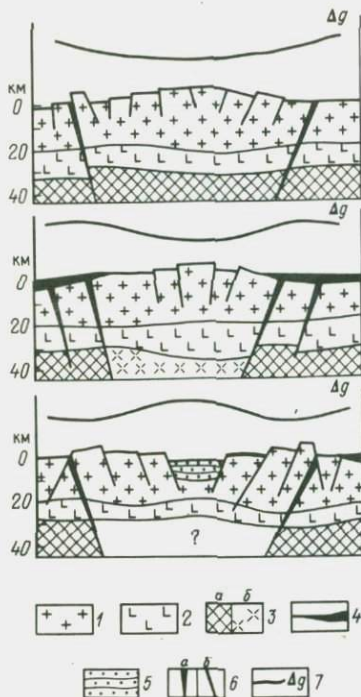


Рис. 43. Идеализированные глубинные разрезы (сверху вниз) Средне-Сихотэ-Алинской, Северо-Сихотэ-Алинской, Усть-Амурской мезоконцентрических структур. По И.С. и Б.С. Вольвовским, В.В. Аргентову и др., С.В. Потапову.

1 — "гранитный" слой; 2 — "базальтовый" слой; 3 — верхняя мантия: а — нормальная, б — разуплотненная; 4 — базальты; 5 — отложения впадин; б — разломы: а — глубинные, б — коровые; 7 — схематические графики аномального поля силы тяжести

Рис. 44. Схематическая карта разломов Сихотэ-Алинского орогена.

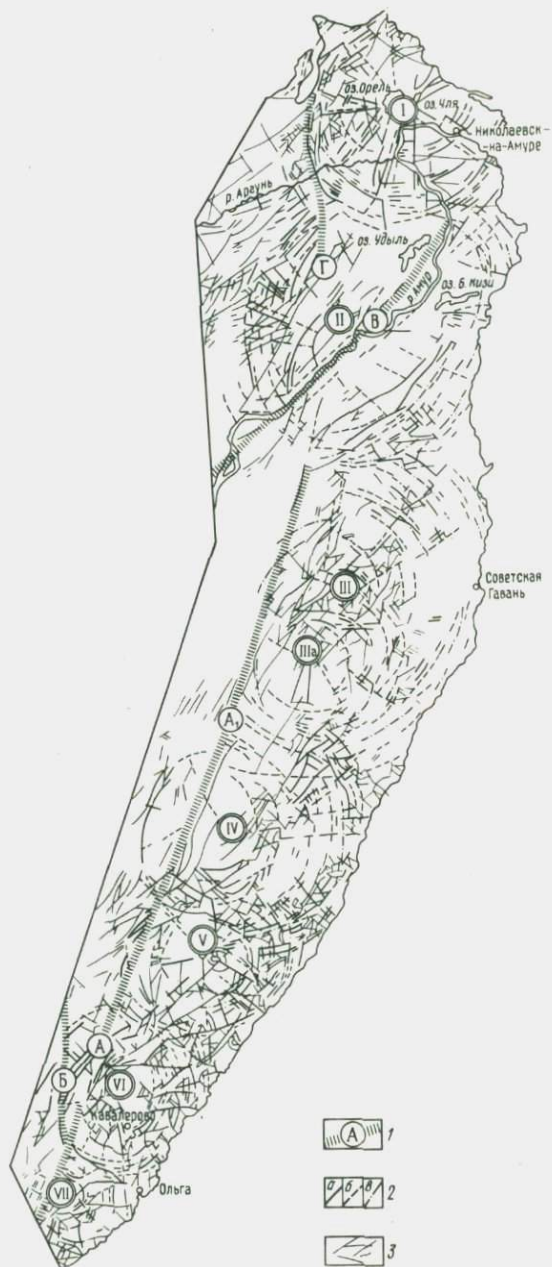
1 — крупнейшие разломы: А — Центрально-Сихотэ-Алинский (А₁ — его северный Хорский отрезок), Б — Меридиональный, В — Амурский, Г — Нижне-Амурский; 2 — разломы, образующие радиально-концентрические системы, выделенные по данным геологического картирования (а), морфоструктурного анализа (б), геофизическим данным (в); 3 — прочие разломы

Алинском своде, пластовые скорости (6,9–7 м/с). Гранитно-метаморфический слой имеет слабо волнистую нижнюю границу, причем его мощность остается примерно постоянной как в центре свода так и за его пределами. К периферии сводового поднятия граница Мохо плавно поднимается, отражая некоторое сокращение общей мощности земной коры главным образом за счет "базальтового" слоя. Наиболее интересная особенность глубинного строения Северо-Сихотэ-Алинского свода — наличие под его центральной частью аномально разуплотненной верхней мантии с пластовыми скоростями 7,4–7,6 м/с.

Иное строение литосферы следует ожидать в пределах Усть-Амурской структуры, резко отличной по морфологии и характеру гравитационного поля от рассмотренных сводовых поднятий.

Приведенные сведения, несмотря на приближенность, дают основания наметить главные особенности глубинного строения мезоконцентрических структур различных типов (рис. 43).

Отрицательной (Усть-Амурской) структуре (I тип) отвечает область утонения коры, залегающая над выступом мантии. Ядрам ярко выраженных дифференцированных сводовых поднятий (II тип) соответствуют области повышенной мощности коры и разуплотнения



подкорового вещества. И, наконец, слабо выраженным недифференцированным сводам (III тип) отвечают участки уплотнения гранитного слоя, залегающие на "нормальной" мантии.

Приведенная характеристика морфологии и глубинного строения мезоконцентрических структур дает представление об их самых общих особенностях, сложившихся к настоящему времени. Поэтому при дальнейшем изучении мезоконцентрических структур проводился анализ их внутреннего строения и истории развития.

При характеристике внутреннего строения особое внимание уделялось выделению закономерных систем разломов, связанных с формированием мезоконцентрических форм. При этом анализировались данные геологических съемок, а также материалы дешифрирования космических снимков, топографических карт и геофизических материалов.

В результате удалось выделить свойственные рассматриваемым структурам радиально-концентрические системы внутренних дислокаций (рис. 44). Наиболее яркая их особенность — зоны сгущения разрывов шириной до 20 км, локализованные в краевых частях структур. Отдельные дугообразные, в том числе и весьма протяженные, разломы, входящие в состав этих зон.

В центральных частях концентрических структур дугообразные разрывы, как правило, не образуют столь мощных зон сгущения. Здесь фиксируются главным образом одиночные дуговые разломы, которые обычно ограничивают ядра сводовых поднятий. Исключение составляет мощная зона дуговых разрывов, расположенная во внутренней части Усть-Амурской структуры и пересекающая р. Амур в районе г. Николаевска. Радиальные разломы, входящие в системы внутренних дислокаций мезоконцентрических структур, не во всех случаях образуют правильный звездообразный рисунок. Последний, как это на первый взгляд ни странно, наиболее ярко выражен в Усть-Амурской отрицательной структуре и, вероятно, указывает на ее первично положительную (сводовую) морфологию.

Один из дискуссионных вопросов — о времени становления мезоконцентрических структур. Учитывая главным образом дискордантные взаимоотношения линейных северо-восточных структурно-формационных зон геосинклинального этапа и концентрических структур, их правомерно рассматривать как специфические элементы орогенной тектоники, сформировавшиеся в позднемеловое время.

Однако имеющиеся данные, которые позволяют предположить, что по крайней мере одна из мезоконцентрических структур, а именно Северо-Сихотэ-Алинская, заложилась еще в нижнем мелу. Кратковременный внутригеосинклинальный орогенез охватил ограниченную по площади территорию. Пространственное совпадение изолированного ареала нижнемеловых гранитоидов с контурами Северо-Сихотэ-Алинской структуры может свидетельствовать о ее заложении в период, когда на большей части рассматриваемого региона продолжалось геосинклинальное осадконакопление.

Становление остальных мезоконцентрических структур произошло, по-видимому, уже после замыкания остаточных прогибов. Перестройка тектонического режима в середине сенонского времени сопровождалась формированием региональных метасоматитов. Так как региональный метасоматизм предшествовал во времени масовому внедрению гранитоидов в верхние горизонты коры [29], продукты метасоматоза могут рассматриваться как единственные индикаторы процессов зарождения мезоконцентрических структур.

Площадное картирование региональных метасоматитов, проведенное в южной части орогена Ю.Н. и З.М. Размахниными, позволило выделить два обширных поля развития интенсивных метасоматических изменений терригенных толщ, названных Бикино-Вакским и Иmano-Улахинским. Исходя из представлений этих исследователей, под ними расположены гигантские криптобатолиты, служившие областью питания магматических расплавов, поступающих в верхние горизонты коры. Учитывая конфигурацию региональных гравитационных минимумов, можно заключить, что положение глубинных очагов магмообразования ограничивается главным образом ядерной частью сводов.

Таким образом, начало формирования мезоконцентрических структур, вероятно, следует связывать с зарождением в толще коры крупных изометричных магматических очагов, непосредственно не имеющих связи с дневной поверхностью. Мезоконцентрические структуры в этот весьма непродолжительный промежуток времени имели, по-видимому, относительно простое строение и представляли собой пологие слабодифференцированные поднятия, расчлененные радиально-концентрическими системами разломов.

В дальнейшем внутренняя структура сводовых поднятий была существенно видоизменена и приобрела сложное блоковое строение. Поскольку характер тектонической эволюции концентрических структур был во многом индивидуален, приведем краткое описание основных черт внутреннего строения и развития каждой из них, уделяя особое внимание структурам, расположенным в северной и южной частях орогена и имеющим наиболее важное металлогеническое значение.

Усть-Амурская структура. В размещении наиболее ранних гранитоидных интрузий сенонского возраста главную роль играет зона сгущения периферических разломов (рис. 45). Периферическая зона дислокаций и в дальнейшем оставалась наиболее проницаемой для магматических расплавов. В результате произошло формирование краевого интрузивного пояса, сложенного плутонами, часто удлиненными вдоль радиальных и дуговых разломов. Строение пояса неоднородно. По характеру соотношений интрузивных и эффузивных образований и другим особенностям, запечатленным в современном геоморфологическом и глубинном строении, этот пояс может быть разделен на три самостоятельных блока.

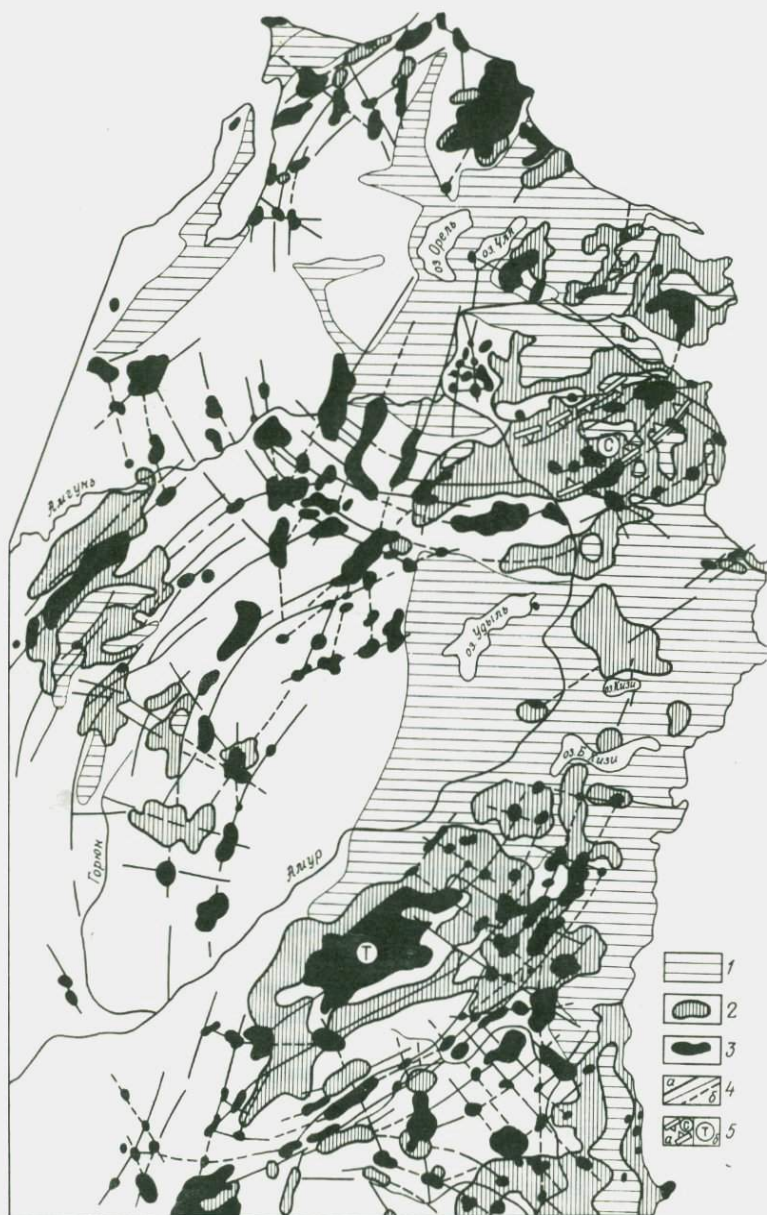


Рис. 45. Схема размещения раннеорогенных (K_2-P_2) магматических образований в северной части Сихотэ-Алинского орогена.

1 — участки, перекрытые позднекайнозойскими вулканогенно-осадочными породами; 2 — андезиты, дациты, липариты и их туфы (больбинская, татаркинская, самаргинская, маломихайловская свиты); 3 — интрузии гранитоидов; 4 — разломы, контролирующие размещение продуктов раннеорогенного магматизма: а — выделенные по геологическим, геофизическим и геоморфологическим данным, б — предполагаемые; 5 — буквенные обозначения: С — Сусанинская вулканотектоническая депрессия, Т — Тумнинский интрузивный массив

Северный блок характеризуется развитием сенонских диоритов и гранодиоритов площадью до 100 км^2 . Позднемеловые эффузивы развиты незначительно и располагаются как в краевых, так и в центральных частях блока. Его южной границей служит широтный разлом, проходящий вдоль верхнего отрезка долины р. Ясмал. Центральный блок протягивается от Ясмальского разлома до долины р. Амур и характеризуется развитием крупных гранит-гранодиоритовых интрузий площадью до 350 км^2 . Вулканические покровы размещаются в краевых участках этого блока. Южный блок отмечается насыщенностью небольшими интрузиями и широким развитием вулканогенных образований.

Эффузивы позднемелового — раннепалеогенового возраста особенно широко развиты в юго-восточном секторе Усть-Амурской структуры. Это дает возможность наметить секторальный блок, который обладает повышенной проницаемостью для магматических расплавов. Пересекающие его концентрические разломы определяют конфигурацию важнейших элементов внутреннего строения блока — Сусанинской вулканотектонической депрессии и прилегающего к ней с юга Пуэрского горста.

Таким образом, рассматриваемая структура в раннеорогенную стадию представляла собой округлое сводовое поднятие, периферическая зона и юго-восточный сектор которого были охвачены мощной магматической деятельностью и интенсивными дифференцированными блоковыми перемещениями.

В позднеорогенное время характер тектонической эволюции резко изменился, что привело к образованию ее современной отрицательной формы (рис. 46). В отличие от позднемеловой — раннекайнозойской стадии тектоно-магматические процессы охватили в это время главным образом центральную часть структуры. Эоцен-олигоценные отложения, вскрытые Орельской скважиной, по данным М.А. Ахметьева с соавторами, представлены толщей относительно тонкозернистых континентальных осадков с прослоями бурых углей и незначительной примесью туфогенного материала.

Начиная с миоценового времени произошло резкое усиление нисходящих тектонических движений, сопровождающееся расширением старых и заложением новых впадин, контролируемых радиальными дислокациями. Мощные (несколько сот метров) миоцен-плиоценовые

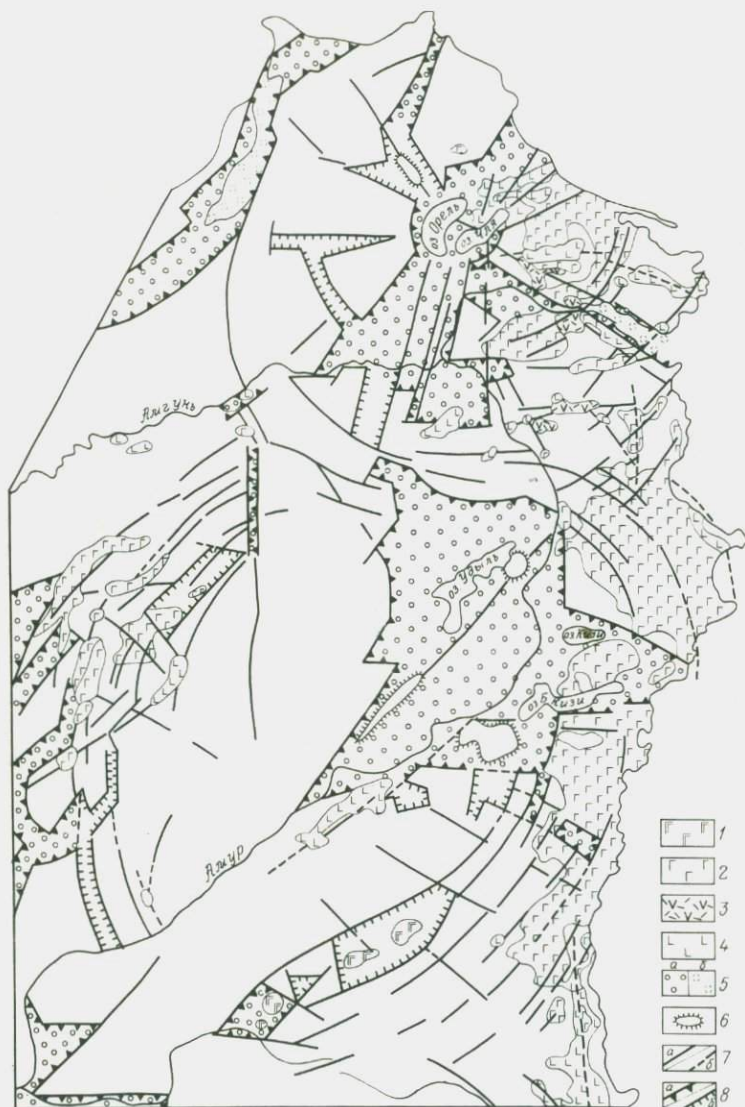


Рис. 46. Схема размещения отрицательных структур и продуктов позднеорогенного вулканизма в северной части Сихотэ-Алинского орогена.

1 — базальты, андезито-базальты (совганская свита — N_2-Q_1); 2 — базальты, андезито-базальты, трахибазальты (кизинская свита — N_1); 3 — липариты, трахиты, андезиты, трахиандезиты (колчанская свита — P_3); 4 — базальты, андезито-базальты (кузнецовская свита — P_2); 5: а — терригенные отложения впадин (P_2-Q); б — то же, погруженные под уровень моря; 6 — локальные поднятия во впадинах; 7 — разломы, контролирующие размещение вулканических полей: а — выделенные по геологическим, геоморфологическим и геохимическим критериям.

физическим данным, *б* — предполагаемые; *в* — разломы, ограничивающие впадины: *а* — выполненные терригенными отложениями, *б* — лишенные осадочного чехла и выделенные по геоморфологическим данным

грубообломочные осадки, выполняющие впадины, свидетельствуют о резком усилении контрастности тектонических перемещений. В отличие от ядра структуры периферическая зона разломов, вмещающая большую часть раннеорогенных интрузий, в течение позднеорогенного времени выступала как область воздымания. Восходящие тектонические движения, которые сформировали полукольцевой горный пояс, обусловлены, вероятно, изостатическим всплыванием гранитоидных тел.

Преимущественно базальтоидный вулканизм эоцен-миоценового возраста, синхронный инверсионной стадии эволюции Усть-Амурского свода, протекал практически исключительно в пределах юго-восточного сектора, который, как и в раннеорогенное время, выступал в качестве участка, наиболее проницаемого для магматических расплавов.

Этот случай унаследованности в целом не является характерным для Усть-Амурской структуры. Напротив, для нее свойственна смена структурного контроля зон максимальной тектоно-магматической активности, которые в позднемеловое — раннекайнозойское время определялись главным образом периферической системой дуговых разломов, а в позднекайнозойское — радиальными разрывами.

Нижне-Амурская структура. В отличие от Усть-Амурской эта структура, несмотря на интенсивную позднекайнозойскую деструкцию, сохранила общую сводовую морфологию. Область раннеорогенного палингенеза, расположенная под ядром этой структуры, отчетливо фиксируется на гравиметрических картах отрицательными значениями поля силы тяжести. Судя по наличию гранитоидов в выступах складчатого фундамента Удыль-Кизинской депрессии, а также принимая во внимание более поздний возраст этой впадины и соответствующего ей гравитационного максимума, можно утверждать, что первоначально ядро структуры имело правильную овальную форму.

В то же время нельзя не отметить различия в характере тектоно-магматического развития северо-западной и юго-восточной частей ядра, разделенных Амурским глубинным разломом. Если первая из них выступала как область относительно недифференцированных поднятий, то в пределах второй уже в сенонское время заложились узкие прогибы, ограниченные продольными и дуговыми разломами, в которых накапливались вулканогенные отложения [33].

В периферической зоне сгущения дуговых разломов образовались многочисленные, вытянутые вдоль них цепочки субвулканических интрузий и вулканотектонических структур. Наиболее крупная — Эвурская — отличается значительными размерами, длительной вулканической активностью, специфическим составом магматических продуктов и индивидуальным характером гравитационного поля.

Другой пример подобного "аномального" участка — Оемкинский блок, расположенный на юго-восточном фланге свода. В его пределах отмечаются повышенная концентрация интрузивных тел и полное отсутствие характерных для этой части свода вулканических покровов. Последние обрамляют этот участок, маркируя ограничивающие его радиальные и дуговые разломы.

История позднеорогенного развития Нижне-Амурской структуры во многом близка тектонической эволюции Усть-Амурской. В эоценовое время в ядре Нижне-Амурского свода заложились первые относительно небольшие по площади впадины, вытянутые вдоль Амурского разлома. В дальнейшем процессы погружения охватили новые его участки, причем особенно интенсивно прогибалась северо-восточная часть ядра структуры, где сформировалась крупнейшая Удыль-Кизинская впадина.

Заложение локальных грабенов в пределах периферической зоны разломов сопровождалось массовыми излияниями базальтов, что привело к формированию в подножии структуры прерывистого кольца базальтовых покровов.

Северо-Алинская структура в позднемеловое время, по-видимому, представляла собой единый овальный свод, центральная часть которого располагалась на месте поднятия, сформированного еще в период раннемелового внутригеосинклинального орогенеза. На периферии структуры в зонах сгущения дуговых разломов происходили главным образом вулкано-тектонические погружения. На восточном обрамлении свода отдельные депрессии сливались между собой в полукольцо, окаймляющее поднятое ядро структуры. В пределах последнего вулканические процессы протекали несравненно в меньших масштабах.

Верхне-Ануйская структура, осложняющая Северо-Сихотэ-Алинский свод, образовалась, вероятно, в палеогеновое время. Об этом свидетельствуют повышенная концентрация в ее ядре палеогеновых (верхнеудоминских) интрузий, а также кольцо полей эффузивов этого возраста (самаргинская свита), расположенное на периферии структуры.

В позднем кайнозое на фоне продолжающегося воздымания ядра Северо-Сихотэ-Алинского свода протекали интенсивные деструктивные процессы, охватившие его краевые участки. Заложение и развитие периферической системы грабенов сопровождалось мощным базальтоидным вулканизмом, продукты которого выполняли отрицательные структуры.

Большинство периферических грабенов и вулканических полей контролируется радиальными и концентрическими разломами Северо-Сихотэ-Алинского свода. Исключение представляет западная часть свода, где преобладают структуры северо-северо-восточного простирания, параллельные Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому и маркирующие зону сочленения свода и Средне-Амурской впадины. В результате прогибания последней западное крыло свода было раздроблено и втянуто в опускание краевых участков впадины.

Бикинская структура. Становление этой структуры ознаменовалось внедрением крупных монзонитоидных интрузий, занимающих закономерную позицию в ее ядерной части. На их своеобразии впервые обратил внимание Э.П. Изох, отметивший монотонный состав крупных массивов, расположенных в междуречье Бикина и Хора. Следовательно, ядерной части этой структуры отвечает индивидуальный магматический ареал.

В периферической зоне структуры в течение раннеорогенной стадии были преимущественно развиты нисходящие движения. Здесь сформировалось практически правильное кольцо вулканических депрессий, контролируемое краевыми разломами сводового поднятия. Порывающие андезит-липаритовые толщи небольшие субвулканические интрузии также в большинстве случаев локализуются в концентрических и радиальных разломах.

Вулкано-тектонические процессы в различных участках периферии Бикинской мезоконцентрической структуры протекали с неодинаковой силой. Особенно активно они проявились в северо-восточной ее части, где выделен Бикино-Самаргинский секториальный блок, характеризующийся максимальными длительностью и интенсивностью вулканической деятельности.

В позднеорогенное время периферия структуры также выступала как арена преимущественных опусканий, сопровождавшихся интенсивным базальтоидным вулканизмом. Вдоль восточной границы ядра заложилась система небольших впадин, выполнявшихся наряду с лавами базальтов континентальными слабоугленосными отложениями. Ближе к периферии свода происходили главным образом вулканические излияния.

Западный сегмент Бикинского свода, как и Северо-Сихотэ-Алинского, в позднем кайнозое был отчленен по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому и втянут в опускание Средне-Амурской впадины.

Средне-Сихотэ-Алинская структура. Наиболее ранние интрузии сенонского возраста локализуются в пересекающей концентрическую структуру Центрально-Сихотэ-Алинском разломе и оперяющих его северо-восточных разрывах. После того, как эта линейная проницаемая зона была залечена, последующие порции расплавов проникали на близповерхностные уровни главным образом по радиальным и концентрическим разломам (рис. 47). Особенно интенсивно этот процесс протекал на периферии структуры, где в зоне сгущения краевых разломов происходили мощные вулканические излияния и вулкано-тектонические погружения. В результате сформировалось периферическое полукольцо вулканогенных депрессий, выполненных мощной (до 2 км) толщей эффузивов преимущественно кислого состава. В ядре свода магматизм проявлялся, как правило, в дайковой форме, причем зоны повышенной концентрации даек имеют отчетливый радиальный рисунок (рис. 48).

В позднекайнозойскую стадию на дальней периферии структуры образовалось узкое прерывистое кольцо грабенов и базальтовых покровов.

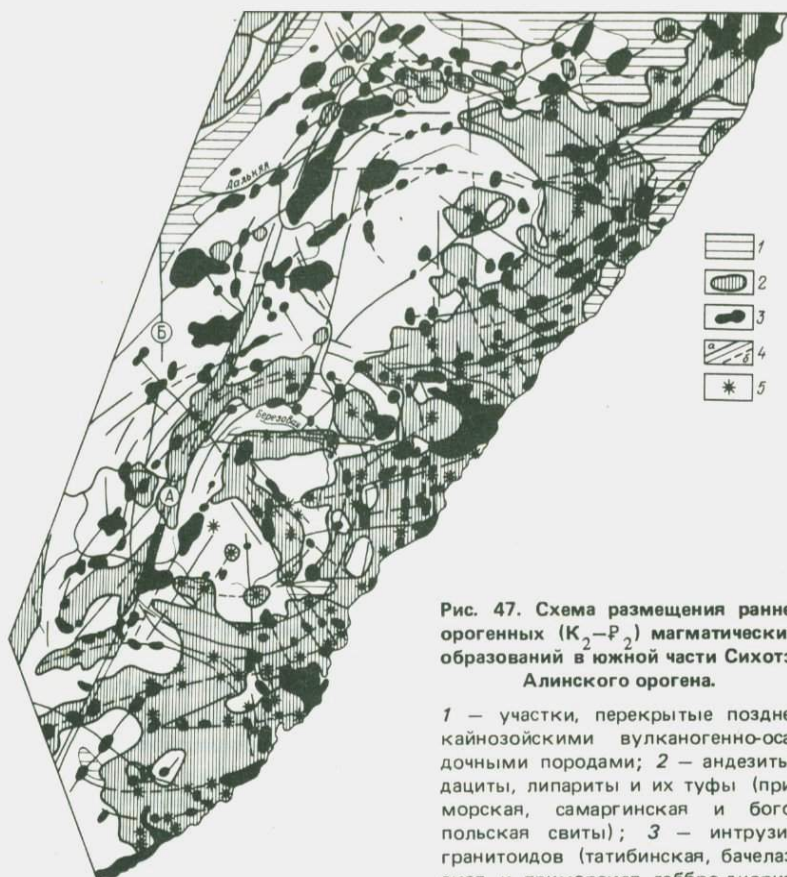


Рис. 47. Схема размещения раннеорогенных (K_2-P_2) магматических образований в южной части Сихотэ-Алинского орогена.

1 — участки, перекрытые позднекайнозойскими вулканогенно-осадочными породами; 2 — андезиты, дациты, липариты и их туфы (приморская, самаргинская и богопольская свиты); 3 — интрузии гранитоидов (татибинская, бачелазская и приморская габбро-диорит-гранитная серии); 4 — разломы, контролирующие размещение про-

дуктов раннеорогенного магматизма: а — выделенные по геологическим, геофизическим и геоморфологическим данным, б — предполагаемые; 5 — вулканические аппараты (по В.И. Рыбалко и Г.М. Фремду)

Южно-Сихотэ-Алинская структура является крайним южным членом рассматриваемой системы мезоконцентрических структур и имеет целый ряд специфических особенностей. Как и в Средне-Сихотэ-Алинской, наиболее ранние магматические продукты представлены здесь крупными интрузиями, расположенными в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (араратско-березовский комплекс). В дальнейшем на периферии структуры возникло практически замкнутое кольцо кальдер. В отличие от остальных рассматриваемых структур вулкано-тектонические погружения достаточно интенсивно

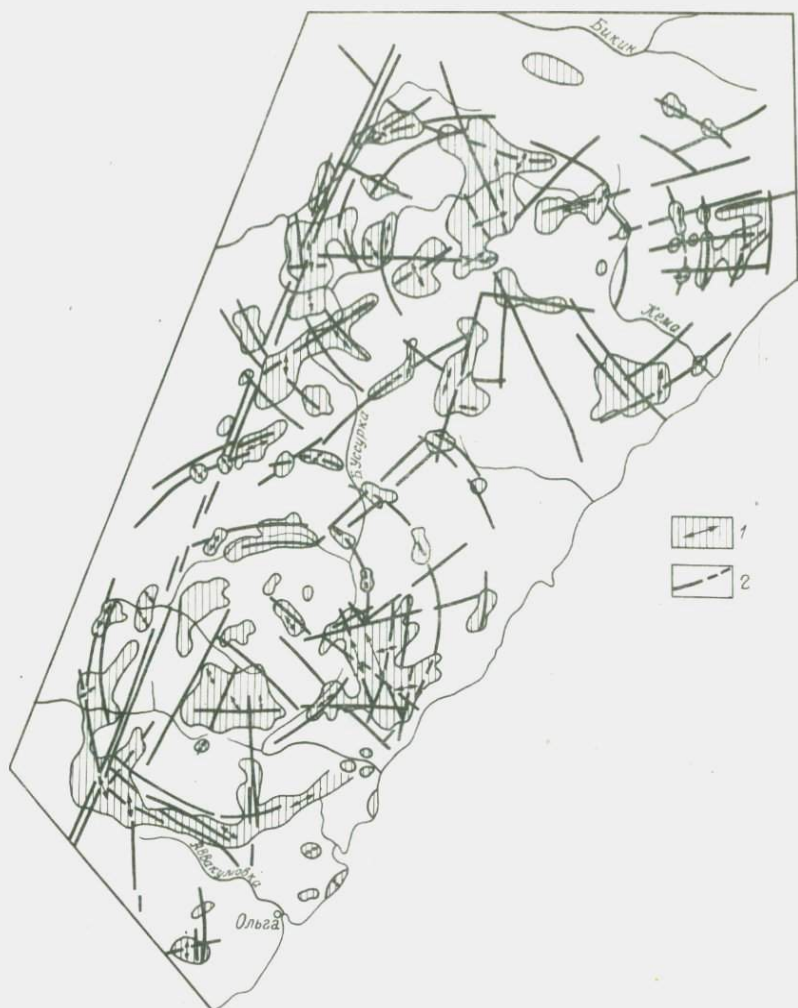


Рис. 48. Схема размещения дайковых полей в Южно- и Средне-Сихотэ-Алинском сводовых поднятиях. Составлена по материалам геологических съемок объединения "Приморгеология".

1 — дайковые поля — районы с повышенной концентрацией даек (стрелки показывают преобладающую ориентировку даек); 2 — разломы, контролирующие дайковые поля

протекали и в ядре Южно-Сихотэ-Алинского свода. В конце раннеорогенной стадии заложились крупные депрессии, которые контролировались радиальными и секущими разрывами.

Наряду с вулканоструктурами и цепочками малых интрузий внутренние дислокации Южно-Сихотэ-Алинского свода обуслови-

вают радиально-концентрическое размещение дайковых полей. В том случае, когда они приурочены к периферическим дислокациям, зоны повышенной концентрации даек имеют удлиненную вдоль дуговых разломов форму, а при локализации в самостоятельных секториально-блоковых структурах приобретают груботреугольную и трапецевидную конфигурацию.

К подобным блоковым структурам, характеризующимся аномально высокой плотностью даек, а следовательно, и повышенной раздробленностью и проницаемостью для магматических, в том числе глубинных расплавов (о чем можно судить по преобладанию даек основного состава), относятся Кавалеровский и Дальнегорский секториальные блоки. Первый из них расположен в ядре сводового поднятия и отличается: 1) относительно слабым развитием эффузивного и интрузивного магматизма; 2) повышенными значениями аномального поля силы тяжести, отчетливо выделяющимися на фоне регионального гравиметрического минимума; 3) пониженным положением в современном рельефе. Дальнегорскому блоку, находящемуся на восточной периферии свода, свойственно длительное и интенсивное развитие вулканических процессов с формированием специфических по петрохимическому составу эффузивов (дальнегорский комплекс).

Суммируя приведенные данные, в истории развития мезоконцентрических структур можно наметить две главные стадии: 1) конструктивную, характеризующуюся становлением и активным восходящим развитием; 2) деструктивную, в течение которой происходил прогрессирующий распад рассматриваемых тектонических элементов.

Первая стадия (поздний мел — ранний палеоген) может быть, в свою очередь, подразделена на две самостоятельные фазы — начальную и конечную.

Начальная фаза была, вероятно, весьма кратковременной и знаменовалась становлением глубинных изометричных очагов магмообразования над колоннообразными зонами восходящих потоков тепла и вещества, поступающих из мантии, региональным метасоматизмом терригенных толщ и заложением изометричных сводовых поднятий, расчлененных радиально-концентрической системой разломов.

Конечная фаза, которая являлась значительно более длительной, может быть охарактеризована как фаза дифференциации мезоконцентрических структур. В это время по секущим и радиально-концентрическим разломам происходило неоднократное поступление магматических расплавов в верхние горизонты коры и на дневную поверхность. Результатом активной вулканической деятельности в концентрических зонах сгущения разломов стало обособление относительно "жестких" ядер сводов, испытывающих в основном восходящие движения, и обрамляющих из зон вулканотектонических погружений.

Во вторую, деструктивную эоцен-четвертичную стадию развития мезоконцентрических структур происходило перемещение фронта

магмообразования в подошву коры, а затем и в верхнюю мантию, что привело к смене гранитоидного магматизма базальтоидным, а также к широкому развитию процессов грабенообразования. Нисходящее развитие мезоконцентрических структур, как и восходящее, носило пульсационный характер, на что указывает наличие нескольких (эоценового, миоценового и плиоцен-нижнечетвертичного) кульминаций базальтоидного вулканизма. При этом отмечается направленное увеличение глубин генерации базальтовой магмы. Если, по данным А.В. Олейникова, для эоцен-миоценового времени она оценивается в 30–40 км, то для плиоцен-нижнечетвертичного в 60–80 км.

Таким образом, развитие мезоконцентрических структур Сихотэ-Алиня характеризуется стадийностью и пульсационностью. Важно подчеркнуть, что, несмотря на синхронность эволюции всех рассмотренных структур, интенсивность и особенности проявления отдельных стадий в пределах каждой из них были во многом индивидуальны. Это, в свою очередь, привело к значительным различиям в строении мезоконцентрических структур, особенно разительным у расположенных на северной (Усть-Амурская) и южной (Южно-Сихотэ-Алинская) оконечностях описанной выше цепочки.

Действительно, первая из них выступала в раннеорогенную стадию как сводовое поднятие, формирование которого сопровождалось активным интрузивным магматизмом повышенной основности и натриевой щелочности и относительно слабыми вулканическими излияниями главным образом андезитового состава. В позднеорогенное время эта структура испытала полную инверсию за счет проседания, ее центральной части, сопровождавшегося интенсивным базальтоидным магматизмом.

В противоположность Усть-Амурской Южно-Сихотэ-Алинская структура отличается раннеорогенным ультракислым калиевым магматизмом, протекавшим в основном в эффузивной форме. К этому времени относится образование впадин в ядре структуры, которые были выполнены мощной толщей липаритов. Позднеорогенный базальтоидный магматизм и грабенообразование проявились в чрезвычайно радуцированной форме.

Выше перечислены основные черты, отличающие мезоконцентрические структуры двух из трех выделенных типов. Рассмотренные типы могут оцениваться как контрастные, а Усть-Амурская и Южно-Сихотэ-Алинская структуры как самые характерные их представители. Третий из выделенных типов мезоконцентрических структур, а именно объединяющий дифференцированные сводовые поднятия, занимает промежуточное положение между этими контрастными типами. Со слабодифференцированными сводами структуры этого типа сближает общая положительная морфология, причем выраженная еще более ярко за счет отчетливого обособления ядер, сложенных крупными гранитоидными интрузиями от вулканогенной периферии.

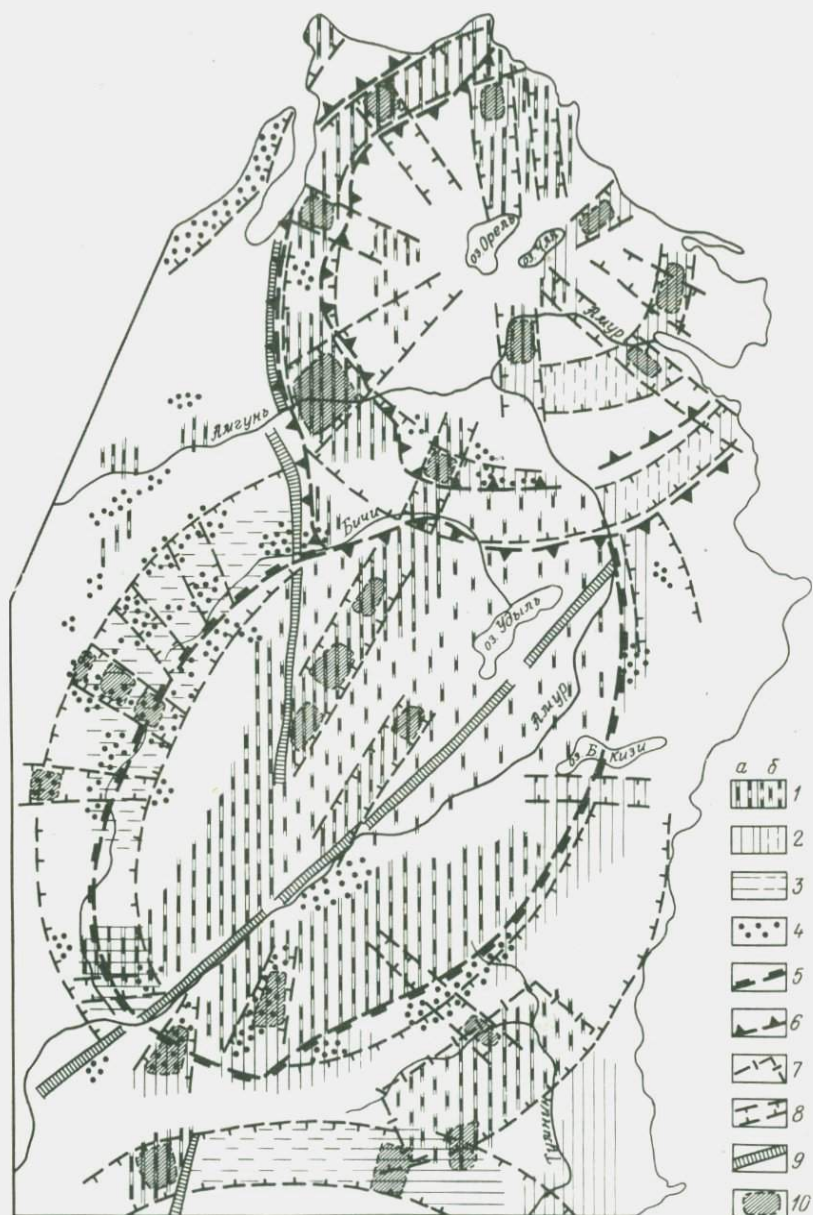


Рис. 49. Структурно-металлогеническая схема северной части Сихотэ-Алинского орогена.

1–4 — площади развития разнотипного оруденения (а — месторождения и рудопоявления, б — единичные рудопоявления и ореолы рассеяния): 1 — кварц-редкометалльного; 2 — полиметаллического, медно-молибденового и кварц-углосульфидного; 3 — оловянно-полиметаллического; 4 — ртутного; 5 — граница ядра Нижне-Амурского свода; 6 — граница краевой зоны поднятий Усть-Амурской структуры; 7 — граница Оемкинского блока; 8 — рудо-контролирующие системы разломов; 9 — глубинные разломы; 10 — промышленные и перспективные рудные узлы и районы

Промежуточное положение рассматриваемого типа структур еще более подчеркивается тем, что одни его представители (Нижне-Амурская структура) по многим признакам (характер магматизма, история развития, особенности морфологического и глубинного строения), близки к отрицательным формам, в то время как другие (Бикинская структура) больше схожи со слабодифференцированными сводами.

Положение указанных структур в рассматриваемой цепочке позволяет наметить закономерную постепенную смену по ее простиранию структур одного типа другим. Указанная смена обусловила во многом индивидуальные особенности строения и развития каждой из них, наиболее контрастные у максимально удаленных структур, а ее постепенный характер проявляется в чертах сходства соседних мезоконцентрических форм, даже относящихся к различным типам.

Отметив основные закономерности строения и развития и осуществив типизацию мезоконцентрических структур Сихотэ-Алиня, перейдем к анализу их рудоносности.

Рассмотрим два различных аспекта, а именно роль мезоконцентрических структур в формировании особенностей региональной металлогенической зональности и размещении важнейших рудных узлов и районов. Предварительно приведем общую характеристику рудоносности Сихотэ-Алинского орогена.

Металлогенический облик региона определяется главным образом месторождениями олова, вольфрама, свинца и цинка и др. Второстепенную роль в этом отношении играют широко распространенные, но не имеющие пока промышленного значения проявления ртути, сурьмы, меди, молибдена и некоторых других полезных ископаемых. Рудная минерализация формировалась в основном в позднемеловое — палеогеновое время в течение нескольких этапов, синхронных самостоятельным магматическим циклам.

Согласно общепринятым представлениям размещение разнотипной рудной минерализации в Сихотэ-Алине носит в целом линейно-поясовый, согласный с простираньем региона характер. По мнению С.Ф. Усенко [41], главные рудные пояса контролируются основными структурными зонами Сихотэ-Алинского орогена, представляющего собой в целом линейное поднятие, окаймленное вулканическими поясами. Наряду с продольной для рассматриваемого региона типична поперечная металлогеническая зональность. Она выражается

в смене с севера на юг преобладающей золоторудной минерализации — оловорудной.

Рассмотренные генеральные металлогенические особенности Сихотэ-Алинского орогена могут быть детализированы на основе изложенных представлений о важной роли в определении его внутреннего строения мезоконцентрических структур. Приведем краткую металлогеническую характеристику, уделив основное внимание структурам, расположенным на противоположных концах орогена.

При анализе размещения минерализации в Усть-Амурской структуре прежде всего обращает внимание практически непрерывный полукольцевой пояс коренных и россыпных месторождений и рудопроявлений, трассирующий периферическую зону сгущения дуговых разломов (рис. 49). Это позволяет наметить самостоятельную зону повышенной экстенсивности оруденения концентрической формы, отвечающую указанному элементу тектонического строения Усть-Амурской структуры.

Периферическая зона подразделяется на три блока, отличных по типу проявления орогенного магматизма и интенсивности восходящих тектонических движений. Каждому из них свойственна и специфика рудоносности.

Северный блок, протягивающийся от мыса Александры до залива Николая, характеризуется развитием полиметаллической, медно-и молибден-порфировой и оловянно-полиметаллической минерализации.

Центральному блоку присуща достаточно отчетливая поперечная металлогеническая зональность, свойственная валлообразным поднятиям. В осевой его части располагаются месторождения и проявления кварц-редкометального типа, связанные с интрузиями гранитоидов, а в краевых участках, сложенных эффузивами, преобладают полиметаллические и ртутные проявления. В целом Центральный блок отличается максимальной интенсивностью и величиной денудационного среза.

Южный блок располагается на правом берегу Амура и имеет широко развитые вулканогенные образования. Отмечаются убогие кварц-сульфидные проявления, а также ореолы и проявления свинца, меди и ртути.

В центральной части структуры преимущественно развито вулканогенное оруденение главным образом палеогенового возраста. Проявления убогой сульфидной и полиметаллической минерализации локализуется главным образом в юго-восточном секторе структуры, где процессы вулканизма получили максимальное развитие, а также на периферии Бекчи-Улского поднятия. Особенности размещения рудной минерализации этого типа также во многом определяются внутренними дислокациями орогенной структуры. Для примера укажем на непрерывную дугообразную зону развития кварц-убого-сульфидного оруденения, прослеживающуюся от залива Счастья до устья Амгуни. Существенную роль играют также радиальные разломы, контролирующие линейные цепочки рудопроявлений.

Таким образом, приведенные данные о характере рудоносности Усть-Амурской структуры позволяют наметить связанную с ней металлогеническую зональность, которая в целом может быть описана как обратная. Эта зональность тесно связана со специфической тектонической эволюцией Усть-Амурской структуры и выражается в смене преобладающего на приподнятой периферии структуры плутогенного оруденения вулканогенным, развитым в основном в ее центральной части.

Заканчивая обзор рудоносности Усть-Амурской структуры, остановимся на закономерностях локализации рудных объектов. Большинство из них приурочено к узлам пересечения дугообразных и радиальных систем разломов. Это особенно касается рудных узлов, расположенных в периферической зоне, где указанная закономерность выражена особенно ярко. В центральной части структуры позиция наиболее крупных месторождений определяется радиальными разрывами и узлами их пересечения с северо-западными разломами.

Нижне-Амурская мезоконцентрическая структура имеет в общем близкую с Усть-Амурской металлогеническую специализацию. В то же время зональность и особенности локализации оруденения подчиняются во многом иным закономерностям, что связано с индивидуальными чертами строения и развития этой структуры. Прежде всего отметим, что Нижне-Амурская структура в отличие от Усть-Амурской представляет собой сводовое поднятие, которое, хотя и деформировано за счет проседания в ее центральной части Удыль-Кизинского блока, тем не менее сохранило большинство особенностей (в том числе и металлогенических), присущих положительным тектоническим формам.

Ядерная часть структуры выделяется как овальная зона преимущественного развития рекометальной минерализации, ассоциирующей с интрузиями нижнеамурских гранитоидов. Здесь расположены вольфрамовые, оловянно-вольфрамовые и другие месторождения и рудопоявления, которые и определяют металлогеническую специфику ядра структуры. Широко развитые в центральной части свода шлиховые ореолы вольфрама позволяют достаточно уверенно наметить границы ядерной металлогенической зоны.

Для периферической зоны структуры в основном свойственна минерализация существенно иного типа. В краевой зоне дислокаций, обрамляющей ядро, наибольшее распространение имеет ртутное, кварц-убогосульфидное, оловянно-полиметаллическое и молибден-порфировое оруденение, локализующееся главным образом в развитых вулканических покровах и прорывающих их малых интрузиях.

Интенсивность, экстенсивность, а также тип преобладающей минерализации существенно изменяются по простиранию этой зоны. Так, для северо-западного фланга сводового поднятия характерно преимущественное развитие ртутного оруденения. На правобережье Амура роль ртутной минерализации в периферической зоне дислокаций резко снижается, хотя небольшие проявления и шлиховые орео-

лы киновари прослеживаются на всем ее протяжении. Преобладают проявления кварц-убогосульфидного, молибден-порфирового и полиметаллического оруденения. Вдоль радиальных разломов они в ряде случаев распространяются в ядерную часть свода.

Таким образом, для краевой зоны свода типично преимущественное развитие близповерхностной вулканогенной минерализации, что позволяет противопоставить ее центральной части свода, где преобладает плутогенное редкометальное оруденение. Указанная концентрическая зональность нарушается на юго-восточном фланге структуры. В Оемкинском блоке отмечаются общая приподнятость и повышенная насыщенность плутонами гранитоидов. В его пределах, так же как и в ядре, развито в основном редкометальное оруденение. От центральной части свода этот блок отделен Верхне-Тумнинским и Верхне-Удоминским грабенами, в которых фиксируется рассеянная ртутная минерализация.

Кратко остановимся на характеристике пространственной позиции в орогенной структуре наиболее важных месторождений. К ним относятся редкометальные объекты и связанные с ними россыпи. Большинство месторождений этого типа располагается в ядре сводового поднятия, локализуясь в северо-восточных зонах разрывов, рудоконтролирующая роль которых отмечалась в работах Э.П. Исоха и его соавторов. Исключение представляет Оемку-Джедакское месторождение, находящееся на периферии структуры. Позиция этого объекта определяется пересечением периферических разломов Нижне-Амурского и Северо-Сихотэ-Алинского сводовых поднятий, что предполагает закономерное его положение относительно элементов орогенной тектоники.

Переходя к анализу рудоносности оловоносной части региона, отметим, что тектоно-магматические особенности этой территории наряду со сводовыми структурами во многом определялись Центральнo-Сихотэ-Алинским разломом и определяющей его системой северо-восточных разрывов.

Эти структуры контролируют наиболее ранние батолитоподобные массивы гранитоидов (хунгарийская и татибинская серии), которые локализуются в непосредственной близости от Центральнo-Сихотэ-Алинского разлома. С указанными интрузиями ассоциирует преимущественно высокотемпературная минерализация олова, вольфрама, молибдена и других редких металлов, что дает основание для выделения площади, примыкающей к Центральнo-Сихотэ-Алинскому разлому, в качестве самостоятельной металлогенической зоны развития оловянно-вольфрамовой минерализации [28, 42].

Учитывая основную роль в определении закономерностей пространственного размещения оловянно-вольфрамовой минерализации зоны Центральнo-Сихотэ-Алинского разлома, охарактеризуем металлогеническое значение сводовых поднятий оловоносной части Сихотэ-Алинского орогена.

Северо-Сихотэ-Алинский свод имеет весьма сложное строение, обусловленное неоднородностью сводообразования, которое протекало с раннемелового до кайнозойского времени.

Центральную часть Северо-Сихотэ-Алинского поднятия занимает область развития оловорудной минерализации главным образом кварц-касситеритовой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций. По направлению от центра к периферии свода роль этой минерализации снижается и основное значение приобретает полиметаллическое, молибденовое и в меньшей степени кварц-убогосульфидное оруденение. Исключение составляет Верхне-Удоминский оловорудный узел, расположенный в зоне пересечения периферических разломов Северо-Сихотэ-Алинского и Нижне-Амурского поднятий.

Аналогичного рода слабо выраженная концентрическая зональность намечается в относительно Верхне-Ануйского поднятия, в периферической зоне которого отмечается, кроме того, ртутная минерализация.

Значительная роль рассматриваемых сводовых поднятий в определении особенностей концентрации разнотипного оруденения. В этом отношении особо важное значение имеет зона сгущения разрывов, обрамляющая Верхне-Ануйское поднятие. В узлах пересечения этой зоны с северо-восточными и радиальными системами разломов сосредоточены практически все наиболее интересные рудные объекты. Такую позицию занимают Сооли-Кададинский, Мопанский, Копинский, Кукшинский, Верхне- и Средне-Самаргинский рудные узлы. Последний из перечисленных объектов, как и Верхне-Удоминский, расположен в узле пересечения краевых систем дислокаций, принадлежащих к соседним сводовым структурам: в данном случае Бикинскому и Верхне-Ануйскому.

Бикинская мезоконцентрическая структура характеризуется более простым строением и соответственно лучше выраженной зональностью размещения разнотипного оруденения. Ядро структуры представляет собой область преимущественного развития кварц-редкометальной минерализации. Здесь расположен целый ряд проявлений оловянно-вольфрамовой, молибденовой и другой минерализации этого типа. За пределами ядра свода преобладают касситерит-силикатно-сульфидные, полиметаллические, медно-порфировые и особенно кварц-убогосульфидные проявления. Если первые сосредоточены главным образом в прилегающей с востока к ядру свода полосе, то последние тяготеют к самой краевой части структуры, сложенной вулканическими породами, и могут быть, вероятно, объединены в концентрическую специализированную металлогеническую зону, проходящую на периферии структуры. Ей свойственна также ртутная минерализация, не характерная для центральной части свода.

Особенность размещения эндогенного оруденения в Бикинском поднятии состоит в неравномерном распределении в его пределах рудных объектов. Выделяются два участка с повышенной экстенсивностью оруденения: 1) Бикино-Самаргинский секториальный блок

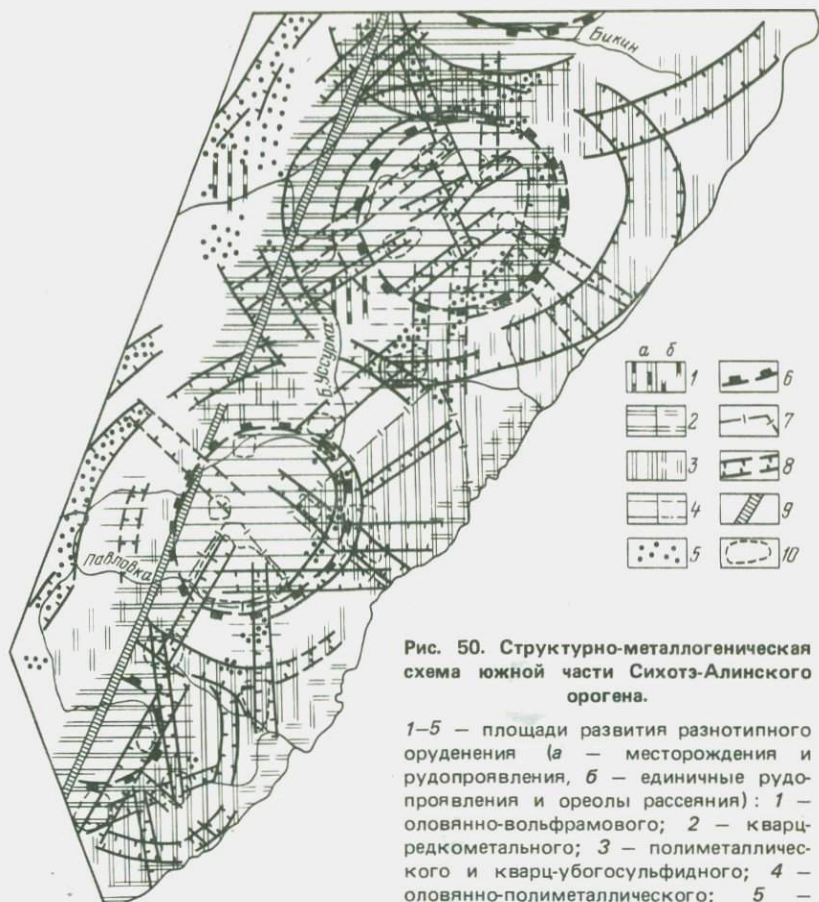


Рис. 50. Структурно-металлогеническая схема южной части Сихотэ-Алинского орогена.

1–5 — площади развития разнотипного оруденения (а — месторождения и рудопрооявления, б — единичные рудопрооявления и ореолы рассеяния): 1 — оловянно-вольфрамового; 2 — кварц-редкометалльного; 3 — полиметаллического и кварц-убогосульфидного; 4 — оловянно-полиметаллического; 5 —

ртутного; 6 — границы ядер сводов; 7 — границы рудоносных блоков; 8 — рудоконтролирующие системы разломов; 9 — Центрально-Сихотэ-Алинский разлом; 10 — промышленные и перспективные узлы и районы

и 2) южный отрезок краевой зоны разломов свода, т. е. зона ее пересечения периферическими дислокациями Средне-Сихотэ-Алинского поднятия. Как первый, так и второй участок характеризуется исключительно пестрой по составу рудной минерализацией (от кварц-редкометалльной до ртутной).

Ядерная часть Средне-Сихотэ-Алинской структуры выделяется как зона развития касситерит-силикатно-сульфидного оруденения. Оловоносное ядро с севера, востока и юга окаймляется дугообразной зоной, контролируемой периферическими разломами, где преобладают свинцово-цинковые, кварц-убогосульфидные и ртутные проявления (рис. 50).

Концентрический характер металлогенической зональности резко нарушается в западной части свода, там, где он пересекается Центральнo-Сихотэ-Алинским разломом и тяготеющей к нему Сидатунской (по Е.А. Радкевич) зоной ранней высокотемпературной минерализации.

Остановливаясь на особенностях концентрации рудной минерализации в пределах Средне-Сихотэ-Алинского поднятия, прежде всего отметим отчетливую приуроченность большинства крупных оловорудных объектов к ядру сводовой структуры. В зонах секущих и радиальных разломов располагаются такие продуктивные касситерит-силикатно-сульфидные и касситерит-сульфидные месторождения, как Трапедия, Тернистое, Горное, Дальнетаежное и Средне-Микульское. За пределами ядра свода минерализация этого типа, но существенно меньшая по масштабу, отмечается в северном и южном (Лысогорское и др.) отрезках зоны сгущения периферических разломов, там, где она пересекается краевыми дислокациями Бикинского и Южно-Сихотэ-Алинского поднятий.

Преобладающие в периферической зоне свода проявления свинцово-цинкового и кварц-уголосульфидного оруденения, как и в остальных рассматриваемых выше случаях, часто контролируются узлами пересечения дуговых и радиальных разломов.

Южно-Сихотэ-Алинская мезоконцентрическая структура характеризуется следующими особенностями размещения эндогенного оруденения. Ядро свода выделяется как область преимущественного развития месторождений касситерит-силикатно-сульфидной группы формаций. С востока вдоль разломов, ограничивающих ядро, прослеживается узкая дуговая зона ртутных проявлений и шлиховые ореолы киновари. Далее следует зона, где резко преобладают серебряно-свинцово-цинковые месторождения скарнового и жильного типов.

В отличие от Средне-Сихотэ-Алинского свода зона развития полиметаллической минерализации, по всей вероятности, имеет более правильный концентрический характер, что связано с аналогичной конфигурацией вулканических полей, обрамляющих ядро практически со всех сторон. В пределах этой зоны сосредоточены серебряно-свинцово-цинковые месторождения и проявления Дальнегорского и Ольгинского рудных районов, а также Соболиный рудный узел с полиметаллической, оловянно-полиметаллической и медно-порфировой минерализацией. Западным продолжением этой зоны, вероятно, является площадь Журавлевской и Ороченской вулканотектонических депрессий.

Высокотемпературная оловянно-вольфрамовая минерализация не имеет широкого распространения.

Западная периферия Южно-Сихотэ-Алинского поднятия, так же как и Средне-Сихотэ-Алинского, трассируется проявлениями ртутной минерализации, маркирующей краевые зоны дуговых разломов.

Рассматривая положение в пределах свода важнейших рудных объектов, прежде всего отметим локализацию большинства олово-

рудных месторождений в ядре структуры. Здесь располагаются месторождения Кавалеровского рудного района (Хрустальненское, Дубровское, Арсеньевское и др.), Краснореченского района (Смирновское, Южное), а также месторождение Дальнее и Дорожное. Непосредственно у границы ядра свода находятся Октябрьский оловорудный узел и Высокогорное месторождение.

Несмотря на общую повышенную концентрацию в ядре свода месторождений и проявлений касситерит-силикатно-сульфидной формации, площадь Кавалеровского рудного района отчетливо выделяется как территория с максимальными интенсивностью и экстенсивностью оруденения подобного типа. Это определяет важность задачи установления регионального структурного контроля Кавалеровского района.

Анализ его положения показывает, что он располагается в ограниченном радиальными разломами секториальном блоке, который характеризуется отмеченными выше аномальными особенностями геолого-геоморфологического и глубинного строения, позволяющими индивидуализировать его на фоне окружающей территории.

В зоне преимущественного развития полиметаллической минерализации, обрамляющей ядро сводового поднятия, особенно высокая интенсивность и экстенсивность серебрено-свинцово-цинковой минерализации наблюдается на северо-восточной периферии структуры, где расположены месторождения Дальнегорского рудного района. Плановый рисунок этой рудоносной площади позволяет выдвигать предположение о приуроченности этого рудного района к самостоятельной секториальной блоковой структуре, которая может быть названа Дальнегорской.

Два других рудных узла на периферии сводового поднятия (Ольгинский и Соболиный) локализируются примерно в одинаковой структурной обстановке, располагаясь в узлах пересечения краевых разломов Южно-Сихотэ-Алинского и Фурмановского сводов и радиальных дислокаций. В качестве последних выступают Хрустальненская и Арсеньевская зоны разломов.

Подведем итоги анализа рудоносности орогенных сводовых структур. Прежде всего отметим, что с рассмотренными структурами связана концентрическая металлогеническая зональность. Подобный характер размещения разнотипного оруденения обусловлен центральным типом строения этих структур и прямо коррелируется с закономерным размещением в их пределах магматических образований.

Чрезвычайно важен индивидуальный металлогенический облик структур, относящихся к различным тектонотипам. Каждому из них свойствен специфический характер концентрической металлогенической зональности.

Так, Усть-Амурской отрицательной структуре присуще преимущественное развитие плутогенного редкометального оруденения позднемелового возраста в приподнятой краевой зоне, а более моло-

дого вулканогенного — в ее центральной части. Такая зональность может быть охарактеризована в целом как обратная. Сводовые структуры с ярко выраженными гранитоидными ядрами и в различной степени усложненные позднекайнозойскими грабенами отличаются прямой зональностью. В центральной их части преобладает оловянно-вольфрамовое оруденение, которое к периферии сменяется касситерит-силикатно-сульфидным, а затем полиметаллическим, ртутным и другим оруденением. К ядерным частям слабодифференцированных сводовых структур приурочено касситерит-силикатно-сульфидное оруденение, а к периферии — полиметаллическое. Редкометальная минерализация в этом случае либо не имеет широкого распространения (Южно-Сихотэ-Алинский свод), либо занимает секущее по отношению к концентрической структуре положение (Средне-Сихотэ-Алинский свод) и контролируется линейными разломами. Этот тип зональности может быть определен как прямой редуцированный.

Таким образом, мезоконцентрические структуры, разные по морфологии, различаются, кроме того, не только характером магматизма и глубинного строения, но и типом концентрической металлогенической зональности. Как было показано, эта концентрическая зональность, как правило, не имеет идеально правильного характера и осложняется за счет индивидуальных особенностей рудоносности отдельных блоковых структур и влияния секущих специализированных линейных зон. Учитывая закономерную смену по простиранию Сихотэ-Алинской цепочки структур различных типов, проследим зависимость между этой сменой и поперечной металлогенической зональности.

Наиболее контрастными по строению и развитию являются Южно-Сихотэ-Алинский слабодифференцированный свод и Усть-Амурская отрицательная структура, расположенная на крайнем севере рассматриваемой цепочки. Эти же структуры наиболее контрастны по металлогенической специализации и вмещают важнейшие рудные объекты, типичные для севера и юга региона.

Сложнодифференцированные сводовые структуры занимают промежуточное положение между отрицательными формами и слабодифференцированными сводами, причем различные представители этого типа в зависимости от того, в какой части цепочки они находятся, обнаруживают большее сходство либо с одним, либо с другим контрастным типом. В зависимости от этого изменяется их металлогеническая специализация. Так, минерализация, развитая в ядре Нижне-Амурского свода, аналогична оруденению, характерному для соседней Усть-Амурской отрицательной структуры, с которой Нижне-Амурская имеет много общих черт. Напротив, для ядерной части Бикинской структуры, более близкой по строению к оловянным слабодифференцированным сводам, больше свойственно оловянное оруденение.

Эти данные позволяют связать типичную для региона поперечную металлогеническую зональность с закономерной и постепенной сменой по простиранию орогена мезоконцентрических структур различных морфологических и металлогенических типов.

Анализ положения локальных рудоносных площадей по отношению к элементам внутренней структуры мезоконцентрических форм позволил наметить ряд типовых структурных ситуаций, благоприятных для образования повышенных концентраций рудной минерализации.

Выделяются два основных типа таких ситуаций. Первый — узловой тип охватывает участки пересечения разнонаправленных систем внутренних дислокаций мезоконцентрических структур между собой и с секущими линейными зонами, в том числе широтными рудоцентрическими. Второй тип — секториальные блоки, характеризующиеся “аномальным” тектоно-магматическим режимом, а также ядра слабодифференцированных сводовых поднятий с прямой редуцированной концентрической зональностью. Последние, учитывая их металлогеническую специализацию, особенно перспективны в отношении касситерит-силикатно-сульфидного оруденения.

Таким образом, следует отметить существенное влияние мезоконцентрических структур как на характер региональной металлогенической зональности, так и на особенности локализации важнейших рудных узлов и районов.

Заканчивая описание мезоконцентрических структур Сихотэ-Алиня и их металлогенического значения, подчеркнем, что на примере этого региона впервые удалось выявить закономерное соответствие морфологии и металлогенических особенностей концентрических структурных форм, что, в свою очередь, имеет важное значение для прогнозной оценки структур различных типов.

4. ЛОКАЛЬНЫЕ КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Среди локальных концентрических структур наибольшее распространение имеют сводовые поднятия. Размер структур этого ранга в поперечнике от 50 до 200 км. В пределах одного и того же орогена могут быть совмещены мегаконцентрические структуры с мезоконцентрическими или с локальными структурами. Так, например, в северном крыле Ферганского мегасвода Кураминский и Чаткальский своды являются дочерними мезоструктурами. Южное его крыло осложнено сводами локального ранга [10]. Таким образом, мезоструктуры и локальные структуры как бы “подменяют” друг друга и редко совмещаются на одной площади. Их металлогеническое значение достаточно сходно, как это будет показано ниже на конкретных примерах. Напротив, металлогеническое значение мегаструктур резко отличается от мезо- и локальных структур, так как с первыми преимущественно связаны пояса “близповерхностной” минерализации.

В ранние этапы орогенеза в средней и поздней юре в Восточном Забайкалье возникла система сводовых поднятий. Для их реконструкции авторы в основном использовали следующие методы: 1) изучение палеогеографических особенностей среднеюрской и верхнеюрской — нижнемеловых эпох, 2) выяснение особенностей размещения позднемезозойских магматических образований, 3) морфоструктурный анализ современного рельефа. Результаты проведенных исследований позволили сделать вывод о существовании в Восточном Забайкалье системы сложно построенных сводовых поднятий, возникших в позднемезозойское время и унаследованно развивающихся вплоть до современной эпохи.

Была составлена палеогеографическая схема для среднеюрской эпохи Восточного Забайкалья, где преобладал континентальный режим, менялся структурный план и шло образование горной страны. В этот период в межгорных впадинах накапливались молассовые отложения верхнегазимурской свиты. А.Ф. Мушниковым, К.К. Анашкиной, Б.И. Олексивым были описаны основные черты строения этой толщи и оконтурены межгорные прогибы средней юры.

В Приаргунской зоне Забайкалья верхнегазимурские отложения подстилаются континентальными юрскими отложениями калганской свиты, причем граница между этими толщами не всегда отчетлива. Отложения калганской свиты содержат пресноводную фауну из рода *Ferganoconcha* и листовую флору. Возрастная принадлежность этих остатков оценивается неоднозначно. Авторы принимают, что толща калганской свиты формировалась в нижне-среднеюрское время и отмечают поля распространения этих отложений на палеогеографической схеме средней юры (рис. 51).

Накопление конгломератов верхнегазимурской свиты непосредственно сменяется во времени излиянием эффузивов, которые относятся к шадоронской серии. Последняя датируется верхней юрой на основании находки растительных остатков преимущественно в ее верхней части.

Проведенное расчленение мезозойских вулканогенных толщ Забайкалья с использованием массовых определений абсолютного возраста позволило выделить среди них среднеюрскую толщу. В отдельных случаях установлено переслаивание вулканогенных толщ с верхнегазимурскими конгломератами в верхах разреза последних. Интересно отметить, что очень часто отложения калганской, верхнегазимурской свит и среднеюрские эффузивы встречаются в соседних участках, в пределах единых областей распространения.

На палеогеографической схеме показаны участки современного распространения перечисленных выше среднеюрских толщ и намечены первоначальные контуры области среднеюрской аккумуляции. На схеме оконтурены также площади интенсивного поднятия, слабого поднятия и пониженной суши. При этом видно, что в средней юре уже четко обособился ряд сводовых поднятий — изометричные Удинский, Харанорский, Верхне-Газимурский, овальный Урулунгуевский



Рис. 51. Палеогеографическая схема Восточного Забайкалья для среднеюрского времени.

1 — площади современных выходов калганской свиты (J_{1-2}); 2 — площади современных выходов верхнегазимульской свиты (J_2); 3 — площади современных выходов среднеюрских вулканитов; 4 — области слабого поднятия; 5 — области интенсивного поднятия; 6 — предполагаемые контуры среднеюрских прогибов

и др. Характерно, что в средней юре прогибы располагались главным образом у подножий сводов. В верхнеюрское время еще более широко распространился вулканизм, причем произошли перестройка и дальнейшее развитие системы впадин, в пределах которых преимущественно и локализовались эффузивные процессы. Эти впадины в отличие от широких среднеюрских прогибов представляют собой линейные грабены и грабен-синклинали. Произошли изменения в условиях локализации впадин. Крупнейший из среднеюрских прогибов — Борзинско-Калганский был расчленен, и большая его часть была вовлечена в поднятие. На его месте возник, в частности, Алгачинский свод. Соседние Харанорский и Ундинский своды слились в единое сооружение. В отличие от среднеюрских прогибов, локализованных у подножий сводов, верхнеюрские впадины нередко проникали во внутренние части сводовых поднятий.

Так, например, в центральной части Верхне-Газимурского свода возникли полукольцевая система грабенов, а также радиальные грабены. Крупный грабен рассек по диаметру Харанорский свод (Харанорская впадина).

Если палеогеографические схемы дают основание оконтурить своды по периферическим впадинам, то морфоструктурные схемы отражают своды непосредственно в результате зонального размещения уровней рельефа.

Позднеюрские и нижнемеловые толщи в большинстве случаев локализируются в пределах крупных тектонических долин, которые наследуют в основных чертах систему впадин, возникших в конце мезозоя. Эта связь явилась одной из важных предпосылок, на основе которой была сделана попытка реконструировать структурный план позднего мезозоя по современным унаследованным структурным формам. Первым шагом такой реконструкции было составление схемы, на которой отражены взаимосвязанные системы тектонических долин, на основе морфоструктурного анализа современного рельефа.

Тектоническая природа крупных долин Забайкалья обоснована рядом исследователей. При этом необходимо отметить, что особенностью многих таких долин являются не только приуроченность к разрывным нарушениям, но и присущая им тенденция к погружению и аккумуляции четвертичных отложений.

Площади, обрамленные дуговыми системами долин, заключают внутри себя системы радиальных долин, ориентированных в направлении общего центра.

Связь намеченных систем тектонических долин с современными сводовыми поднятиями можно подтвердить на основе данных по деформации поверхности выравнивания. Для выявления этих деформаций составлена схема, где изображены в изолиниях различные гипсометрические уровни положения поверхности выравнивания в Восточном Забайкалье. Удалось выявить два отчетливых сводообразных изгиба этой поверхности в центральной части Восточного Забайкалья. Каждый из сводов окаймлен системой дугообразных тектонических долин, а радиальные располагаются в их внутренних частях.

Поскольку авторы ставили задачу реконструкции верхнемезозойских сводов, напомним, что намеченные системы тектонических долин в основных чертах унаследовали позднемезозойские линейные зоны опускания.

Основные внутренние структурные элементы намечаемых сводов — это прежде всего секториальные блоки, на которые сводовые поднятия расчленены радиальными тектоническими долинами.

В результате проведенной морфоструктурной реконструкции удалось выделить ряд сводовых поднятий, имеющих в поперечнике 50—100 км, секториальные блоки внутри них размером 25—30 км и купольные поднятия диаметром 10 км. Некоторые из оконтуренных

таким образом сводовых поднятий совпадают с намеченными на палеогеографической схеме среднеюрской эпохи. Другие в средней юре еще не существовали. Они образовались позднее и обрамлены синхронно с ними возникшими впадинами, которые выполнены верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

Своды отличаются по форме, размерам, интенсивности неотектонических движений, воссоздавших их. Некоторые из них имеют правильную округлую форму (Верхне-Газимурский), другие — овальную (Ундино-Борзинский, "реликтовый" Урулюнгуевский). При непосредственном соприкосновении двух соседних сводов, когда они в качестве общей границы имеют единую дугобразную впадину, один из сводов как бы деформирует другой. По-видимому, эти соотношения связаны с тем, что своды возникали последовательно и более молодые поднятия налагались на крылья соседних структур.

Радиально-концентрические системы долин, определяющие внутреннее строение сводов, тесно связаны с неотектоническими поднятиями, которые обуславливают центробежный характер речной сети. Некоторые своды, претерпевшие распад, отличаются уже центростремительным характером речной сети (Урулюнгуевский).

Охарактеризуем сводовые поднятия, выделенные в результате проведенных реконструкций.

Ундино-Борзинский свод отчетливо оконтуривается дуговой системой тектонических долин рек Унда, Борзая, Онон. Долины этих рек занимают положение грабенов подножия свода и оконтуривают овальное поднятие, ориентированное в северо-восточном направлении. Центральная, наиболее приподнятая часть этого свода, расположенная в верховьях р. Талангуя, осложнена округлой депрессией диаметром 20—25 км с относительным погружением 400 м. В пределах этого сводового поднятия радиальную систему можно едва наметить по долинам верхнего течения Турги, среднего течения Талангуя и линейно выраженной зоны, расположенной севернее Харанорской впадины.

Общая структура свода хорошо выявляется на гипсометрической схеме, отражающей положение неогеновой поверхности выравнивания. Относительная высота свода по сравнению с впадинами подножий 500 м. Угол наклона крыльев достигает 7—9°.

В пределах Ундино-Борзинского свода преобладают интрузивы верхнеюрского возраста (абсолютный возраст 155—135 млн. лет). Массивы концентрируются в пределах двух зон — внутренней, которая окружает центральную впадину, и внешней, примыкающей к зоне подножий этого свода. Внутренняя кольцевая зона интрузивов отчетливо подтверждается и геофизическими данными. Внешняя зона на северо-западном крыле свода слагается поясом интрузивов и субвулканических тел, простирающихся параллельно Ундино-Даинской впадине от долины р. Талангуя в пределы Агинского палеозойского поля. В юго-восточном крыле свода пояс интрузивов прослеживается от Адун-Челонского массива на юге интрузивов пади Дзалай на северо-востоке. Здесь этот пояс смыкается с кольцевой

группой интрузивов, обрамляющих центральную впадину. На этих примерах можно проиллюстрировать, с одной стороны, локализацию интрузивов в замкнутых поясах, а с другой — некоторую возрастную автономию в развитии интрузивных процессов в пределах отдельных сводов. На примере Балейского рудного узла, который расположен у северо-западной окраины Ундино-Борзинского свода, были установлены особенности пространственного размещения разноэтапной золоторудной минерализации. Проявления трех разновозрастных этапов золоторудной минерализации как бы направленно смещаются от крыльев свода (ранний высокотемпературный) к впадине подножия свода (поздний низкотемпературный). Эта возрастная зональность оруденения, которая, по-видимому, возникла в условиях постепенного разрастания Ундино-Борзинского свода, была названа миграционной. Кроме концентрации оруденения в зоне, примыкающей к подножию Ундино-Борзинского свода, в пределах последнего устанавливается кольцевая зона минерализации, обрамляющая центральную депрессию в истоках р. Талангуя. Здесь преобладает верхнеюрская редкометальная и нижнемеловая флюоритовая минерализация.

Можно предположить, что наиболее ранний этап оруденения в каждом своде сопряжен во времени с началом восходящих движений. Поэтому в сводах, которые возникли, например, на рубеже юры и мела, отсутствуют относительно ранние этапы оруденения.

Верхне-Газимурский свод расположен непосредственно к востоку от Ундино-Борзинского и ограничен замкнутой системой долин полигонального очертания. Внешние контуры этого свода, подчеркнутые дуговыми тектоническими долинами, имеют вогнутые очертания. Прилегающие своды как бы распространяются на фланговые части Верхне-Газимурского свода и, таким образом, являются более молодыми. В действительности, как видно из палеогеографической схемы для средней юры, это один из древних среди мезозойских сводов Восточного Забайкалья. В настоящее время он ярко выражен как поднятие, достигающее высоты 1400 м и полого снижающееся к подножиям до высоты 1100 м при угле наклона крыльев 14° . Весьма отчетливо проявлена в этом своде радиальная система тектонических долин (реки Кавыкуча, Газимур, Зола и др.), которые делят свод на секториальные блоки. В центре этого сводового поднятия расположена область опускания, оконтуренная полигональной системой узких грабенов.

Среднеюрские интрузивы (абсолютный возраст 160–180 млн. лет) преобладают в пределах Верхне-Газимурского свода, где они образуют пояс вокруг его центральной депрессионной структуры. В этот пояс входят интрузивы Быстринской группы: Шахтаминский, Ака-туевский, Пуринский и другие более мелкие. В пределах Верхне-Газимурского свода преобладают среднеюрские и верхнеюрские полиметаллические и молибденовые месторождения.

Средне-Аргунский свод расположен к востоку от Верхне-Гази-

мурского и к северу от Урулунгуевского и примыкает к участку среднего течения р. Аргунь между поселками Нерчинский Завод и Запорожка. Подобно Урулунгуевскому это невысокое сводовое поднятие имеет ассиметричное строение. Оно ограничивается дуговой системой долин рек Верхняя Борзя, Аргунь и депрессионной зоной, расположенной к северо-востоку от Нерчинского Завода. Судя по тому, что к некоторым впадинам из этой же системы приурочены верхнеюрские вулканиты, есть основания считать верхнюю юру временем заложения сводового поднятия. Свод разделен долиной р. Средняя Борзя на два дочерних свода с центральными депрессиями

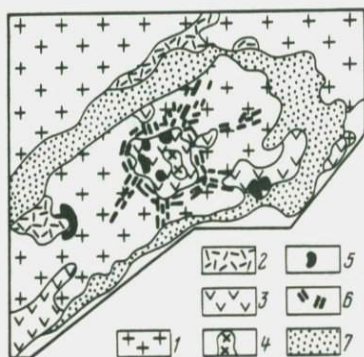


Рис. 52. Схема геологического строения Куйтунского свода.

1 — нижнепалеозойские гранитоиды;
2 — мезозойские кислые вулканиты;
3 — мезозойские вулканиты среднего состава; 4 — мезозойские гранодиориты; 5 — мезозойские малые интрузивы; 6 — мезозойские дайки; 7 — терригенные толщи мезозойских впадин

в районах поселков Кулгукан и Михайловка. В современном рельефе сводовое поднятие хорошо выражено в западной части структуры, где оно достигает высоты 1100 м, тогда как его восточная половина опущена и высоты не превышают 800 м. Вдоль оси структуры, таким образом, прослеживается гипсометрическая ступень, простирающаяся в субмеридиональном направлении.

В металлогеническом отношении область свода достаточно однородна. Фактически сводом контролируется полиметаллический пояс Восточного Забайкалья, который имеет форму овала. Внутри свода намечаются некоторые черты зональности оруденения, выраженные в обособлении в пространстве минеральных типов полиметаллической минерализации.

Куйтунское сводовое поднятие расположено в Приаргунье и отчетливо выражено в структурных формах современного рельефа. Оно обрамлено широкими тектоническими долинами Урулунгуя и верховьев Аргуни, которые, образуют полукольцевой овал. Куйтунское сводовое поднятие наложено на область развития протерозойских толщ, на большей части площади прорванных палеозойскими гранитоидами. Со сводовым поднятием связаны различные мезозойские магматические комплексы, начиная от среднеюрских и включая нижнемеловые. Выделяются яркие структурные и фациально-зональные закономерности в распределении мезозойских магматических комплексов и нижнемеловых осадков впадин по отношению к сводовому поднятию (рис. 52). Магматические комп-

лексы можно разделить на вулcano-плутонические ассоциации палеокальдер, вулканические комплексы периферических впадин и малые интрузивы внутренних частей свода. Зональность в размещении упомянутых комплексов заключается в следующем. В ядре сводового поднятия располагается вулcano-плутоническая ассоциация Куйтунской кальдеры. Последняя обрамлена кольцевым поясом малых интрузивов, от которого в трех радиальных направлениях отходят дайковые пояса. По периферии свода во впадинах располагаются средне-верхнеюрские вулканические комплексы, а также перекрывающие их свиты угленосных осадочных отложений нижнего мела. На фланге свода примыкает к впадинам Тулукуевская палеокальдера. Таким образом, отмечается смена кольцевой вулcano-плутонической ассоциации ядра свода малыми интрузивами радиальных поясов на крыльях свода к периферическим вулканическим комплексам. Характерно, что эти разнообразные комплексы начали формироваться синхронно и обособленно в разных частях свода, что подтверждает их тесную связь с процессом формирования самого поднятия. Действительно, Куйтунская вулcano-плутоническая ассоциация ядра свода сложена в основном среднеюрской трахиандезитовой толщей (159—173 млн. лет) и верхнеюрской липарито-дацитов (154—159 млн. лет). Трахиандезитовая толща прорвана дайками и штоками сиенито-диоритов также среднеюрского возраста (160—161 млн. лет) и верхнеюрскими дайками санидиновых порфиров. Последние образуют также и радиальные пояса. Во внутренней части палеокальдеры вулканы прорваны верхнеюрской интрузией биотитовых гранитов. В настоящее время Куйтунская палеокальдера представляет собой купольное поднятие в рельефе, которое возникло еще в верхней юре в связи с внедрением интрузивов.

Вулканогенные толщи периферических впадин и фланговой Тулукуевской палеокальдеры формировались длительное время, начиная со средней юры. В основании разреза Дуройской впадины, обрамляющей свод с юго-востока, залегает среднеюрская трахиандезитовая толща (174 млн. лет), аналогичная соответствующему покрову палеокальдеры. Выше по разрезу залегает эффузивно-осадочная маякская свита, которая по фаунистическим находкам относится к верхам юры — низам мела. Венчают разрез нижнемеловые отложения, местами перекрытые базальтами.

В бортах Восточно-Урулюнгуевской впадины вскрывается преимущественно верхнеюрская эффузивная толща, которая перекрыта нижнемеловыми отложениями. На последние, в свою очередь, налегают липариты аргунской свиты (нижний мел). Таким образом, формирование как вулканических толщ во впадинах, так и интрузивных и вулcano-плутонических ассоциаций во внутренних частях свода происходило в общем в один и тот же интервал времени и совпадало с формированием свода. Отмечаются также определенные черты зональности в размещении рудопроявлений разного типа в связи с Куйтунским сводовым поднятием. В пери-

ферических, прилегающих к впадинам участках сводов локализуется проявления флюоритовой и редкометальной минерализации. Во внутренних частях свода (Куйтунская палеокальдера) известны проявления грейзенового типа.

Рассмотренные примеры показывают, что локальные своды отличаются определенной рудной специализацией, причем различия в составе эндогенного оруденения выражаются в приуроченности к ним родственных рудных формаций или минеральных типов одной формации, которые распределяются концентрически-зонально в соответствии с контурами свода. Несмотря на сравнительно небольшие размеры локальных сводов их металлогенический профиль носит контрастный характер. Рядом могут располагаться своды, которые сопровождаются или полиметаллическим оруденением, или вольфрамовым и золоторудным, или молибденовым. Таким образом, если мезосводы расчленены на зону ядра и периферическую, которые имеют разный металлогенический профиль, то локальные своды значительно проще по рудоносности и могут быть сравнимы с одной из зон мезосводов. Рудные районы в пределах локальных сводов контролируются обычно их секториальными блоками, подобно тому как оловорудные районы Сихотэ-Алиня приурочены к секториальным блокам ядерных зон мезосводов. На примере Восточного Забайкалья было показано, что те секториальные блоки, которые вмещают рудные районы, отличались тенденцией к преимущественному поднятию еще в предрудное время. С этими блоками совпадают магматические ареалы, близкие по возрасту оруденения. Следует добавить, что блоки рудных районов, как это видно на примере Восточного Забайкалья, группируются в цепочки вдоль сквозных линеаментов, секущих группы локальных сводов. Эти линеаменты рудоконцентрирующего типа проявляются в форме валообразных поднятий.

К иному, по-видимому, более редкому типу относятся отрицательные тектонические формы, сопоставимые по параметрам с локальными сводами. В качестве примера можно указать на Центрально-Алданскую концентрическую структуру.

Эта структура была выделена в одноименном рудном районе В.В. Серединым и подробно охарактеризована в работе [23]. Кратко остановимся на ее основных особенностях, которые позволяют отнести Центрально-Алданскую структуру к самостоятельному тектонотипу.

Рассматриваемая структура имеет несколько удлиненную в меридиональном направлении (вдоль Якутской зоны разломов) форму, протягиваясь с севера на юг на 100 км при максимальной ширине 65–70 км. Ее северо-восточный фланг деформирован разломом северо-западного простирания, отчетливо выделяющимся по геофизическим данным. Формирование структуры происходило в эпоху орогенной активизации, охватившей в мезозойское время территорию Алданского щита, и сопровождалось интенсивными блоковыми перемещениями, мощной магматической дея-

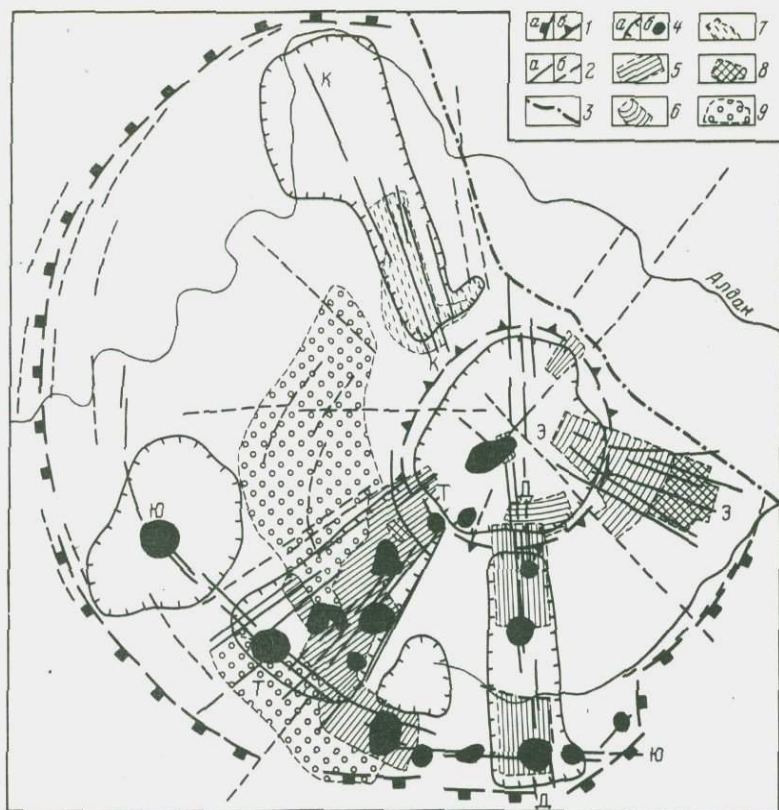


Рис. 53. Схема расположения рудоносных и магматогенных зон в Центрально-Алданской концентрической структуре.

1 — границы: а — концентрической структуры; б — ее ядерной части; 2 — внутренние дислокации Центрально-Алданской структуры: а — крупнейшие радиальные и концентрические зоны разломов: К — Куранахская; Э — Эльконская, Д — Джекондинская, Т — Томмотская, Ю — Юхтинская; б — отдельные радиальные и концентрические разломы; 3 — зона разломов, деформирующая структуру (по геофизическим данным); 4а — границы зон повышенной концентрации магматических образований, б — крупнейшие интрузивные массивы; 5—8 — зоны развития разнотипной рудной минерализации: 5 — сульфидной; 6 — связанной с пирит-анкерит-калишпатовыми метасоматитами; 7 — связанной с пирит-кварцевыми метасоматитами; 8 — молибденит-кварцевой; 9 — участки распространения россыпей

тельностью и массовым рудообразованием. Все эти процессы контролировались дизъюнктивным каркасом Центрально-Алданской структуры, в строении которого главную роль играют радиальные дислокации. В качестве последних выступают как отдельные разломы, так и мощные зоны сближенных разрывов. Выделяются четыре крупные радиальные структуры (Куранахская, Эльконская, Томмотская, Джекондинская), определяющие размещение

цепочек интрузий, дайковых поясов, участков метасоматической проработки и рудоносных зон (рис. 53). Эти радиальные зоны нарушений в большинстве случаев наследуют фрагменты ортогонально-диагональных линеаментных систем древнего заложения.

Использование древней сети разломов происходило при формировании не только радиальных, но и концентрических дислокаций (например, Юхтинская зона разломов, ограничивающая Центрально-Алданскую структуру с юга и юго-востока и контролирующая одноименную дугообразную цепочку интрузий, которая была впервые выделена Ю.А. Билибиным). Разрывы, входящие в эту зону, принадлежат к протяженным линеаментным системам широтного и северо-западного простираний, пересекающимся под тупым углом и прослеживающимся далеко за пределы Центрально-Алданского района. Однако мезозойские магматические образования приурочены только к тем их фрагментам, которые занимают касательное положение относительно границы структуры.

Ведущая роль радиальных дислокаций определила характерный секториально-блоковый рисунок внутреннего строения структуры. Наиболее ярко выраженным секториальным блоком (Байонай-Куранахский, Верхне-Якокутский, Эльконский, Верхне-Селигдарский) свойствен центростремительный наклон поверхности. У первых двух блоков он носит ступенчатый, а у последних — постепенный характер. Ступенчатое погружение фундамента связано со значительной внутренней дифференцированностью Байонай-Куранахского и Верхне-Якокутского секторов, которые соответственно состоят из Байонайского поднятия и Куранахской впадины, Юхтинского поднятия и Верхне-Якокутской впадины.

В центральной части структуры намечается изометричная область, занимающая возвышенное положение относительно прилегающих участков всех, кроме Эльконского, секториальных блоков, что предполагает наличие в структуре морфологически выраженного ядра, представляющего собой локальное поднятие. Оно имеет, вероятно, надынтрузивную природу и сформировалось над крупным многофазным скрытым плутоном; наличие его на глубине устанавливается по комплексу признаков.

Таким образом, общая тектоническая форма Центрально-Алданской структуры может быть определена как воронкообразная, осложненная локальным центральным поднятием и дифференцированными перемещениями секториальных блоков, ограниченных радиальными разломами.

В соответствии с центральной симметрией и особенностями внутреннего строения Центрально-Алданской структуры находится, по данным Е.П. Максимова, зональность размещения магматических пород различной формационной принадлежности. Так, щелочной магматизм (лейцитит-щелочно-сиенитовая формация) проявился главным образом в опущенных участках секториальных блоков, тяготеющих к центральной части структуры.

Ближе к ее периферии выделяется прерывистая концентрическая зона развития продуктов щелочно-основного и щелочно-ультраосновного магматизма. И, наконец, к краевой области поднятий приурочены магматические тела в основном монзонит-сиенитовой формации.

Латеральная зональность свойственна и строению ареалов каждой из названных формаций. Для первой из них типична локализация лейкократовых разновидностей лейцитит-щелочно-сиенитовой формации в центральной части ареала, а щелочно-базитовых и щелочно-ультрабазитовых пород в его краевой зоне. Для второй — смена серий субщелочных сиенитов сериями щелочноземельных сиенитов в направлении от центра ареала.

Наряду с описанной концентрической зональностью отмечается иногда хорошо выраженная магматическая специализация секториальных и осложняющих из локальных блоковых и купольных структур.

История развития Центрально-Алданской структуры имеет специфические особенности. Ее становление произошло, по-видимому, в позднем триасе, когда после длительного спокойного амагматического периода в районе началась магматическая деятельность, сопровождавшаяся дифференцированными блоковыми движениями. Весьма вероятно, что в рассматриваемом случае формированию отрицательной структуры центрального типа не предшествовал этап сводообразования.

В заключение следует подчеркнуть, что в настоящее время Центрально-Алданскую структуру можно охарактеризовать лишь в самых общих чертах. Динамика глубинных масс, которая привела к формированию концентрической структуры, носила, по-видимому, чрезвычайно сложный характер. На это, в частности, указывают отдельные элементы ее строения, позволяющие предположить участие в образовании структуры субгоризонтальных вихревых движений. О них, по-видимому, может свидетельствовать существование дуговых и даже S-образных радиальных разломов; некоторые черты спиральности в рисунке дуговых дислокаций; широкое развитие сдвиговых деформаций, в том числе по разломам, входящим в радиально-концентрическую систему; распространение субгоризонтальных зон дробления, а также общая воронкообразная форма структуры.

Рассмотрим закономерности размещения в Центрально-Алданской структуре мезозойской рудной минерализации. Главную роль играют упомянутые выше радиальные системы разрывных нарушений, каждое из которых контролирует самостоятельную рудоносную зону.

Среди радиальных рудоконтролирующих структур следует выделить Куранахскую, Эльконскую и Томмотскую, определяющие местоположение важнейших рудоносных зон Центрально-Алданского района. Все они расположены строго под углом 120° друг к другу.

Куранахская рудоносная зона прослеживается только в той части одноименной системы радиальных разрывов, которая пересекает прилегающую к центру структуры опущенную часть секториального блока — Куранахскую впадину. Именно здесь в радиальных разрывах,

залеченных дайками щелочных пород, локализуются рудоносные пирит-кварцевые метасоматиты.

Для Эльконской рудоносной зоны типична закономерная смена тяготеющей к ядру структуры эндогенной минерализации, связанной с калиевыми метасоматитами — кварц-молибденовой минерализацией, развитой ближе к ее периферии. Оруденение приурочено к радиальным разрывам, наследующим архейские швы бластокатаклизмов.

Сульфидная минерализация (лебединский тип) сосредоточена в основном в радиальных (Томмотской и Джекондинской) зонах и в заключенном между ними отрезке Юхтинской концентрической зоны разломов, т. е. по обрамлению Верхне-Якутского секториального блока. Рудные тела, расположенные в наиболее продуктивной Томмотской зоне, контролируются разрывами, занимающими поперечное или диагональное к ней положение.

Таким образом, рудоносные зоны Центрально-Алданского района занимают закономерную симметричную позицию в одноименной концентрической структуре и приурочены главным образом к радиальным системам разломов, пересекающим и ограничивающим блоки с различным режимом развития и отличным характером проявления магматизма. Это, по-видимому, в значительной степени определило пестроту вещественного состава рудной минерализации Центрального Алдана.

5. ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Представление об очаговых структурах было выдвинуто и обосновано И.Н. Томсоном совместно с М.А. Фаворской [40]. В этот новый класс структур, обычно наложенных на складчатые и иные дислокации, объединяются купольные и блоковые поднятия, а также осложняющие их кальдеры опускания размером не более 50 км в поперечнике, возникшие под воздействием вертикально направленных эндогенных сил. В их числе выделявшиеся ранее Э. Уиссером рудоконтролирующие купольные поднятия. Е.В. Свешникова и другие исследователи подробно характеризовали интрузивные и эффузивные комплексы центрального типа, которые приурочены к кольцевым структурам.

Вулканические кальдеры и трубки взрыва, а также вулканотектонические структуры нередко рассматриваются как рудоконтролирующие. В.А. Невский системы кольцевых разломов рассматривал как рудолокализирующие структуры.

Среди метаморфических толщ древнего возраста широко распространены так называемые гнейсовые купола. Подобные или сходные структуры иногда возникают среди фанерозойских толщ в зонах мигматизации. Выделяются также особые кольцевые структуры, именуемые криптоэксплозивными и криптомагматическими. Было установлено, что многие эндогенные купола могут находить выражение в структурных формах современного рельефа.

Проводились также сравнения между кольцевыми структурами Земли и планет земной группы, которые показывают, что кольцевые образования — один из фундаментальных типов эндогенных структур планет. У всех этих на первый взгляд существенно различных образований имеются общие черты, которые позволяют относить их к родственному классу эндогенных структур.

К числу объединяющих особенностей можно отнести наложенный характер по отношению к структуре вмещающих толщ, возникновение многих из них в орогенных условиях преобладающего поднятия. Это позволяет считать их типоморфными для тектоно-магматической активизации. Позднее было установлено, что очаговые структуры достаточно типичны и для эвгеосинклиналей.

Структуры рассматриваемой группы возникают под воздействием вертикальных сил порожденных влиянием местных изменений объема глубинных масс. Показатель изменений объема и плотности вещества — гравитационные аномалии, которые сопровождают структуры этого типа.

Очаговые дислокации отличаются от складок тем, что им обычно не сопутствуют сопряженные и одинаковые по размерам структуры противоположного знака. Характерны для очаговых структур системы внутренних дислокаций, среди которых преобладают радиально-концентрические.

Ранее были рассмотрены некоторые особенности структур, возникающих в условиях активизации. Были высказаны соображения о необходимости различать структуры двух классов по происхождению и масштабам: сводовые и очаговые. Основанием для этого разделения послужили: а) факты дискретного распределения структур по размерам (при преобладании групп с размерами до 400, 1000—1500, 2000—6000 и более 50000 км² и т. д.); б) соотношения в пространстве разномасштабных структур, которые выражаются в тесной взаимосвязи между структурами до 400 и 1000—1500 км², а также между структурами 2000—6000 и более 50000 км², при совершенно независимом положении структур I и II порядков.

Важная специфическая особенность очаговых структур — тесная ассоциация с ними ареалов магматических пород или площадей развития анатектонических образований. Исключение составляют те из них, которые именуются криптомагматическими.

Системы разноориентированных структурных барьеров могут определять положение блоков, вмещающих ареалы магматических пород. В результате активного воздействия внедряющихся магм на структуру вмещающей среды нередко возникают специфические дислокации, среди которых важное место принадлежит кольцевым разломам. Последние могут играть роль барьерных нарушений, ограничивающих магматические ареалы по площади. Таким образом, магматические ареалы (или крупные интрузивные тела) могут ограничиваться по площади как полигональной системой разломов, так и кольцевыми и дуговыми разломами. Кольцевые и полигональные блоки испытывают куполообразное воздымание благодаря вертикаль-

ному магматическому давлению или, наоборот, просадку в область опустошающейся магматической камеры. Эти процессы могут чередоваться во времени. Упомянутые динамические воздействия приводят к изгибанию участка земной коры над очаговой зоной, нередко к ее "выклиниванию" по вновь возникшим кольцевым разломам (или по системе полигональных нарушений) и образованию в пределах очаговой структуры системы внутренних дислокаций, которые в общем случае имеют радиально-концентрический характер. Очаговые структуры обычно сопровождаются также гравитационными аномалиями и бывают выражены в структурных формах современного рельефа.

В результате проведенных исследований и обобщения литературного материала ареалами магматизма, отвечающими поставленным условиям, оказались ассоциации изверженных пород, которые контролируются структурами, достигающими по площади 1500 км².

Эти структуры, как правило, имеют изометричные очертания, определяющиеся пересечением по крайней мере двух линейных зон. Образующиеся в границах таких пересечений блоки автономно накладываются на различные структуры земной коры. Об относительно небольшой глубине расположения тектонически активных магматических очагов подобного типа свидетельствуют данные о глубинах схождения конических даек, соизмеримых с поперечниками рассматриваемых структур.

Таким образом, активные магматические очаги, оказывающие механическое воздействие на вмещающие толщи, располагаются в пределах земной коры, о чем свидетельствует также преобладание в пределах многих очаговых ареалов изверженных пород кислого и среднего состава при подчиненной роли пород базальтоидной группы.

Нет основания, однако, отрицать, что возникновение коровых очагов происходит под влиянием более глубинных процессов. Об этом свидетельствует проникновение глубинных базальтовых расплавов по разломам, ограничивающим очаговые структуры, в пределах которые синхронно с этими базальтами образуются кислые изверженные породы.

Перечислим дополнительные доказательства очаговой природы описываемых структур. Индикаторами магматических очагов, как известно, являются интрузивы центрального типа, вулканоплутонические кальдеры и интрузивные купола. Эти структуры контролируются кольцевыми разломами, возникшими в результате динамического воздействия магм очага. Внешние кольцевые разломы в структурах такого типа играют роль барьеров, за пределы которых фактически не проникают магматические внедрения. Это позволяет считать, что они определяются размерами горизонтальных сечений питающих магматических очагов.

Кальдерные постройки не всегда имеют строго кольцевую форму. Иногда они приобретают полигональные очертания, и тогда роль барьеров, ограничивающих поле распространения магматических по-

род, на отдельных участках играет уже не кольцевой разлом, а фрагменты прямолинейных зон разрывных нарушений. В этих случаях поле магматических пород как бы охватывается рамками полигонального блока, в которое оно вписано.

Таким образом, не существует принципиальной разницы между магматическими ареалами, ограниченными кольцевыми разломами, и соизмеримыми с ними ареалами, контролирующимися полигональными блоками, что подтверждается существованием переходных форм.

Впервые механизм образования конических и кольцевых (цилиндрических) интрузий объяснил Е.М. Андерсон в 1936 г., изучавший массивы центрального типа Шотландии. Разрывы, контролирующие центральные интрузии, по его мнению, образуются в результате изменения давления в магматическом очаге. Из-за избыточного давления магмы могут возникать куполовидные поднятия и конические разломы, сопровождаемые коническими интрузивами. При уменьшении давления магмы относительно вмещающих пород могут возникнуть кольцевые разломы, которые близки к цилиндрическим или круто падают во внешние стороны. Таким образом, интрузивы центрального типа и вулканические кальдеры контролируются структурами, непосредственно генерированными в результате воздействия очага, т. е. очаговыми структурами.

Как уже отмечалось ранее, очаговые структуры обнаруживают дискретное распределение по размерам. Соответствующие гистограммы авторы составляли для кольцевых структур мира, причем были получены максимумы в интервалах 100–200, 400–600, 900–1000 км². При статистическом анализе площадей структур, намеченных Н.Т. Кочевой на неотектонической схеме куполов Забайкалья (соответствующих мезозойским очаговым структурам), получены максимумы для структур с размерами до 300, 500–600, 800–1000, 1200–1500 км². М.И. Зубин составил гистограмму частот встречаемости кальдер Камчатки, причем наметил максимумы в 300 км² ($\Phi=4-6$ км), около 100 км² ($\Phi=10-12$ км) и 400–500 км² ($\Phi=24-26$ км). Все эти данные свидетельствуют о большей относительной распространенности структур с размерами 800–1300, 400–600 и менее 300 км².

Исходные палингенные очаги коровых магм по размерам соответствуют, по-видимому, тем максимумам на гистограмме, которые определяются наибольшими по площади структурами (первичные очаги). Локальные очаговые структуры меньших размеров чаще образуются или в результате постепенного отмирания исходного очага, или в связи с возникновением дополнительных промежуточных очагов (вторичные очаги).

Вероятно, чем глубже расположен питающий промежуточный очаг и чем крупнее его размеры, тем больше будет соответствующий ареал магматических пород. При этом характер ассоциаций магматических тел будет различный. Наиболее крупные ареалы представляют собой рои интрузивов, вулканических построек или даек, а более

мелкие соответствуют отдельным вулканическим центрам или интрузивным массивам, не превышающим в поперечнике наименьших из приведенных выше размеров.

Многие вулканологи считают, что питание некоторых современных вулканов происходит непосредственно за счет глубинных магматических очагов, расположенных в верхней мантии. Дифференциация магматического материала, по этим представлениям, осуществляется в магматическом столбе, выводящем магму из исходного очага к поверхности. При этом роль промежуточных очагов в процессе дифференциации и само их существование ставятся под сомнение.

Наиболее последовательный защитник этих представлений — Г.С. Горшков, который еще в 1956 г. предположил по эффекту поглощения продольных волн существование магматического очага под Ключевской группой вулканов только на глубине 50–60 км.

Затем появились геофизические данные, уточняющие наши представления о состоянии расплавов в магмоконтролирующих структурах под вулканическими аппаратами. Это работы С.А. Федотова и А.И. Фарберова, установивших под Авачинской группой вулканов наличие зон с поперечником около 25 км, обогащенных магматическим веществом. Примененные этими исследователями методы позволили установить наличие такого столбообразного тела в интервале глубин от 80 до 20 км ниже земной поверхности.

В последнее время все большее внимание привлекают идеи о существовании промежуточных очагов, в которых магма останавливается перед излиянием на поверхность. В сводке Г.А. Макдональда, опубликованной в 1961 г., приводятся некоторые данные, свидетельствующие о наличии подобных очагов и об их особенностях. Отметим также, что расчеты, сделанные М.И. Зубиным, подтвердили существование близповерхностных магматических очагов для кальдер с диаметром менее 12–16 км.

Отметим, что очаговыми структурами мы именуем пологие поднятия, связанные с купольным изгибом или блоковыми подвижками, а также глыбовые просадки, происходящие в результате местного воздействия вертикальных сил и ассоциирующие с ареалами магматических пород, не превышающими по размерам 1500–2000 км². Структуры этого типа часто развиваются в областях активизации и в отличие от складок не сопровождаются соразмерными структурными формами противоположного знака.

Изучению очаговых структур, весьма важных для локализации оруденения, до последнего времени не уделялось достаточного внимания, хотя тяготение рудоносных площадей, например, к изолированным антиклинальным структурам отмечалось уже давно. Систематическое изучение рудоносных купольных поднятий впервые было сделано Э. Уиссером в пределах региона западных штатов США. Успеху исследований Э. Уиссера способствовали особенности геологического строения региона, где широко распространен слабдеформированный чехол. Благодаря этому пологие очаговые куполы

устанавливаются непосредственно на геологических картах. Напротив, в подвергшихся складчатости регионах, где отсутствует полого залегающий чехол, выявление наложенных куполов сопряжено с большими трудностями. Подобные структуры удавалось выделять лишь в тех случаях, когда к ним приурочены кольцевые магматические комплексы. Однако за последнее десятилетие большие успехи были достигнуты в распознавании купольных структур геологами Забайкалья, Казахстана, Приморья.

В результате исследований И.Г. Рутштейна в Восточном Забайкалье были выявлены купольные поднятия, наложенные на складчатые мезозойды, но имеющие ряд особенностей, присущих гнейсовым куполам. Последние сопровождаются метаморфизмом, развитием сланцеватости, пльчатости и своеобразных складок ламинарного течения, будинажа, которые получают более интенсивное развитие в периферических частях куполов. Эти структуры и текстуры свидетельствуют о развитии пластических явлений и являются следствием формирования купольных структур на фоне повышенных тепловых потоков, которые в крайнем выражении приводят к мигматизации и способствуют развитию текстур пластического течения вещества. В свою очередь, образование мигматитовых и гнейсовых куполов в древних толщах сопровождалось пластическими явлениями, особенно интенсивными в периферической зоне, а также явлениями диапиризма. В периферической зоне гнейсовых куполов развиваются крутопадающие и лежащие складки пластического течения. Гнейсовые купола сопровождаются явлениями гранитизации в их ядрах. По мнению В.В. Белоусова, купола в древних толщах образуются под воздействием горячих сквозьмагматических растворов. Таким образом, можно предполагать родственный механизм образования как гнейсовых куполов, так и очаговых структур в толщах фанерозоя. Об этом свидетельствуют существование промежуточных структур между гнейсовыми и очаговыми куполами и многие общие их структурно-морфологические особенности.

Таким образом, суммируем признаки очаговых структур.

1. Очаговые структуры наложены на складчатые дислокации и, как было отмечено Э. Уиссером для купольных поднятий, отличаются от брахискладок тем, что занимают изолированное положение, не сопровождаются соразмерными формами противоположного знака.

2. Очаговым структурам присуща своеобразная система внутренних дислокаций, среди которых главная роль принадлежит радиально-концентрическим.

3. Пространственно с ними связаны ареалы магматизма, у которых отмечается преобладание близких по возрасту и генетически родственных между собой пород.

4. Большинство очаговых структур характеризуются индивидуальными аномалиями геофизических полей. В числе последних особое значение имеют гравитационные минимумы и периферические пояса положительных магнитных аномалий.

5. Пространственно с очаговыми структурами различных размеров нередко бывают связаны рудные районы, узлы и поля, причем внутренние дислокации контролируют размещение отдельных месторождений.

6. Очаговые структуры разных масштабов (первичные и вторичные) совмещаются в пространстве, причем последние, связанные с промежуточными очагами, как бы осложняют первые. При этом как первичные, так и вторичные очаговые структуры имеют принципиальное сходство морфологии и систем внутренних дислокаций.

Далее на отдельных примерах рассмотрим рудоносные очаговые структуры различных типов от простых куполов до кальдерных построек.

Примером простого купола может служить Экугский площадью 7 км², который определяет позицию оловорудного поля на Центральной Чукотке. Последняя представляет собой складчатую область, которая завершила развитие к началу нижней юры. Но только в меловое время здесь произошло массовое внедрение интрузивов, а также широко проявились процессы оруденения. Эти явления были связаны с тектоно-магматической активизацией, в результате которой возникли также наложенные сводовые поднятия и очаговые структуры, связанные с активным воздействием внедряющихся магм. Верхнетриасовые толщи, среди которых расположено рудное поле, смыты в синклинальную складку. В ядро этой складки внедрилась группа магматических тел позднемелового возраста. Последние обнаруживают определенные черты зональности в размещении вокруг центрального штока гранит-порфиоров. Помимо центрального штока гранит-порфиоров в крыльях купола расположена система радиальных даек кварцевых порфиоров, расходящихся от центрального штока. Эти магматические тела заключены в пределах округлой площади, обрамленной по периферии системой полукольцевых и дуговых даек лампрофиоров.

Как показало детальное картирование горных выработок, проведенное В.Д. Нартиковым, по направлению к упомянутому штоку происходит изменение условий залегания осадочных толщ. Последние полого падают в разные стороны от центрального штока, обнаруживая куполовидную структуру, которая осложняет ядро синклинали. Оруденение локализуется в радиальных дайках кварцевых порфиоров в месте их пересечения концентрической зоной трещиноватости. Эти дайки избирательно подверглись топазизации и содержат оловянное оруденение. Есть основания считать, что радиальная и концентрическая система разрывов, вмещающих дайковые тела, непосредственно связана с наложенным куполом, размер которого в поперечнике составляет несколько километров (рис. 54). По периферии купола отмечается также концентрическая зона развития мелких складок, свидетельствующая о том, что помимо сопутствующих разрывов при формировании купола возникали также и вторичные пликативные дислокации.

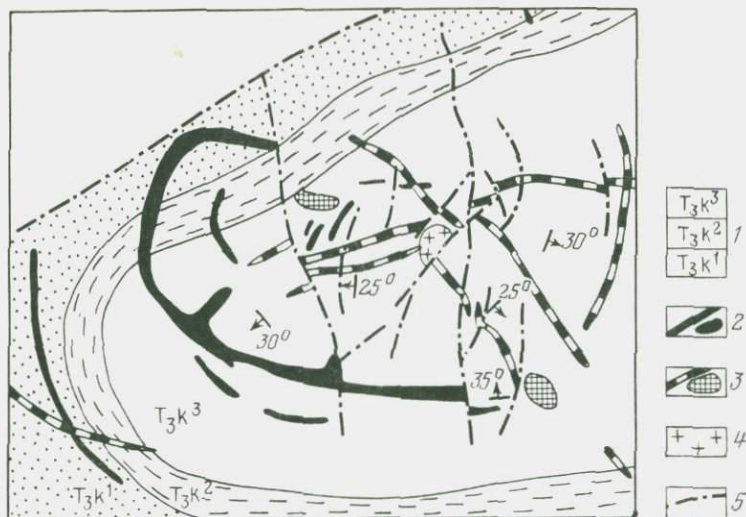


Рис. 54. Схема геологического строения Экугского купола на Чукотке. По В.Д. Нартикову и др.

1 — триасовые терригенные толщи; 2 — дайки лампрофиров; 3 — дайки и штоки кварцевых порфиров; 4 — гранитоиды; 5 — разрывные нарушения

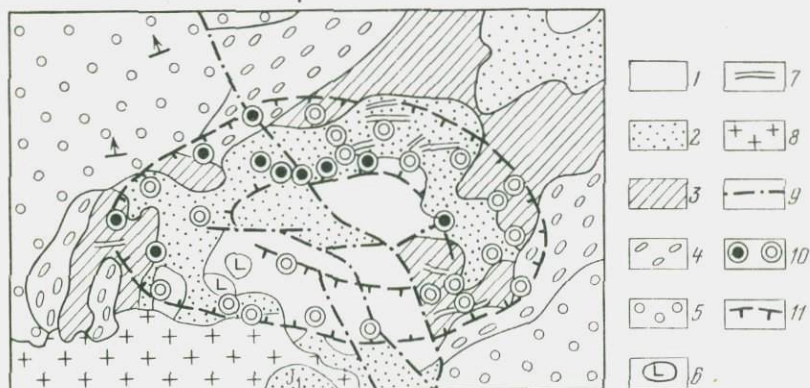


Рис. 55. Схема геологического строения Алгаичинского купола в Забайкалье.

1 — нижнепалеозойская толща; 2 — песчаники акатуевской свиты (J_1); 3 — конгломераты базановской свиты (J_1); 4 — песчаники и конгломераты бохинской свиты (J_{1-2}); 5 — конгломераты верхнегазиму́рской свиты (J_2); 6 — диориты; 7 — дайки диоритовых порфиров и лампрофиров; 8 — биотитовые граниты; 9 — разрывные нарушения; 10 — месторождения и рудопроявления; 11 — зона концентрации оруденения

Следует отметить, что радиально-концентрические системы дислокаций закономерно сопровождают возникновение изометричных куполов, что хорошо воспроизводится при экспериментах. Интересно, что рудное поле совпадает с купольным поднятием в современном рельефе. Охарактеризованные особенности строения Экугского месторождения повторяются и в пределах других рудных полей. Так, близкий аналог Экугского рудного поля — оловорудное поле Маунт Бишофф на о. Тасмания или Санлайт в США.

Для этих примеров характерна магматическая и рудная зональность, причем во внутренней части структур локализуются штоки plutonических пород, а в периферической — дайки малых интрузивов и субвулканических тел.

Помимо изометричных купольных поднятий существуют более сложные типы очаговых структур. Среди них овальные и удлинённые купола, которые Э. Уиссер именовал "антиклиналями". Характер внутренних дислокаций удлинённых поднятий отличается от изометричных. Остановимся на некоторых примерах этой разновидности очаговых структур. Отчетливую связь со структурой, напоминающей брахиантиклинальное поднятие, среди юрских отложений обнаруживает Алгачинское рудное поле в Забайкалье. Рудные месторождения в его пределах группируются в кольцевой пояс, окружающий упомянутую брахиантиклиналь (рис. 55). Размеры последней 15x9 км. Есть основание считать, что Алгачинское поднятие образовано позднее завершающей складчатости, которая происходила в конце нижней юры. В его крыльях залегает дислоцированная среднеюрская моласса верхнегазимуурской свиты, которая обычно выполняет широкие синклинали. Само поднятие носит изолированный характер, не сопровождается соразмерной синклиналью и вытянуто в широтном направлении при обычном северо-восточном простираннии нижнеюрских складок. Таким образом, Алгачинское поднятие носит черты наложенной купольной структуры, однако магматические проявления имеют ограниченное распространение и представлены дайками диоритовых порфиров и лампрофиров, расположенных по периферии купола. Особенности внутренних дислокаций в пределах Алгачинского купола подчеркнуты контурами блоков палеозойских толщ, вскрывающихся в его ядре. Эти блоки обрамлены системой разрывов, которые дугообразно изогнуты и обращены выпуклостью к оси поднятия. Такая система разрывов и характерна для удлинённых куполов. Особенность Алгачинского купола — своеобразная концентрическая система дислокаций, приуроченная к его периферии. Здесь расположена серия флексур и мелких узких антиклиналей, которые сопровождаются разрывами. Эта зона имела важное значение для локализации месторождений. Интересно отметить, что Алгачинский купол находит выражение в тектонических формах современного рельефа.

Помимо полноразвитых форм существуют также полукупола, примером которых может служить полукупол Офир, контролирующий

свинцово-серебряное оруденение. Упомянутая структура расположена среди палеозойских толщ плато Колорадо и имеет поперечные размеры в несколько километров. Куполообразование происходило только в северном крыле разлома Каньон. Полукупол расчленен системой радиальных разломов. По мнению Д. Гилули, в районе Офир существует на глубине интрузивный шток, который играл активную роль в формировании полукупола. Оруденение контролируется местами пересечения радиальных трещин с благоприятными для замещения пластами известняков.

Дальнейшее усложнение формы очаговых поднятий может быть сопряжено с увеличением роли прямолинейных региональных разломов в качестве границ этих структур. Этому случаю соответствуют полигональные формы очаговых поднятий. К их числу относятся некоторые блоки, контролирующие рудные районы в Восточном Забайкалье. Они были охарактеризованы в разделе, посвященном сводовым поднятиям. Занимая положение секторов в сводах, эти блоки по размерам соответствуют классу очаговых структур. О принадлежности их к очаговым структурам свидетельствуют связанные с ними системы внутренних дислокаций. Последние в общих чертах повторяют те системы дислокаций, которые присущи очаговым структурам, обрамленным кольцевыми разломами.

Так, например, блок, контролирующий Шахтама-Акатуевский рудный район, отличается своеобразным распределением дайковых концентраций, которые образуют в пределах блока радиальные пояса с центром у южной периферии блока. Другие пояса обрамляют блок по периферии. Они маркируют собой соответствующие системы дислокаций, образование которых могло происходить с изгибанием блока под влиянием вертикальных условий.

Помимо купольных поднятий к очаговым структурам относятся и отрицательные эндогенные структуры типа кальдер и так называемых вулкано-тектонических депрессий. Они находятся в тесной взаимосвязи с очаговыми куполами. Известны, в частности, примеры куполов, осложненных кальдерами, а также случаи эволюции кальдер в купольные поднятия. По-видимому, слабое куполовидное вздутие предшествует кальдерным просадкам в общем случае.

Образование кальдер принято рассматривать как результат просадки надочагового блока при полном или частичном исчерпании магматического очага. При этом возникают структуры центрального типа, сопровождающиеся разнофациальными магматическими комплексами. Кальдеры в ряде случаев контролируют рудные узлы и даже районы нередко с минерализацией эпипермальной группы формаций.

Очаговое купольное поднятие, осложненное в центральной части кальдерой, охарактеризовано Э. Уиссером на примере структуры, контролирующей рудный узел Сильвертон. В данном случае отчетливо проявляется взаимосвязь между куполообразованием и последующим возникновением кальдеры в ядре купола. Куполообразование

происходило многократно, причем в ларамийское время оно сопровождалось внедрением радиальных даек гранодиорит-порфиров, а позднее штоков кварцевых монцонитов, которые контролировались кольцевыми разрывами. После интрузивов образовалось полиметаллическое и золотое оруденение. В третичное время произошло излияние эффузивов и возникла кальдера в центральной части купола. Золотое и свинцово-серебряное оруденение располагается в отдельных секториальных блоках купола, особенно насыщенных радиальными разрывами. В их пределах отмечается центробежная позтапная зональность оруденения, причем более поздние проявления минерализации смещены все дальше в направлении периферии купола.

Более простой пример отрицательной очаговой структуры представляет собой Тулукуевская кальдера диаметром 12 км, расположенная в Восточном Забайкалье и изученная Л.П. Ищуковой, Г.А. Шатовым и др. в 1971 г. По данным этих авторов, кальдера расположена среди каледонских гранитов, выполнена стратифицированными верхнеюрскими эффузивами, подстилаемыми базальными конгломератами. Эти толщи имеют наклон внутрь кальдеры. Субвулканические интрузивы находятся по периферии кальдеры, где они контролируются кольцевым разломом. Кальдера расчленена на блоки системой региональных разломов северо-восточного, меридионального и северо-западного простираний, по которым происходили сбросо-сдвиговые подвижки. Последние входят в Кличкинско-Дарасунскую систему разломов фундамента. Эти системы региональных разрывов контролируют размещение рудной минерализации. Характерно, что рудоносные разрывы сопровождаются валообразными поднятиями фундамента кальдеры. Помимо секущих нарушений рудная минерализация локализуется в периферических частях кальдер, где контролируется концентрическими системами разрывов.

Далеко не всегда кальдеры очагового типа бывают ограничены кольцевыми разломами. Примером полигональной структуры подобного типа может служить, по данным В.А. Баскиной., вулканический массив горы Якут (Южный Сихотэ-Алинь) [40].

Рассмотрим несколько подробнее строение рудоносной Маджаровской кальдеры (Болгария). Маджаровская палеоген-неогеновая вулканотектоническая структура расположена в восточной части Родопского массива. Внутри кальдеры заключено одно из самых крупных рудных полей Восточных Родоп. Это месторождение изучается уже в течение 70 лет. Различные исследователи предлагали множество схем строения рудного поля и развития процессов минерализации. Приведем краткое описание кальдеры преимущественно на основе работ И.И. Вапцарова, посвященных морфоструктурному анализу, и В.И. Гергелочева, который рассмотрел проблему глубинного строения и условия размещения оруденения внутри кальдеры (рис. 56).

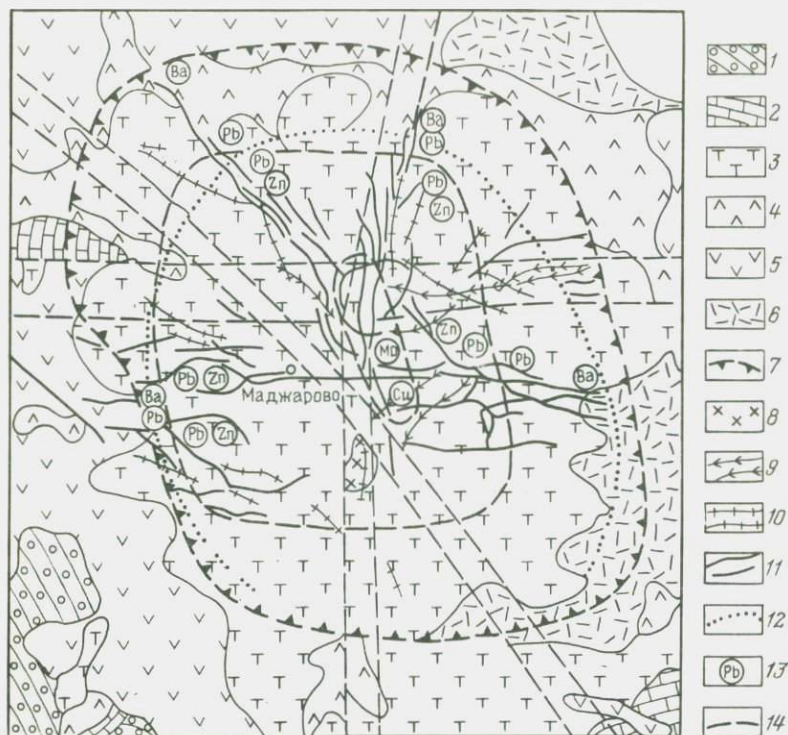


Рис. 56. Структурная схема Маджаровского рудного поля. По Г.И. Гергелочеву.

1 — конгломератовая свита палеогена; 2 — нижняя туфогенно-осадочная свита палеогена; 3 — трахиандезитовые лавы и пирокласты; 4 — андезито-базальтовые лавы; 5 — андезитовые лавы и пирокласты; 6 — дацитовые лавы и пирокласты; 7 — граница кальдеры проседания; 8 — интрузивные колонны; 9 — субвулканические андезито-базальтовые дайки; 10 — субвулканические трахиандезитовые дайки; 11 — рудные жилы и рудоносные нарушения; 12 — граница рудного поля; 13 — обозначение рудного минерала; 14 — границы специализированных рудных зон

Маджаровская вулcano-тектоническая впадина в современном рельефе выступает как эллипсовидная структура, относительно приподнятая в современном рельефе, но с опущенным центром. Площадь ее 116,8 км². Современная структура кальдеры отпрепарирована эрозионными процессами, которые подчеркнули все основные структурные элементы ее внутреннего строения. Границы структуры хорошо маркируются окраиной эффузивного поля и перегибами гипсометрических уровней. Отчетливо выделяется центральная опущенная часть Маджаровской структуры. По морфологическому облику эта часть структуры напоминает котел. Склоны центрального

опускания крутые, сильно разрушенные, уступообразные. На дне опускания наблюдаются крупноглыбовые рыхлые отложения.

Центральная часть Маджаровской морфоструктуры пространственно совмещена с Маджаровской кальдерой, которая наложена на более крупную Ардинскую вулканическую депрессию и полностью повторяет ее очертания. Следует отметить, что Ардинская вулканическая депрессия выполнена в основном маджаровской эффузивной свитой, сложенной лавами и пирокластами трахиандезитового, андезитового, дацитового состава, а Маджаровская кальдера сложена породами одного только подразделения этой свиты.

Развитие Маджаровской кальдеры происходило на протяжении пяти этапов. В течение первого этапа произошло пологое поднятие, на фоне которого образовалось кальдерное проседание и сформировалась осадочно-эффузивная свита Ардинской депрессии. Для второго этапа (трахиандезитового) характерно еще одно резкое поднятие, а затем трехкратное кальдерное проседание с образованием крупного трахиандезитового лавового покрова и кольцевых полос андезито-базальтов.

Третий этап ознаменовался образованием сателлитных поднятий в периферии кальдеры и секущего валообразного поднятия северо-северо-западного простирания. В этот период произошло извержение андезитовых лав и пирокластов.

Четвертый этап (дацитовый) характеризуется последующим осложнением кальдеры, с внедрением силикатного расплава и образованием трубообразных и штокверковых тел, малых интрузий и андезитовых и андезито-базальтовых даек. В конце этапа происходит опускание секториальных блоков, которое сопровождалось рудообразованием.

В последний, пятый этап отмечается новое региональное поднятие с заложением новых кольцевых разломов и образованием пород осадочно-эффузивной свиты.

Внутреннее строение кальдеры подчинено радиально-концентрической системе дислокаций. Проявлена отчетливая концентрическая зональность в размещении вулканогенных пород. Если центральный опущенный блок кальдеры заполнен трахиандезитовыми лавами и пирокластитами, то ее периферическая часть сложена в основном андезитобазальтами, андезитами и дацитами. Кроме того, осадочно-эффузивные породы образуют дугообразные полосы в периферии депрессии.

Ареалы интрузивных пород также имеют концентрически-зональное строение. В центральной части кальдеры расположен центральный некк, состоящий из монзонит-порфиров и сиенит-порфиров. Около некка располагаются дугообразные дайки того же состава и цилиндрические интрузивные тела, расположенные вдоль кольцевых нарушений. Дугообразные и кольцевые структуры преобладают в Маджаровской кальдере. Концентрическая зональность выражена также в размещении тектонических элементов современного рельефа.

Анализ гипсометрических уровней рельефа показывает их концентрическое расположение относительно центра кальдеры. Кроме того, для кальдеры характерен центростремительный рисунок речной сети.

Следует отметить также, что основные рудные жилы и рудоносные нарушения и дайки имеют радиальное расположение по отношению к центру кальдеры. Во внутренней части Маджаровской кальдеры интенсивность оруденения наивысшая. В рамках опущенного блока кальдеры (во вложенной кальдере) интенсивность оруденения и глубина его проникновения увеличивается к ее центру.

Зональность разнотупной минерализации в Маджаровском рудном поле носит концентрический характер, который проявляется вокруг центра кольцевой структуры и коррелируется с метасоматической зональностью. Концентрическая эндогенная зональность отмечается в форме трех кольцеобразных зон вокруг центрального некка: центральная зона с медно-молибденовым оруденением, внутренняя зона с свинцово-цинковым и внешняя зона с золото-серебряной, цеолитовой, агатовой, аметистовой и кварц-баритовой минерализацией.

Унаследование концентрических и радиальных нарушений рудными жилами и дайками привело к образованию рудно-магматических пучков, к которым часто бывают приурочены богатые рудные столбы. Последние обычно локализуются в пересечении концентрических и радиальных дислокаций кальдеры.

Сравнение Маджаровской и Адрасманской кальдер позволяет заключить, что важной структурной особенностью рудоносных кальдер является то, что в их пределах узлы повышенной рудоносности бывают приурочены к внутренним "вложенным" кальдерным построениям меньшего диаметра. Как установлено Г.А. Тананаевой и Н.Т. Кочневой, в Адрасманской кальдере выполняется дополнительная кальдера, вмещающая штокверковое оруденение, которое располагается выше полиметаллических жил. Из этого примера можно заключить, что условия, благоприятные для концентрации оруденения, возникают в дочерних очаговых структурах.

Таким образом, рудные узлы и поля чаще контролируются отдельными участками вторичных очаговых структур. Другими благоприятными условиями для возникновения крупных рудных узлов являются: приуроченность рудоконтролирующих очаговых структур к "жестким" выступам основания; их положение в узлах пересечения рудоконтролирующих линеаментов и разломов. Внутри очаговых структур важную роль в распределении оруденения играют их внутренние дислокации. При этом позиция оруденения отличается большим разнообразием. Действительно, в одних примерах на первое место выступают концентрические дислокации, в других — радиальные. Можно наметить несколько благоприятных структурных позиций оруденения в очаговых структурах: а) радиальные разрывы в сочетании с концентрическими нарушениями или толщами, благоприятными для локализации оруденения. Радиальные разрывы могут ограничивать секториальные блоки, причем рудоносными обычно

бывают приподнятые сектора; б) периферические системы кольцевых и полигональных трещин в пересечении с валообразными поднятиями; в) концентрические зоны разрывных нарушений, обрамляющие центральную впадину или центральную выположенную часть купола в сочетании с радиальными и другими разрывами; г) участки перекрытия соседних очаговых структур.

6. СИСТЕМЫ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ХАРАКТЕР ИХ РУДОНОСНОСТИ

Концентрические структуры различных рангов могут занимать изолированное положение или группироваться во взаимосвязанные системы. Они могут быть линейными в случае связи концентрических структур с зонами линеаментов, дугообразными, когда контролируются фрагментами концентрических дислокаций структур более высокого порядка, или сателлитными в случае, если цепь дочерних структур образует замкнутый концентрический пояс. Охарактеризуем типы таких систем и особенности локализации оруденения в их пределах. В настоящее время имеются предварительные данные о связи характера и степени рудоносности концентрических структур с их положением в системах. Далее уделим внимание в основном этим вопросам, не останавливаясь подробно на характеристике конкретных концентрических структур в пределах систем.

Линейные системы концентрических структур

Наиболее простой тип систем концентрических структур — линейные пояса, контролирующиеся зонами линеаментов. В пределах этого типа систем различаются четыре подтипа, соответствующие трем таксономическим рангам орогенных структур. Крупнейшие системы именуются сводово-рифтовыми. Они слагаются мегасводами, расчлененными осевыми, а также периферическими рифтами. Осевые впадины соседних мегасводов сливаются в единые системы рифтов, наследующие древние линеаменты, вдоль которых группируются своды. Эти зоны линеаментов обычно имеют изломанные очертания.

Подобные системы обычно простираются согласно со структурами фундамента, а слагающие их мегасводы имеют удлиненную и овальную форму. Это дает основание рассматривать сводово-рифтовые системы как согласные, взаимосвязанные с древним структурным планом основания. Характерная особенность сводово-рифтовых систем — приуроченность к ним вулканических комплексов, хотя и интенсивность вулканизма сильно меняется по простираению одних систем. Восточно-Африканская сводово-рифтовая система — яркий и хорошо изученный пример систем этого типа. Проявленный вулканизм контролируется осевыми грабенами сводов, особенно местами их расщепления, а также концентрическими дислокациями мегасводов. Наиболее распространены магматические тела оливин-базальто-

вой и фонолитовой формаций. Рифтовые впадины осложнены дугообразными разломами, залегающими в пределах приподнятых "плечей" рифтов. Эти разломы часто контролируют расположение вулканических аппаратов и рудной минерализации. Проявленное оруденение — редкометалльные карбонатиты, кимберлитовые трубки — группируется вдоль дуговых разломов по периферии сводов и вдоль осевых грабен.

Подобная металлогеническая специализация типична для сводово-рифтовых систем, заложенных на щитах. В тех случаях, когда подобные системы накладываются на области завершенной складчатости, вулканизм отличается известково-щелочным или субщелочным составом, причем щелочность и основность магм повышаются в поздний период вулканизма (Забайкалье, Срединный Тянь-Шань). Эти системы сопровождаются гораздо более разнообразными типами оруденения, из которых наиболее типичное — флюоритовое.

Морфологическое сходство со сводово-рифтовыми системами имеет орогенная структура Анд, где серия удлинённых мегасводов группируется в линию меридионального и северо-западного простираний. Отчетливо проявленная центральная впадина (грабен Альтиплано) проходит по осевой линии системы смежных мегасводов. Отличие орогенного пояса Анд от известных сводово-рифтовых систем заключается в различном глубинном строении. Для Анд характерно наличие глубокого корового корня, а для сводово-рифтовой области — поднятие астеносферного слоя. Особенность сводовой системы Анд состоит в том, что связанный с ней неогеновый вулканизм последовательно смещался во времени из области западных крыльев сводов в пределы их восточных крыльев. Точно также асимметрично расположены по отношению к грабену Альтиплано металлогенические зоны разного типа и возраста. При этом, как видно на примере поясов оловорудной минерализации различных типов, они образуют дугообразные по форме зоны, согласные с концентрическими дислокациями свода и опирающиеся на грабен Альтиплано.

К другому подтипу линейных систем следует отнести группы мегаконцентрических структур, вытянутых вдоль линеаментных зон, достигающих по ширине первых сотен километров. Мегаконцентрические структуры в этих системах не всегда можно характеризовать как простые своды. Они скорее представляют собой чередование концентрических валов и депрессий. Грабенообразные и рифтоподобные впадины в этих условиях не имеют широкого развития. Магматизм орогенного периода представлен гранитоидными телами и системами протяженных дайковых поясов, следующих вдоль радиальных и концентрических дислокаций. В отличие от линеаментов, контролирующих сводово-рифтовые системы, линеаментные зоны, вдоль которых группируются мегаконцентрические структуры, имеют сквозной характер, устойчивое простирание и могут пересекать области различного тектонического типа. Это позволяет именовать характеризуемый тип систем "сквозным". Интересно, что для

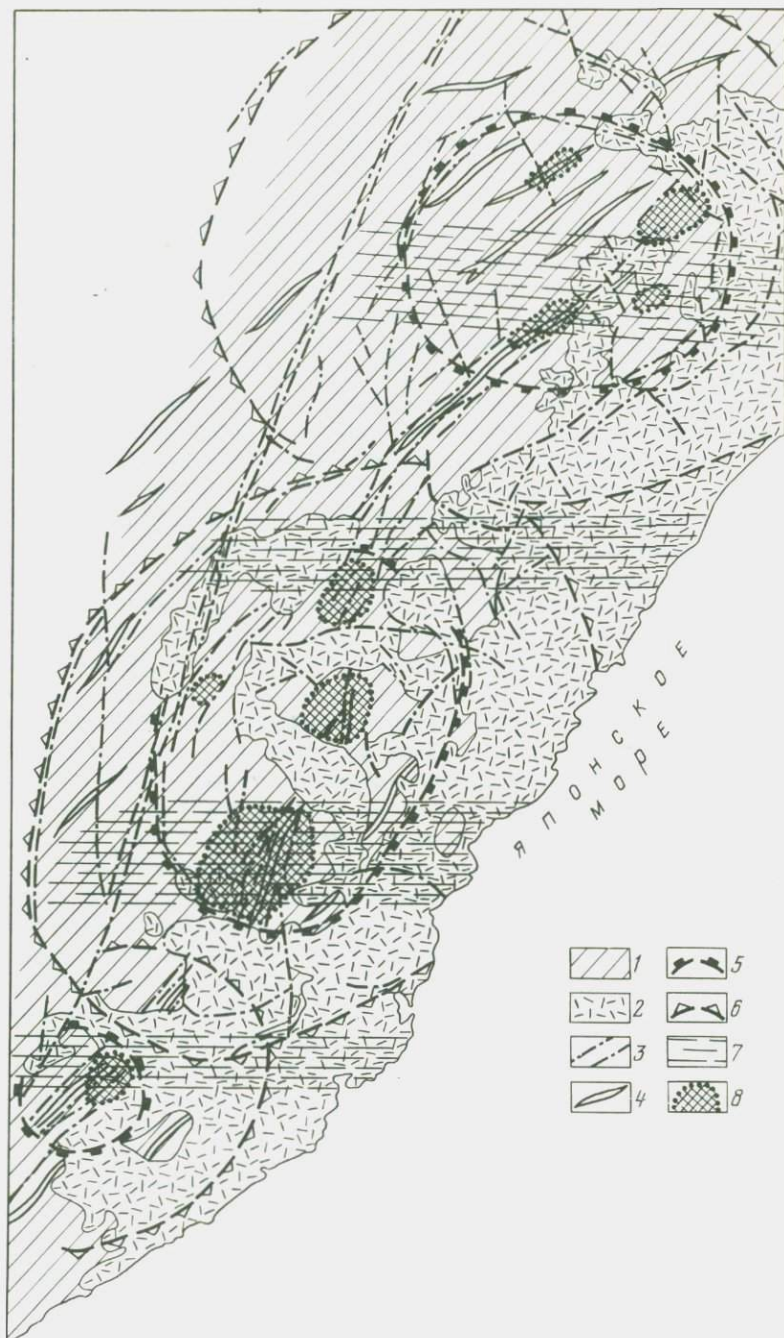


Рис. 57. Линейная система сводов Южного Сихотэ-Алиня и положение оловорудных районов в их пределах. По И.Н. Томсону.

1 — складчатые толщи; 2 — вулканиты мела — палеогена; 3 — разломы; 4 — оси антиклинальных складок; границы внутренних частей сводов: 5 — внутренних, 6 — внешних; 7 — сквозные линеаменты; 8 — касситерит-силикатно-сульфидные рудные районы

этих систем весьма характерна определенная металлогеническая специализация. Они контролируют сквозные золотоносные и меднорудные пояса, которые можно рассматривать как металлогеническую категорию нового типа. В Евразии эти пояса имеют северо-западную ориентировку и были охарактеризованы выше на примере системы Верхояно-Колымских линеаментов.

Орогенные мезоструктуры и локальные структуры размерами в поперечнике 70—300 км также нередко группируются в линейные системы.

Примером подобной системы может служить линейная цепь изометричных сводов Восточного Сихотэ-Алиня. Последние были обнаружены в результате применения морфоструктурных методов и дешифрирования космических снимков и охарактеризованы выше В.В. Серединым.

Сводовые поднятия Сихотэ-Алиня определяют дуговые и концентрические группировки гранитоидных тел, контролируют дайковые пояса, апофизы пояса вулканитов. На фоне общей поясовой металлогенической зональности, охарактеризованной Е.А. Радкевич и другими исследователями, сводовые поднятия определяют концентрическую металлогеническую зональность II порядка, осложняющую свойственную для региона генеральную линейную продольную зональность. Сводовые поднятия контролируют металлогеническую зональность. Важной чертой рассматриваемой цепи сводов является ее металлогеническая неоднородность, выраженная в смене с севера на юг профилирующей кварцево-рудной минерализации оловорудной. Эта смена тесно коррелирует с направленным изменением концентрических структур в рассматриваемом ряду, которые отличаются по внутреннему строению, характеру тектонической эволюции, особенностям глубинного строения, а также по составу ассоциирующих с ними магматических образований.

Помимо влияния мезоконцентрических структур на металлогеническую зональность в регионе рассмотрим условия концентрации оруденения. Позиция целого ряда локальных рудоносных площадей определяется особенностями тектонического строения линейной цепи мезоконцентрических структур как единой целостной системы.

Примером закономерного положения рудных узлов в рассматриваемой цепочке мезоконцентрических структур Сихотэ-Алиня являются рудные узлы, расположенные в участках сочленения и перекрытий соседних мезоконцентрических структур.

Такую позицию занимают Верхне-Удоминский и Оекмо-Джедагский рудные узлы, расположенные в зоне пересечения краевых

концентрических систем нарушений Северо-Сихотэ-Алинской и Нижне-Амурской структур.

В концентрации оруденения большая роль принадлежит линеамен-там, секущим цепь сводов. Последняя группируется вдоль системы линеаментов северо-восточного направления. В сводах Южного Сихотэ-Алия на касситерит-силикатно-сульфидное оруденение специализированы внутренние, ядерные их части.

Большинство промышленных рудных районов приурочено к внутренним частям сводов, где они секутся зонами разломов северо-восточного простирания (рис. 57). Глубинное сейсмическое зондирование позволило установить валообразное поднятие мантии, которое прослеживается и под Кавалеровским рудным районам. Возможно, оно коррелируется с системой северо-восточных разломов и валообразных поднятий через центральные части сводов. Так, через центральную часть Средне-Сихотэ-Алинского свода происходит система Колумбинских разломов северо-восточного направления, с которыми сопряжены узкие линейные антиклинали, в ядрах которых вскрываются юрские толщи. Система Колумбинских разломов разделяет два крупных тектонических блока, находящихся на различном уровне эрозионного среза. В юго-западном направлении система характеризуемых разломов разветвляется, причем одна ветвь прослеживается в направлении центрального структурного шва, а другая в субмеридиональном направлении через Октябрьский и Красно-реченский рудные районы в пределы Кавалеровского блока. Здесь система разломов также сопровождается узкими антиклиналями северо-северо-восточного направления.

Эта линейная система выступает также в виде узкого и протяженного антиклинального выступа с триасовыми и юрскими толщами в его ядре.

К этой протяженной системе разломов и валообразных поднятий приурочено большинство касситерито-силикатно-сульфидных рудных районов и узлов Сихотэ-Алия. Последние локализуются в местах пересечения валообразным поднятием внутренних оловоносных зон сводов. Дополнительный благоприятный фактор — положение этих узлов в пределах сквозных широтных дислокаций.

Таким образом, в характеризуемой линейной системе сводовых поднятий устанавливается важное значение для локализации рудных районов северо-восточной валообразной зоны дислокаций, проходящей через центры сводовых поднятий. Эта валообразная зона сопровождается на отдельных интервалах цепочками мелких интрузивных тел и жерловых аппаратов, дайковыми поясами. Рудные тела имеют простирание, согласное с осевой зоной.

Локальные концентрические структуры, которые выделяются как очаговые и контролируют размещение магматических комплексов, также нередко группируются в линейные пояса (например, линейные цепи очаговых структур плато Джос в Нигерии). Соседние очаговые структуры в линейных рядах накладываются одна на другую, создавая впечатление об их последовательном образовании.

Тип оруденения, связанного с очаговыми структурами, в линейных рядах обычно сохраняется, а интенсивность изменяется в широких пределах. Причина этого в настоящее время еще недостаточно ясна. Определенную роль могут играть узлы пересечения линейаментов.

Сателлитные системы концентрических структур

Особый тип систем образуют разнопорядковые концентрические структуры, тесно связанные в своем расположении. По конфигурации эти системы напоминают планету со спутниками, поэтому авторы называют их условно сателлитными. Они образуются в результате размещения кольцевых структур подчиненного ранга вдоль концентрических дислокаций более крупных структур. Эти соотношения можно видеть на примере орогенных структур Срединного Тянь-Шаня. Был изучен Кураминский орогенный свод, который осложнен системой кальдер и вулкано-купольных структур [32].

Кураминский свод представляет собой позднепалеозойское орогенное поднятие, исключительно насыщенное магматическими комплексами этого возраста. Форма сводового поднятия овальная. Он вытянут в северо-восточном направлении. Разновозрастные вулканические комплексы располагаются в пределах свода концентрически, причем центральная часть сводово-глыбового поднятия сложена в основном ниже-среднекарбовыми вулканитами минбулакской и акчинской свит. Внутренняя часть свода оконтуривается зоной с более молодыми (верхнепалеозойскими) вулканитами оясайской, шурабсайской и кызылнуринской свит.

В пределах Кураминского свода прослеживается система дайковых поясов, которые оконтуривают полукольцом его внутреннюю часть (рис. 58). Приуроченность дайковых концентраций к границе двух зон свода свидетельствует о раздвиговой ее природе.

Системе дайковых поясов сопутствует также концентрический пояс кальдер и вулкано-купольных сооружений, которые были выделены ранее в регионе исследованиями Н.П. Лаверова, В.А. Арапова и др. Морфология дайковых поясов достаточно сложна, причем упомянутые очаговые структуры усложняют их конфигурацию, так как обтекаются роями даек или в более редких случаях рассекаются ими вдоль осевой части. Очаговые структуры, приуроченные к концентрическому дайковому поясу, отличаются повышенной рудоносностью и фактически представляют собой рудные районы или узлы, несущие пермское оруденение. Напротив, очаговые структуры, расположенные за пределами концентрического пояса, характеризуются относительно пониженной рудоносностью.

Подобная "сателлитная" система концентрических структур повторяется и в другом масштабе в пределах одной крупной очаговой структуры. Это относится прежде всего к Лашкерекской концентрической структуре, в центре которой расположена одноименная кальдера. Изучение этой структуры проведено С.Н. Задориной и Н.Т. Кочневой с привлечением материалов дешифрирования космических снимков и морфоструктурного анализа. Установлено, что

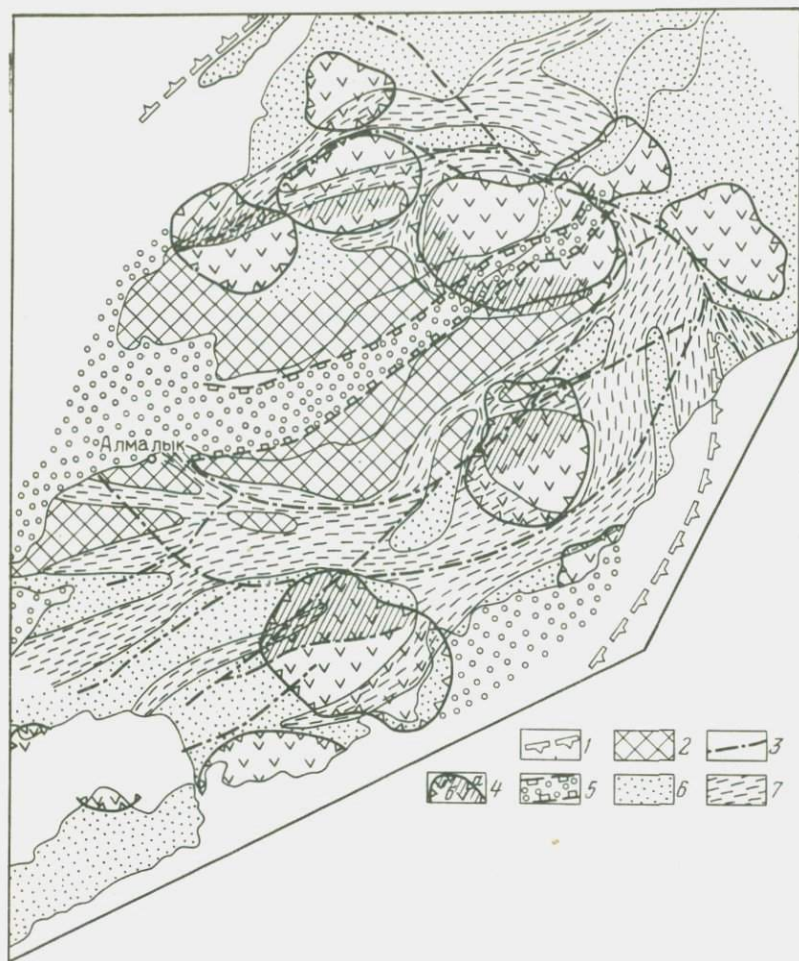


Рис. 58. "Сателлитная" система концентрических структур Чаткало-Кураминского региона. По И.Н. Томсону.

1 — граница Кураминского свода; 2 — внутренняя область Кураминского свода; 3 — разломы; 4 — кальдеры (а) и площади рудных полей в их пределах (б); 5 — осевая впадина свода; 6 — внешняя зона свода; 7 — пояса даек

Лашкерекская структура как по периферии, так и в центральной части осложнена дочерними кольцевыми дислокациями. Это тоже "сателлитная" система, но уже низшего порядка. Система небольших куполов, а также отдельных кальдер, которые расположены по периферии Лашкерекской структуры, образуют кольцевой пояс.

Металлогеническое значение Лашкерекской структуры заключается в том, что она контролирует рудный район с разнообразными типами оруденения, среди которых профилирующее значение имеет свинцовое. Интересно, что в рамках рудного района отмечается до-

вольно отчетливая концентрическая зональность низшего порядка, которая в миниатюре как бы повторяет металлогеническую зональность, связанную с Кураминским сводовым поднятием. Достаточно отчетливо от периферии к центру выделяются следующие рудные зоны: флюоритовая, медно-висмутовая, свинцово-цинковая. В пределах отдельных дочерних структур происходит концентрация оруденения в такой степени, что они контролируют рудные поля. Последние обычно локализуются в местах пересечения концентрических структур меридиональными системами разломов.

Таким образом, в системах концентрических структур сателлитного типа рудоносны в основном те структуры подчиненного масштаба, которые группируются в концентрическом поясе по периферии внутренней части более крупного кольцевого сооружения. Локальные очаговые структуры, расположенные за пределами этого пояса, могут не сопровождаться сколько-нибудь значительной минерализацией вообще.

Гирляндовые системы концентрических структур

В качестве особого типа систем концентрических структур можно выделить их дугообразные пояса, в пределах которых более крупные структуры как бы соединены в единые цепи концентрическими структурами меньших размеров. В таких системах чередуются разнорядковые структуры. Особенность этих систем состоит в том, что история развития, магматизм и характер оруденения крупных концентрических структур отличаются от таковых в структурах подчиненных рангов.

Примером подобной системы концентрических структур является орогенный пояс Срединного и Северного Тянь-Шаня. Этот орогенный пояс образует выпуклую на юг дугу, которая простирается согласно с южным обрамлением Казахстанской глобальной мегаконцентрической структуры. Орогенез проявлялся неоднократно. В Северном Тянь-Шане он начался в каледонское время и был возобновлен в герцинское одновременно с возникновением и развитием орогенных тектонических движений в Срединном Тянь-Шане. Таким образом, как единая система этот ороген стал существовать начиная с герцинского времени. Пояс сводов отчетливо проявлен на морфоструктурной схеме, отражающей тектонические формы современного рельефа. Это в основном цепь сводов, размеры которых по длинной оси 200—250 км. В этот пояс сводов входят Западно-Тяньшаньский, Молдотау-Киргизский, Терской-Кунгейский и Кетменский. Каждый из них имеет овальные очертания и осложнен по длинной оси асимметричными грабенообразными впадинами. Впадины опоясываются большей частью дугообразными хребтами или системами хребтов, чередующихся с долинами. Между крупными овальными сводами расположены как бы соединяющие их концентрические структуры с размером в диаметре около 100 км. Эти структуры в рельефе выражены как умеренные поднятия округлой формы и отличаются

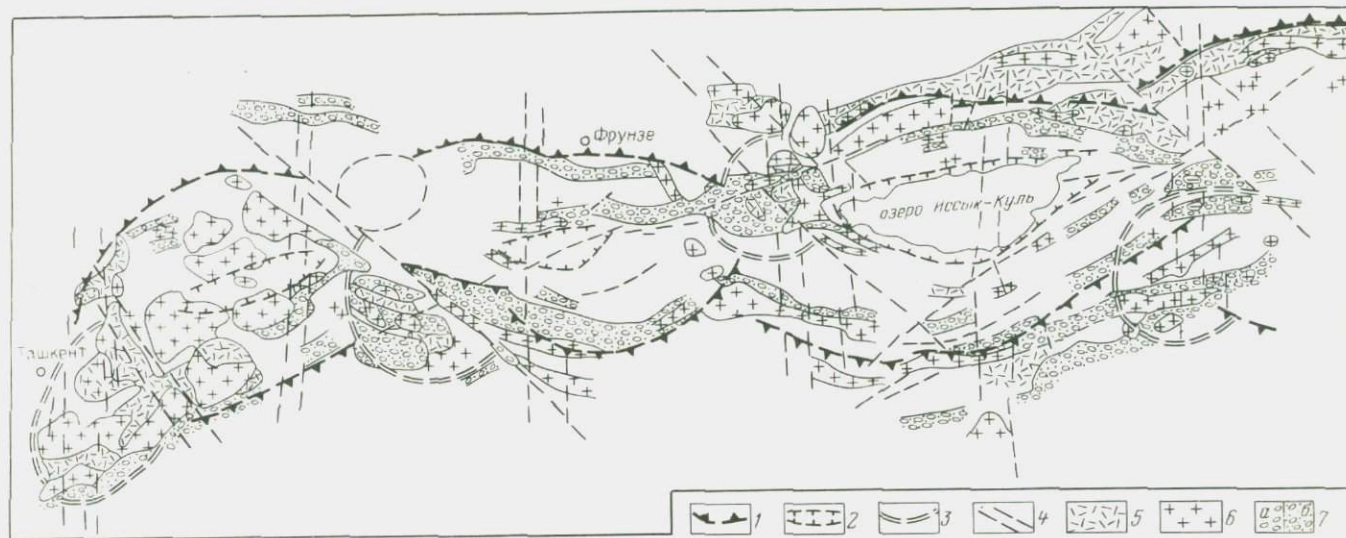


Рис. 59. Палеоструктурная схема системы сводов Северного Тянь-Шаня. По Н.Т. Кочневой.

1—4 — основные тектонические элементы, выделенные по результатам дешифрирования космических снимков: 1 — границы сводовых поднятий, 2 — контуры центральных впадин, 3 — границы соединительных сводов, 4 — основные нарушения; области распространения пород позднепалеозойского времени: 5 — вулканогенные формации, 6 — ареалы интрузивных пород, 7 — континентальные осадочные толщи (моласса, песчаники)

очень сложной и глубокой расчлененностью. В свою очередь, они осложнены многочисленными блоковыми дислокациями и кольцевыми сооружениями небольших размеров. Следует также отметить, что помимо приуроченности соединительных кольцевых структур к стыкам более крупных сводовых поднятий они одновременно находятся на пересечении орогенного пояса линеаментами меридионального простираения.

Большинство структур орогенного пояса Срединного и Северного Тянь-Шаня имеют специфическое геологическое выражение. Так, крупным сводам присуще наличие дугообразных периферических, а также центральных впадин, выполненных континентальными отложениями позднего палеозоя. Орогенные впадины сводов восточной киргизской части пояса были заложены значительно ранее, начиная с ордовикского времени.

Тесно связаны с внутренней структурой сводов герцинские гранитоиды, которые в пределах восточной группы сводов образуют узкие дугообразные цепи в крыльях сводов, а в пределах Западно-Тянь-шаньского свода образуют крупные массивы во внутренней его части (рис. 59).

С крупными сводами связаны редкометалльные, магнетитовые, медные рудопроявления.

В начале герцинского орогенного периода у стыков крупных сводов располагались изометричные впадины, выполненные терригенными и вулканическими толщами. Эти участки характеризуются мелкоблоковой тектоникой и позднее также были вовлечены в поднятия. В настоящее время они представляют собой изометричные сводовые поднятия, которые играют роль соединительных звеньев крупных сводов. Важное отличие локальных сводов типа Кураминского и др. — широкое проявление в их пределах позднегерцинского вулканизма. Здесь же концентрируются и относительно молодые интрузивные тела.

Особенность металлогении локальных сводов — высокая концентрация рудопроявлений особенно полиметаллического и медного состава. Повышенная рудоносность соединительных звеньев в этой цепи сводов, возможно, связана с тем, что они располагаются в местах пересечения орогенного пояса меридиональными линеаментами, имеющими рудоконцентрирующее значение.

Рассмотренные выше системы концентрических структур трех типов — линейные, "сателлитные", "гирляндовые" — имеют заметную специфику геологического строения в орогенный период развития. По существу они соответствуют структурным типам орогенов, а сами сводовые и другие концентрические структуры являются типоморфными формами активизации континентальной коры. В пределах систем каждого типа достаточно отчетливо устанавливаются индивидуальные металлогенические закономерности, а также специфические черты в расположении наиболее крупных рудных районов. Все это свидетельствует о том, что установление типа систем концентрических структур позволяет сделать серьезные прогнозные заключения и выделить в этих системах наиболее перспективные узлы.

ГЛАВА V
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛИНЕАМЕНТОВ
И КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

1. ЭВОЛЮЦИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ
СТРУКТУР В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ

Линеаменты и концентрические структуры представляют собой фундаментальные дислокации и образуют структурный каркас планет земной группы. Зарождение этих дислокаций происходило уже на ранних стадиях формирования планет. Метод сравнительной планетологии позволяет получить представления о характере и последовательности структурообразования на Земле. На некоторых из планет тектоническая эволюция завершилась на ранних стадиях, и они в какой-то мере могут рассматриваться как прообразы Земли на ранних стадиях ее эволюции. При этом необходимо иметь в виду изначальные различия планет, выражающиеся в закономерном изменении их плотности по мере удаления от Солнца. По мнению В.Л. Барсукова, это связано с дифференциацией протопланетного вещества еще до формирования самих планет [2]. О структурообразовании можно говорить, начиная со стадии аккреции. Как отмечает В.Л. Барсуков, ударно-взрывной процесс этой стадии может создать магматические камеры и в конечном итоге привести к формированию первичной ударно-магматической материковой коры. Этот тип коры, по-видимому, присущ Луне. Предполагается, что отрицательные концентрические структуры Луны могли первично возникнуть как ударные, но затем развиваться как магматогенные. Однако присутствие линейных рядов концентрических структур на Луне, по-видимому контролирующихся зонами линейных дислокаций, свидетельствует в пользу существования на Луне эндогенных концентрических образований. Обращает внимание абсолютное преобладание на Луне отрицательных концентрических структур, тогда как на Земле, напротив, приоритет принадлежит концентрическим структурам положительного знака — сводовым и купольным поднятиям. Последние известны также на Марсе, где они присутствуют наряду с отрицательными структурами, которые достигают больших размеров, чем на Луне. Сводовые поднятия и сопровождающие их рифтовые впадины характерны лишь для относительно крупных планет и отсутствуют на небольших [22].

Существуют представления, что на "лунной" стадии развития поверхность Земли напоминала кратерированный ландшафт Луны с крупными кольцевыми бассейнами. Последние могли возникнуть в результате падения гигантских метеоритов, завершивших аккреционный этап развития планет. Отмечается морфологическое сходст-

во крупнейших "морских" бассейнов Луны и некоторых планет и глобальных концентрических структур Земли, которые были охарактеризованы выше.

Первичная аккреционная кора Земли оказалась захороненной. Представления о "лунной" стадии развития Земли можно получить, рассматривая лунные структуры, которые хотя и имеют возраст в 3—4,5 млрд. лет, но сохранились не искаженными эрозией и не перекрыты осадочным чехлом [6]. Основные элементы структуры лунной коры — области морского и континентального тектогенеза. В пределах последних особенно широко развиты цирки и разломы. Вдоль разломов группируются системы цирков, и, кроме того, сами лунные цирки имеют часто полигональную форму, которая определяется сочетанием разломов. Характерный структурный элемент Луны — борозды, напоминающие рифтовые впадины. Таким образом, на основании аналогии можно предполагать, что возникновение разломов происходило и в "лунную" стадию развития Земли. Как отмечает О.Б. Гинтов, в рельефе материков Луны поступают системы гребней, которые имеют преимущественно меридиональное простирание. Ранние цепи цирков птоломеевского периода наложены на гребнистый рельеф. В связи с этим уместно сравнение с протоструктурным планом Земли (см. рис. 8). Как уже отмечалось, доминирующими простираниями в архейской коре были меридиональные.

Отличие последующей, нуклеарной стадии развития Земли — формирование сиалических ядер, которые образованы гранитоидными скоплениями. Эти протоконцентрические овалы в дальнейшем стали основой щитов, срединных массивов и пр. Они слагались концентрическими структурами подчиненных порядков, в том числе гранито-гнейсовыми куполами. Помимо овалов и линейных меридиональных структур в нуклеарную стадию развития Земли возникли линеаменты северо-западной и широтной ориентировок. Широтные линеаменты были локализованы в зонах критических параллелей.

В протерозое по периферии некоторых крупнейших овалов возникали геосинклинальные системы, которые в целом образовали глобальные мегаконцентрические структуры. Развитие этих структур продолжалось в течение длительного периода, причем полициклический геосинклинальный процесс сменялся со временем орогенными условиями и активизацией "жестких" овалов мегаструктур. Разнородные внутренние зоны мегаструктур объединены общей направленной зональностью. В качестве примера мы рассмотрели строение Казахстанской мегаструктуры. Глобальные мегаконцентрические структуры были заложены в докембрии. В более поздние эпохи они уже не возникали.

В противоположность глобальным структурам концентрические структуры подчиненных рангов возникали многократно на протяжении большей части истории развития Земли. Более интенсивные тепловые потоки в ранние стадии ее развития сопровождались широким развитием анатексиса и метаморфизма. Неравномерный харак-

тер таких потоков выражался, вероятно, в обособлении тепловых колонн. Поэтому ранние типы локальных концентрических структур представлены гранито-гнейсовыми куполами. Им на смену в фанерозое пришли магматогенные очаговые структуры, которые возникали под динамическим воздействием глубинных магм, концентрировавшихся во вторичных очагах. Среди них выделяются плутоногенные купольные структуры, вулканогенные купольные и кальдерные постройки. Последние очень широко распространены в вулканических поясах. Локальные концентрические структуры возникали как в орогенных, так и в эвгеосинклинальных условиях. В эвгеосинклинальных трогах формировались вулканические поднятия, в пределах которых происходила более глубокая дифференциация вулканического материала. Таким образом, очаговые структуры (размером до 1500 км²), имея сквозной характер во времени, резко изменились от гранито-гнейсовых куполов к очаговым структурам.

Иначе развивались крупные сводовые структуры различных порядков. Большинство из них возникало в эпохи массового развития орогенеза. Только некоторые мегаструктуры начинали зарождаться в недрах геосинклиналей, выступая на завершающих стадиях их развития в качестве дуговых или даже круговых кордильер. Мезоконцентрические структуры и локальные своды уже полностью образовались в орогенные периоды и их формирование носило эпизодический характер.

Линеаменты и глубинные разломы также относятся к древнейшим дислокационным формам планет, что подтверждается анализом фотоснимков, произведенных космическими аппаратами. Так, помимо меридионально ориентированных структурных линий на материковых и морских поверхностях Луны, по данным А.Т. Базилевского и др., существуют две преобладающие диагональные системы линеаментов северо-западного и северо-восточного направлений. Предполагается возникновение этих систем на разных этапах развития Луны [26].

Согласно современным представлениям становление планетарной сети линеаментов Земли носило перманентный характер, что позволяет наметить эпохи регматогенеза. Так, выделяются рифейская, силур-раннедевонская, позднепермская — триасовая, позднеюрская — раннемеловая и плиоцен-четвертичная эпохи. В начале каждой из них преобладали условия сжатия, сменявшиеся условиями раздвигания.

2. ХАРАКТЕР ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Концентрические структуры и зоны линейных дислокаций представляют собой контрастные морфологические типы тектонических структур. Однако их взаимоотношения порой бывают настолько тесными, что можно предполагать об их генетической взаимообусловленности [16]. При этом взаимоотношения между линейными

и концентрическими структурами достаточно разнообразны и неоднозначны для структур разных порядков. Так, региональные линейные элементы, которые обычно рассматриваются в качестве элементов регматической ортогонально-диагональной сети нарушений, могут в совокупности образовывать закономерные радиально-концентрические системы, являясь внутренними дислокациями глобальных мега-концентрических структур. Примеры подобного рода — системы линейных элементов Сибирской, Антарктической и других платформ. В данном случае мегаконцентрические формы могут соответственно рассматриваться как определяющие по отношению к линейamentной тектонике.

Однако при переходе к структурам более низкого порядка часто наблюдаются иные, в том числе и обратные, взаимоотношения.

Главенствующая роль линейamentных систем может быть рассмотрена на двух примерах. Первый пример — окраинно-континентальные мега- и мезоконцентрические структуры, сформированные в результате преобразований глубоких горизонтов литосферы над сейсмофокальными дислокационными зонами [3]. Концентрические тектонические формы — это прямой результат процессов, происходящих в подобных линейamentных зонах, что проявляется в специфике внутреннего строения концентрических структур, в частности в ярко выраженной асимметрии относительно границы континент — океан, а также в тесной связи истории их развития с эволюцией сейсмофокальных систем.

Вторым примером такого рода взаимоотношений могут служить концентрические структуры, формирующиеся на участках выклинивания линейных нарушений. Последние выступают в данном случае как генерирующие по отношению к концентрическим структурам. Как показано в работе Ю.А. Косыгина, В.В. Юшманова и других исследователей, концентрические структуры, формирующиеся на участках окончания линейamentов, могут иметь различные (от первых до сотен километров) размеры, которые прямо зависят от порядка линейamentов.

Однако в большинстве случаев, вероятно, правильнее рассматривать не взаимообусловленность линейных и концентрических структур, а их взаимное влияние. Примеры таких взаимоотношений чрезвычайно многочисленны и разнообразны. Остановимся на некоторых из них.

Наиболее ярко проявляется влияние линейных дислокаций на концентрические. Оно отражается, во-первых, на морфологии, во-вторых, на внутреннем строении и, в-третьих, на закономерностях размещения концентрических структур.

Примеры влияния линейamentов на морфологию концентрических структур показаны на рис. 60, где выделяется несколько их типов. Так, структуры удлинённой и овальной формы часто бывают вытянуты вдоль линейных региональных дислокаций (рис. 60, а). Указанные взаимоотношения характерны как для локальных очаго-

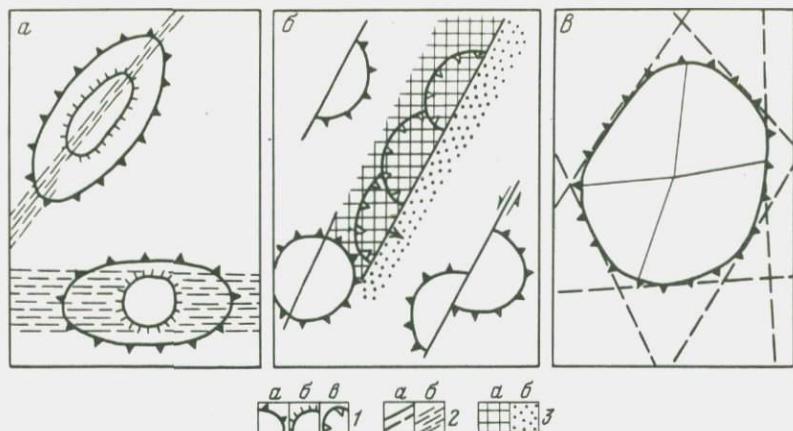


Рис. 60. Типы взаимоотношений линейных и концентрических структур. 1 — ограничения внешних (а), внутренних (б) и приразломных (а) зон концентрических структур; 2 — разломы (а) и линеаменты (б); 3 — области поднятия (а) и опускания (б)

вых, так и для более крупных концентрических структур. Например, Партизанский купол, выделенный авторами в Кавалеровском рудном районе, имеет резко удлинненную вдоль Фурмановской зоны разломов форму (13х6 км). Средне-Сихотэ-Алинский свод имеет широтную ориентировку, отвечающую простираению продолжения Синкайского линеамента в мезозоидах Сихотэ-Алия.

В других случаях влияние линеаментов проявляется в формировании полуконцентрических структур (рис. 60, б). При этом различаются два типа. Первый тип включает структуры, имеющие изначально такую форму. В данном случае линеаментные системы играют по отношению к деформациям центрального типа ярко выраженную барьерную роль, определяя их развитие только по одну сторону от линеамента. К таким структурам относятся описанный Э. Уиссером полукупол Матеуала, а также, вероятно, Фурмановский купол, охарактеризованный в работах И.К. Волчанской.

Ко второму типу следует относить структуры первоначально правильной формы, которые, однако, впоследствии были преобразованы в полуконцентрические в результате перемещений по секущим линейным дислокациям, имеющим сбросовый или сдвиговый характер.

Примером такого типа являются Бикинская и Северо-Сихотэ-Алинская мезоконцентрические структуры, которые в позднемеловое — раннепалеогеновое время имели правильную конфигурацию, а в позднем кайнозое были превращены в полусводы за счет оседания из западных крыльев. Деформация сводов сопровождалась мощной вспышкой базальтоидного вулканизма, особенно интенсивной в зоне максимальной контрастности движений, т. е. на участке сочленения Северо-Сихотэ-Алинского свода и Средне-Амурской впади-

ны. Опущенное крыло свода в результате оказалось перекрыто плато-базальтами и рыхлыми отложениями и реконструируется с большим трудом.

Необходимо отметить, что проведенное разделение полуконцентрических структур на первичные и вторичные имеет важное практическое значение, так как с соотнесением их к той или иной категории связано решение вопроса о характере металлогенической зональности. Если для первого типа структур такая зональность является односторонней, то для второго в случае пострудного времени деформаций следует ожидать симметричное размещение металлогенических зон.

Наряду с рассмотренными примерами барьерную роль по отношению к концентрической структуре могут играть не один, а два параллельных линеамента.

В качестве весьма характерного типа взаимоотношений между линейными и концентрическими структурами может рассматриваться использование ранее существовавших линейных дислокаций при формировании концентрических структур (рис. 60, в). При этом происходит фрагментарная активизация отдельных участков разломов, часто имеющих значительную протяженность, а именно тех, которые "вписываются" в радиально-концентрическую систему внутренних дислокаций. В результате образуются широко распространенные структуры с центральным типом симметрии и полигональными ограничениями, описанные ранее И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской под названием "очаговые блоки". Развивая эти положения, укажем на то, что подобную конфигурацию могут иметь не только очаговые, но и более крупные концентрические структуры, причем наиболее благоприятными для их формирования являются территории древних щитов, характеризующиеся повышенной жесткостью субстрата и значительной густотой сети ортогонально-диагональных разломов.

Наряду с влиянием на общую морфологию концентрических форм линейные структуры часто заметно сказываются на характере их внутреннего строения, определяя достаточно часто наблюдающиеся отклонения от идеальной симметрии в размещении геологических комплексов, глубинных неоднородностей и рудной минерализации даже у структур правильной кольцевой формы.

Асимметрия, связанная с пересекающимися концентрические структуры и находящимися в удалении от них линеamentными системами, может быть полной и частичной.

Полная асимметрия проявляется в резком различии внутреннего строения противоположных сегментов структур. В отношении оруденения подобная асимметрия выражается в практически исключительной локализации минерализации в одном из сегментов при почти полной стерильности другого. В концентрических структурах, пересекаемых линеamentными зонами, такая асимметрия, очевидно, связана с барьерной ролью линеamentов для рудоносных растворов.

Примером структуры, характеризующейся почти полной асимметрией внутреннего строения и размещения эндогенного оруденения, может служить Партизанский купол, к которому приурочено Дубровское оловорудное месторождение. Продуктивная минерализация приурочена к западной половине структуры, в пределах которой располагается крупное субвулканическое тело дацитового состава. В противоположной половине структуры, находящейся к востоку от разделяющего ее на две части Лево-Партизанского разлома, входящего в состав Фурмановской зоны дислокаций, магматизм протекал исключительно в ослабленной форме, а рудная минерализация практически отсутствует.

Частичная асимметрия выражается в различной степени проявленности концентрических элементов внутреннего строения в противоположных сегментах. В этом случае различия в их строении и рудоносности не столь разительны, хотя и устанавливаются достаточно уверенно.

Влияние линейных структур на концентрические может также выражаться в контроле закономерностей размещения последних зонами линеаментов. Это влияние наиболее отчетливо проявляется на примере локальных концентрических структур, часто группирующихся в линейные цепочки. Причем такие цепочки очаговых структур сами могут служить в качестве одного из индикаторов линеаментных зон.

Линейные цепочки концентрических структур целесообразно разделить на три основных морфологических типа.

Первый объединяет цепочки, образованные концентрическими структурами, расположенными друг за другом практически без перерыва. Соседние структуры в таких цепочках могут либо взаимно пересекаться, либо срезать одна другую. Первый случай, вероятно, отражает синхронность становления концентрических структур, тогда как второй показывает разновременность их заложения.

Следующий, по-видимому менее распространенный, тип включает линейные цепочки концентрических структур, которые как бы нанизаны на соединяющие их дайковые пояса. При этом последние трассируют линеаментные зоны (например, комплексы центрального типа Шотландии, описанные Е.М. Андерсоном, и цепи кальдер Алданского щита).

Третий тип линейных цепочек концентрических структур назван гирляндовой системой. В этих системах объединены мегаконцентрические структуры подчиненных масштабов. Последние играют роль как бы соединительных звеньев в цепях мегаструктур и располагаются в тех местах, где гирлянды пересекаются сквозными линеаментами.

Рассмотренные случаи соотношения концентрических и линейных структур позволяют обнаружить в большинстве случаев черты приоритета линеаментов. Последние могут как играть ведущую роль в размещении концентрических структур, так и влиять на их морфологию и особенности внутреннего строения. Эта роль принадлежит,

видимо, тем линеаментам, которые представляли собой зоны глубинной проницаемости и являлись каналами для глубинных потоков тепла и вещества. Одна из первопричин образования концентрических структур — изометричные тепловые колонны. Вероятно, их проникновение в верхние оболочки Земли, а в ряде случаев и возникновение контролировались преимущественно линеаментными зонами.

3. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ И СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Рассматривая рудоконтролирующую роль концентрических структур и линеаментов, авторы попытались выделить структуры, определяющие размещение специализированных рудоносных площадей, и противопоставить их другим, которые контролируют узлы максимальной интенсивности развития процессов оруденения, т. е. играют рудоконцентрирующую роль.

Имеются две иерархии структур: одна определяет специализацию, а другая — концентрацию оруденения. Специализированные металлогенические площади часто определяются линейной формой, тогда как площади развития минерализации повышенной интенсивности имеют узловый характер [34].

Специализированные металлогенические подразделения могут быть весьма разнообразными по морфологии, типам и масштабам.

Линейные металлогенические пояса бывают двух типов по отношению к структурам земной коры: согласные и секущие. Они относятся к весьма крупным рудоносным площадям и контролируются системами линеаментов. Среди секущих металлогенических поясов (шириной в первые сотни километров) были охарактеризованы пояса кварцево-рудной и медной специализации. Эти пояса ориентированы в Евразии преимущественно в северо-западном направлении. Отдельные специализированные пояса прослеживаются на значительные расстояния и затем довольно резко прерываются линеаментами северо-восточного направления или крупными дуговыми дислокациями. Несколько параллельных металлогенических поясов могут прерываться одним линеаментом или концентрической структурой. Так, например, система субпараллельных кварцево-рудных поясов прерывается концентрическими дислокациями периферии Восточно-Азиатской мегаконцентрической структуры. Внутренний концентр этой структуры также прерывает металлогенические пояса. Таким образом, очерчивается крупная металлогеническая провинция с системой параллельных кварцево-рудных металлогенических поясов секущего типа.

В результате барьерного эффекта линеаментов северо-восточного простирания по отношению к специализированным металлогеническим поясам обособливаются металлогенические провинции мегаблокового характера.

Согласные металлогенические пояса контролируются или линейными линеаменами, или дугообразными, связанными с глобальными мегаконцентрическими структурами. В последнем случае они входят в состав металлогенических провинций мегаконцентрического типа (например, Казахстанской).

Таким образом, крупнейшие рудоносные площади — металлогенические провинции — определяются глобальными мегаконцентрическими структурами или мегаблоками. Площади металлогенических провинций от 2 до 3,5 млн. км². В их составе выделяются металлогенические пояса двух типов: секущие, которые имеют субпараллельную ориентировку и обрываются у внешнего контура мегаструктур, ограничивающих провинции, и согласные пояса, их положение которых определяется внутренними структурно-формационными зонами, в том числе мегаконцентрическими. Ширина металлогенических поясов 150—450 км, протяженность — тысячи километров. Более локальные металлогенические подразделения — рудные пояса или металлогенические зоны — могут являться частью металлогенических поясов или существовать самостоятельно. Внутри металлогенических поясов они могут контролироваться отдельными линеаменами, согласными или диагональными по отношению к поясу. Но чаще их структурная позиция, особенно в орогенных условиях, определяется концентрическими структурами различных масштабов. Так, в пределах металлогенического пояса, приуроченного к системе линеаментов (например, Индигиро-Колымской), внутреннее распределение металлогенических зон контролируется концентрическими структурами, расположенными внутри пояса.

Специально было отмечено, что разнопорядковые концентрические структуры отличаются по металлогенической специализации. Именно с концентрическими структурами, начиная от локальных до мегаструктур, связаны металлогенические и рудные зоны. В еще более локальных масштабах латеральная зональность оруденения проявляется в рамках рудных районов, узлов. В этом случае она определяется изометричными структурными формами, контролирующими районы и узлы. Нередко такую роль играют очаговые структуры. Таким образом, специализированные металлогенические подразделения орогенных областей контролируются различными тектоническими элементами, начиная от глобальных мегаконцентрических структур (провинции) к системам линеаментов (пояса) и далее к концентрическим структурам различных масштабов (зоны).

При анализе тектонических условий, благоприятных для концентрации оруденения, наиболее рационален дифференцированный подход к определению структурной позиции рудоносных площадей. Такой анализ может проводиться по крайней мере в трех различных масштабах: глобальном, региональном и локальном. В первом случае изучаются закономерности размещения крупнейших по площади и продуктивности рудных районов и их сближенных групп относительно трансрегиональных структурных элементов. Во втором —

рассматриваются положения рудных районов, значимых в масштабе того или иного региона, и соответственно тектонические формы регионального масштаба, определяющие особенности их структурного контроля. И, наконец, в третьем случае в центре внимания оказываются отдельные рудные поля и месторождения, а также потенциально перспективные участки, входящие в состав изучаемого рудного района, а также структуры, обуславливающие закономерности их пространственного расположения¹.

В прямом соответствии с перечисленными уровнями концентрации оруденения находятся таксономический ранг и тип рудоконтролирующих структур.

К первому, глобальному типу относятся системы сквозных линейных элементов шириной 100–200 км. Как было показано ранее [7], такие линейные системы, пересекая специализированные металлогенические пояса, определяют вспышку эндогенного оруденения, характерного для того или иного пояса. Поэтому в пределах глобальных рудоконцентрирующих линейных элементов сосредоточены объекты обычно различной рудноформационной принадлежности. Интересно отметить, что в отличие от специализированных систем линейных элементов, имеющих в большинстве случаев диагональную ориентировку, глобальные рудоконцентрирующие линейные структуры чаще ортогональны. Другое отличие линейных рудоконцентрирующих структур от рудоконтролирующих — более дискретный характер размещения рудных площадей. Последние в большинстве случаев имеют близкую к изометричной форму и приурочены к узлам пересечения рудоконцентрирующих и специализированных линейных систем. Важнейшая роль узлов пересечения глобальных линейных элементов в концентрации разнотипного оруденения неоднократно подчеркивалась Я. Кутиной, М.А. Фаворской и другими исследователями [34].

Эти узлы в соответствии с размерами указанных структур имеют значительную площадь и весьма сложное строение, которое определяется структурами следующего таксономического ранга. В качестве таковых могут выступать крупные концентрические формы и линейные системы шириной 20–50 км. Рудные районы занимают по отношению к указанным структурам закономерное положение, локализуясь в большинстве случаев в тектонических узлах. Суммируя приведенные выше данные, а также результаты, отраженные в работах М.А. Фаворской и соавторами, В.В. Соловьева и других исследователей, можно выделить следующие основные типы таких узлов пересечения: 1) внутренних дислокаций концентрических

¹ Изучение следующего уровня концентрации оруденения и его структурного контроля, а именно анализ закономерностей локализации рудных тел в пределах рудных полей и месторождений является во многом специфической научной задачей, решаемой с помощью самостоятельного комплекса методов, и здесь не рассматривается.

структур с секущими региональными линеаментами; 2) радиальных и концентрических систем нарушений; 3) концентрических краевых систем дислокаций, принадлежащих к соседним крупным концентрическим структурам. Общей чертой перечисленных узлов является то, что в них принимают участие системы нарушений, связанные с концентрическими структурами регионального ранга, в первую очередь, отвечающими за закономерности пространственного размещения узлов повышенной проницаемости.

Наряду с узлами пересечения региональных систем дислокаций позиция рудных районов может определяться блоковыми структурами, обособившимися в процессе формирования концентрических структур, отличающихся индивидуальными особенностями строения и развития. Именно такой структурный контроль устанавливается для Кавалеровского и, по-видимому, Дальнегорского рудных районов Приморья. С указанных позиций становится понятна значимость этих рудных районов, не имеющих аналогов в пределах Сихотэ-Алиня.

Следующий локальный уровень концентрации оруденения подчиняется структурным элементам еще более низшего порядка — очаговым структурам и линеamentным зонам шириной в первые километры. Так же, как и в предыдущем случае, благоприятные структурные ситуации для локализации месторождений — это узлы пересечения линейных и концентрических форм, а также разнообразные варианты сочетания последних. Кратко остановимся на более интересных на наш взгляд примерах, которые все еще недостаточно учитываются при проведении крупномасштабных прогнозно-металлогенических исследований.

Повышенная концентрация оруденения часто наблюдается в пределах локальных концентрических вулканоструктур, как бы вложенных в более крупные вулканотектонические депрессии. Примерами подобного рода являются вложенные в эллипсовидную впадину Анкомпагре кальдеры Сильвертон и Лейк Сити, контролирующие наиболее крупные золоторудные объекты вулканического поля Сан-Хуан, а также локальные вулканоструктуры, расположенные в центральной части Курмиджинской депрессии, с которыми, по В.Я. Асманову, пространственно ассоциируют касситерит-сульфидные месторождения южной части Комсомольского рудного района на Востоке СССР.

Другая достаточно характерная позиция рудных объектов в пределах очаговых структур определяется пересекающими их линейными зонами дислокаций. Когда линеamentные системы как бы "затухают" во внутренних частях концентрических структур, вспышка оруденения может наблюдаться в их периферических частях, в узлах пересечения секущих линейных нарушений с кольцевыми разломами, ограничивающими кальдеры и купола. В противном случае повышенные концентрации рудной минерализации часто приурочены к центральным участкам очаговых структур. При этом линеamentные зоны, прослеживающиеся во внутренних частях кальдер,

могут проявляться как удлиненные валообразные поднятия фундамента, контролирующие линейные цепи рудных объектов (например, структура рудного поля Фреснийо в Мексике). Это серебряно-полиметаллическое рудное поле приурочено к вулканической кальдере на западной периферии вулканического пояса Западная Сьерра-Мадре. Все месторождения группируются в пределах линейной полосы северо-западного простирания. Последняя представляет собой систему разломов, сопровождающихся валообразным поднятием; эти дислокации пересекают вулканическую кальдеру, причем в ядре валообразного поднятия вскрываются осадочные толщи фундамента. Наиболее крупные месторождения расположены в местах пересечения зоны валообразного поднятия широтными и разломами.

Подводя итог краткому обзору структурных ситуаций, благоприятных для концентрации оруденения, следует отметить, что они во многом аналогичны для структур и рудоносных площадей различных таксономических рангов. Главную роль во всех случаях играют узлы пересечения глобальных, региональных и локальных ослабленных зон, представляющих собой как линейные сквозные зоны нарушений глубинного заложения, так и внутренние дислокации концентрических структур. Очевидно, что сочетание благоприятных структурных факторов является отличительной особенностью позиции крупнейших и уникальных рудных объектов.

Рассмотренные особенности структурных условий концентрации и специализации эндогенного оруденения показывают, что несмотря на сходные типы структур их определяющих, существуют и заметные различия в тектонических обстановках, свойственных для специализированных и продуктивных рудоносных площадей. Это позволяет рекомендовать отдельное изображение рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих структур на прогнозно-металлогенических картах и схемах.

4. НЕКОТОРЫЕ СРАВНИТЕЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Потенциальная возможность существования общих особенностей структурного контроля оруденения, с одной стороны, и нефтегазоносности, с другой, может быть обоснована фактами существования месторождений переходного состава, в том числе, по данным Н.А. Озеровой и А.Д. Щеглова, ураново-нефтяные, ртутно-нефтяные, газово-ртутные и другие месторождения. В различных эндогенных рудных месторождениях встречаются выделения битумов или углерода. Геохимическое изучение рассеянных битумов в осадочных породах показывает связь с ними концентраций металлов. Согласно П.Ф. Иванкину, в отдельных рудных областях широко проявлена эндогенная графитизация вдоль зон глубинных разломов, которая сопровождается металлизацией пород. Интересно, что с этими процессами

связана концентрация золота, ванадия, кобальта, никеля и других мантийных элементов. Упомянутые соотношения делают вероятным эндогенный источник углерода и углеводородов. Есть основания считать, что графитизация и привнос металлов осуществляются в среде восстановленных газов глубинного происхождения, в составе которых, вероятно, были метан, водород и другие компоненты. Эти потоки флюидов могли иметь и трансмагматический характер и оставлять "следы" в магматических колоннах в виде шарообразных выделений самородных металлов, муассонита и др., как это показано Л.Г. Филимоновой. Однако авторы не касаются специально сложного вопроса об источниках углеводородов, а ограничиваются лишь констатацией сходства в региональном структурном контроле рудных и нефтегазоносных поясов.

Имеются и другие свидетельства взаимосвязи рудоносности и нефтегазоносности, которые проявляются в существовании конформных металлогенических и нефтегазоносных поясов, как это было рассмотрено на примере Ферганского мегасвода. Основное различие между рудоносными и нефтегазоносными областями в самых общих чертах заключается в том, что первые тяготеют к орогенам, а вторые — к бассейнам осадконакопления. При изучении условий размещения нефтегазовых месторождений, часто обращают внимание на коллекторские свойства пород, типы ловушек, источники углеводородов и условия их миграции и аккумуляции в ловушках. При этом нередко остаются в тени проблемы регионального структурного контроля нефтегазоносных поясов. Этот вопрос был недостаточно освещен в книге "Геология гигантских месторождений нефти и газа", изданной в 1973. Следует признать справедливым замечание проф. С.П. Максимова, сделанное им в предисловии к этой книге, о том, что, несмотря на анализ сотен крупных месторождений мира, не было установлено решающих факторов, определяющих образование месторождений-гигантов.

В настоящей книге рассматриваются тектоническая порода и рудоносность в значительной мере нового класса структур земной коры — сводовых и купольных поднятий. Последние играют важную рудоконтролирующую роль в пределах орогенных поясов Земли. Но значительно раньше структуры подобного типа, расположенные в бассейнах, были известны как нефтегазоносные.

Рудоконтролирующая роль линеаментов изучается уже длительное время. Эпизодически появляются работы, в которых рассматривается влияние линеаментов на размещение нефтяных и газовых месторождений. Так, в работе Н.А. Озеровой обосновано существование ртутно-газонефтяного пояса в Западной Европе, который контролируется линеаментом Карпинского. В его пределах расположены ртутьсодержащие рудные и газонефтяные месторождения. По мнению Н.А. Озеровой, содержания ртути увеличиваются в зонах глубинных линеаментов, и ее происхождение связано с общепланетарным процессом дегазации ртути из мантии.

Систематизация данных об условиях размещения зон нефтегазо-накопления была проведена под руководством проф. А.А. Бакирова [5]. В числе тектонических элементов, контролирующих зоны нефтегазоаккумуляции, были названы валлообразные поднятия, своды, зоны рифтов, региональные разрывные нарушения, предгорные впадины и др. Так, в фундаменте Западно-Сибирской платформы прослеживаются меридиональные грабены — рифты. Такую же ориентировку имеет Уренгойский мегавал размером 25х180 км, контролирующий крупную зону газонакопления. Этот мегавал сопряжен с меридиональной зоной сквозных линейных элементов, которая на южном продолжении в пределах Средней Азии выступает в роли рудоконцентрирующего линейного элемента. Отметим, что линейные элементы рудоконцентрирующего типа нередко выступают в форме валлообразных поднятий.

Глобальные закономерности в контроле нефтегазоносности были описаны В.А. Гориним в 1967 г. Он выделил Евразийский субмеридиональный нефтегазоносный пояс разломов, который сопоставляется по масштабам с Атлантическим. В пределах Евразийского пояса важная роль в контроле месторождений углеводородов принадлежит впадинам, в том числе имеющим округлые очертания. По мнению В.А. Горина, нефтегазоносность пояса образована в результате миграции по разломам углеводородов неорганического происхождения.

В связи с широким привлечением в последние годы материалов дешифрирования космических и аэровысотных съемок вновь поднимаются вопросы о влиянии линейных элементов земной коры и концентрических структур на локализацию нефтяных и газовых месторождений. Отмечается максимальная информативность мелкомасштабных снимков, дающих наивысшую степень генерализации. Выделяются два типа нефтегазоносных областей, контролирующиеся линейными элементами и сводами. Подтверждаются данные о контроле нефтегазоносности на Ближнем Востоке субмеридиональными линейными элементами. Так, крупнейшее газовое месторождение Саудовской Аравии Гхавор контролируется меридиональной приразломной складкой. Установлено, что в системах линейных элементов наиболее крупные нефтегазовые месторождения связаны с оперяющимися разломами. Здесь уместна параллель с секущими металлогеническими поясами, специализированными на медное и золотое оруденение. Нефтегазоносные линейные элементы также имеют секущий характер по отношению к структурам земной коры. Внутри линейных зон, как это показано на примере Индигиро-Колымской зоны, важная рудоконтролирующая роль принадлежит диагональным разломам. Подобные соотношения характерны для нефтегазоносных поясов. Секущие металлогенические пояса имеют определенное северо-западное простирание в большей части Евразии. Северо-западный Циньлинский медно-молибденовый пояс КНР обрамляется с обеих сторон зонами нефтеносных впадин. Другие крупнейшие нефтегазоносные приразломные пояса, по В.А. Горину, В.А. Демидову и А.А. Ромашеву, имеют субмеридиональное простирание. В этом случае они образуют единую систему

с рудоконцентрирующими линеаменами [7]. Последние сопровождаются продуктами дегазации мантии, такими, как калий, бор, фтор, хлор и др. Особая роль, по-видимому, принадлежала восстановленным газам, которые могли быть источником графитизации пород и содержали в составе водород, метан и т. д. В среде этих мантийных флюидов могли происходить мобилизация и концентрация рудного вещества, а в иных условиях — концентрация углеводородов.

В другом типе нефтегазоносных областей определяющую структурную роль, по В.А. Демидову и А.А. Ромашеву, играют сводовые поднятия, выступы фундамента. Они осложняются локальными купольными структурами, которые могут вмещать месторождения углеводородов. На примере Татарского свода, по данным И.Х. Кавеева, можно видеть, что нефтегазонакопление происходило в пределах осложняющей его Черемшанско-Ромашкинской зоны длительного прогибания. Эта зона обрамлена серией гранитных выступов основания.

Как было показано выше на примере Ферганского мегасвода, некоторые крупные структуры такого рода могут одновременно контролировать рудные и нефтегазоносные пояса, причем последние располагаются в сопровождающих мегасводные впадинах. Они конформны ртутным и сурьмяно-ртутным поясам.

Глобальные мегаконцентрические структуры, контролирующие металлогенические провинции, по внешней периферии обрамлены нефтегазоносными перикратонными прогибами. Такие соотношения рудоносных и нефтегазоносных провинций свойственны, в частности, Казахстанской структуре, которая на флангах оконтурена почти замкнутым кольцевым поясом нефтяных и газовых месторождений. На севере в состав этого нефтегазоносного пояса входит Приобская группа месторождений, на западе — месторождения Предуралья Краевого прогиба, на юге — месторождения Мангышлака, Туркмении, Западного Узбекистана, Ферганы. На восточном фланге Казахстанской мегаструктуры в состав пояса включены нефтяные месторождения северо-западных районов КНР. Отмечается приуроченность к восточной части пояса также и крупных угольных бассейнов, таких, как Кузнецкий и др. Аналогичные соотношения рудоносных, нефтегазоносных и угленосных провинций намечаются и для Восточно-Азиатской мегаструктуры. По ее периферии расположена дугообразная нефтеносная зона северных и северо-восточных районов КНР, месторождения Сахалина, угольный бассейн Южной Якутии и нефтеносные площади Западного Прибайкалья.

Таким образом, становятся очевидными структурные взаимосвязи рудных, нефтеносных и угленосных провинций и поясов, положение которых может контролироваться дугowymi дислокациями одной и той же мегаконцентрической структуры. Существуют также мегаконцентрические структуры с преимущественно нефтегазоносной специализацией. Например, Западно-Сибирская структура, которая ранее была выделена В.В. Муравьевым. В ее составе выделяются центральная часть, располагающаяся в междуречье Оби и Пура, и

кольцевая периферийная зона, в пределах которой отмечаются докембрийские жесткие массивы. Западным флангом структура выходит за Уральский хребет, выгнутая форма северной части которого подчеркивает влияние дуговых дислокаций структуры. На востоке границы последней происходит вдоль долины р. Енисея. Центральная часть структуры отличается четким радиальным рисунком гидросети, тогда как для ее внешней концентрической зоны свойствен дугообразный тип систем речных долин. Нефтегазоносные месторождения в пределах Западно-Сибирской структуры группируются в две крупные дуговые зоны — внутреннюю, обрамляющую центральную часть, и внешнюю, которая включает также месторождения Печорско-го бассейна, полуострова Ямал и низовьев р. Енисея.

Другой тип региональных структур нефтегазоносных областей — округлые впадины, ограниченные концентрическими разломами (типа Прикаспийской, Трансильванской). По периферии этих впадин нефтяные и газовые месторождения приурочены к куполам диаметром 30—40 км. Таким образом, формируются дугообразные нефтегазоносные пояса. Локальные купола и приуроченные к ним месторождения могут также располагаться цепочками вдоль дуговых дислокаций, характерных для континентальных окраин. Если в зонах активных окраин континентов к дуговым дислокациям приурочены вулканические центры и рудные месторождения, то дуговые разломы пассивных окраин могут сопровождаться нефтяными месторождениями. Яркий пример подобных соотношений — месторождения нефти так называемого “Золотого пояса” на берегу Мексиканского залива, описанного в монографии, посвященной геологии гигантских месторождений нефти и газа (1973 г.) (рис. 61).

Таким образом, дуговые разломы, сопровождающие структурные ступени, региональные флексуры или рифтовые впадины, могут в зависимости от геологических условий выступать как рудоконтролирующие или нефтегазоносные.

Интересная аналогия устанавливается при сравнении локальных рудоконтролирующих и нефтегазоносных структур. В этой области приоритет принадлежит купольным поднятиям. Последние давно уже известны в качестве нефте- и газолокализирующих структур, когда они расположены в пределах платформенных и орогенных бассейнов. Значительно позднее появились данные о весьма важной рудоконтролирующей роли купольных структур в пределах орогенных поднятий. Эти структуры в орогенных и активизированных областях могут определять позицию рудных узлов и полей. По природе они могут характеризоваться как очаговые структуры. Их образование определялось динамическим воздействием магматических очагов.

В результате бурения в пределах нефтеносного Татарского свода было установлено глубинное строение Сотниковского нефтяного месторождения. По данным И.Х. Кавеева и др., оно приурочено к поднятию размером 5х4 км. Гранито-гнейсовый купол фундамента находит отражение в подошве осадочного чехла, которая образует

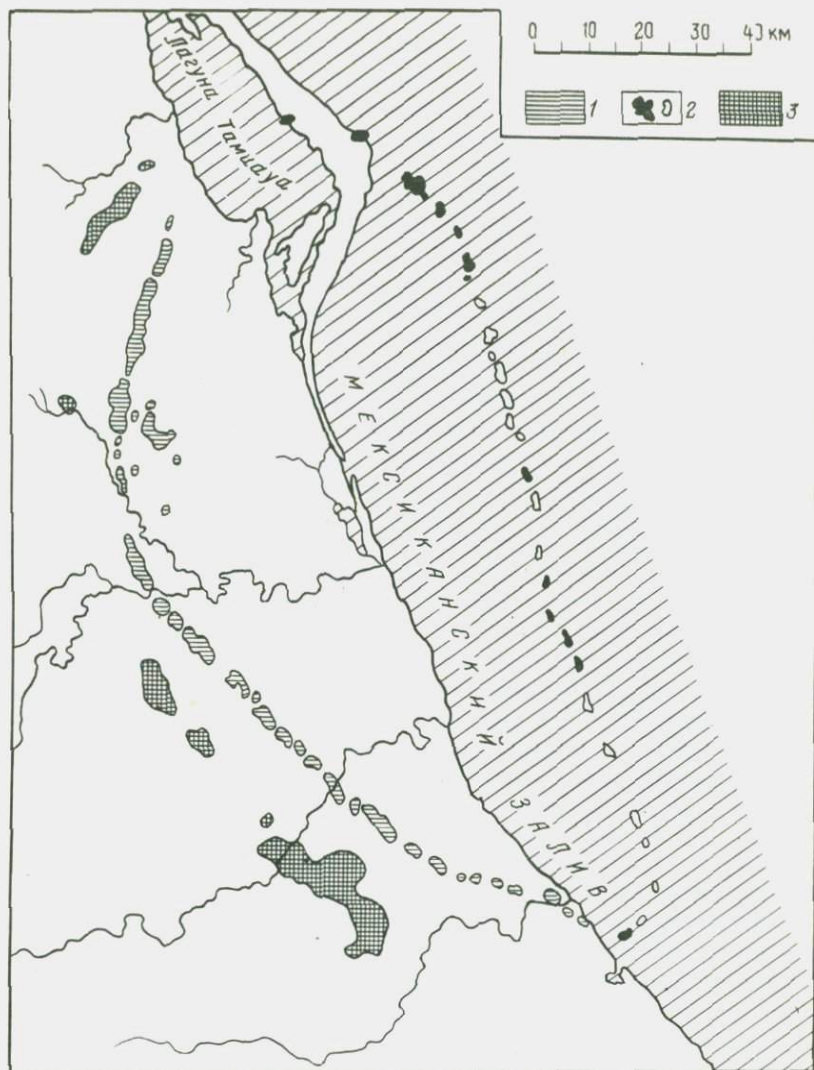


Рис. 61. Дугообразная зона нефтяных месторождений Золотого пояса на побережье Мексиканского залива (Мексика). По Ф. Винигра и К. Кастильо-Теджеро, 1973 г.

Месторождения: 1 — Золотого пояса; 2 — Морского Золотого пояса; 3 — приуроченные к известнякам Таматра

воздымание высотой 150 м, что свидетельствует о продолжении поднятий после формирования чехла (рис. 62). В осадочном чехле в благоприятных толщах локализуются нефтяные залежи. Однако при бурении в толщах основания был обнаружен приток углеводо-

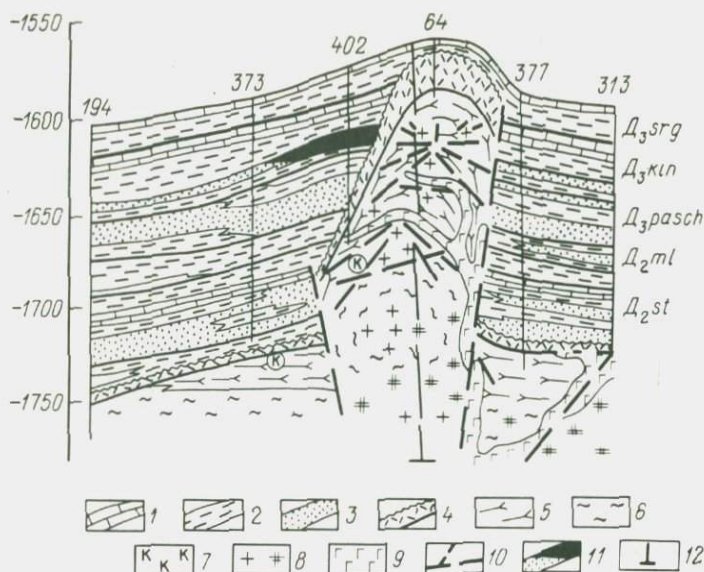


Рис. 62. Связь Сотниковского нефтегазоносного купола с выступом кристаллического фундамента. По И.Х. Кавееву и др., 1980.

1 — известняки и доломиты; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — кора выветривания кристаллического фундамента; 5 — биотитовые гнейсы; 6 — силлиманитовые гнейсы; 7 — интенсивный катаклиз пород; 8 — гранитизация и чарнокиты; 9 — габбро-диабазы и габбро-нориты; 10 — разломы и трещиноватость; 11 — залежь нефти; 12 — скважины

родов. В настоящее время известно более 200 промышленных месторождений с притоками нефти и газа из магматических и метаморфических пород фундамента, которые приурочены к их выступам. По данным И.Х. Кавеева и др., они обычно сопровождаются залежами нефти в вышележащих осадочных породах. Таким образом, нефтеносные купола могут быть складками облекания над гранито-гнейсовыми куполами основания или погребенными очаговыми структурами.

Проведенные сопоставления позволяют заключить, что линейменты определенных систем, сводовые поднятия и купольные структуры играют важную роль в размещении оруденения в пределах металлогенических провинций и нефтяных и газовых месторождений в бассейнах. Каждый тип структур определяет позицию рудоносных или нефтегазоносных площадей различных тектономических рангов. Крупнейшие структуры прослеживаются из металлогенических в нефтегазоносные провинции. Таким образом, сходные типы структур играют определяющую роль в размещении различных типов полезных ископаемых. Это позволяет использовать опыт по структурному районированию рудоносных областей при изучении и прогнозе месторождений в нефтегазоносных областях.

5. СОДЕРЖАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ОСНОВ РАЗНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Подход к выбору структурной основы для металлогенических карт в настоящее время осуществляется с различных позиций. Он обычно определяется предпочтением к той или иной структурно-металлогенической концепции. В.И. Смирнов в работе [35] проанализировал современное состояние металлогении. При этом было отмечено, что имевшая доминирующее значение в металлогеническом анализе геосинклинальная концепция в настоящее время отступает под давлением новых факторов. Признание широкого развития процессов тектоно-магматической активизации, повышение внимания к проблемам крупномасштабной металлогении, новые данные о геологическом строении дна Мирового океана и возникновение новой глобальной тектоники плит во многом усложнили подход к составлению структурных основ для металлогенических и прогнозных карт. К этому следует добавить, что применение аэрокосмических, морфоструктурного и других методов поставило вопрос о наличии скрытого структурного плана, выраженного в форме линеаментов и концентрических структур. В.И. Смирнов отнес к числу "новаторских" следующие металлогенические концепции: 1) доменную; 2) стереометаллогеническую; 3) линеаментную; 4) тектоники плит; 5) формационную. К этому перечислению можно добавить еще и концепцию концентрических структур.

Часто эти концепции рассматриваются как взаимоисключающие. И при структурном районировании отдается предпочтение или линеаментам или структурно-формационным зонам, или зонам субдукции и т. д. По мнению авторов, взаимоисключающий подход неоправдан и имеются пути его преодоления. Подобная возможность заключается в том, что при различных масштабах металлогенических исследований в центре внимания оказываются структуры разных типов и масштабов. Здесь уместна параллель с космическими снимками различных масштабов, на которых из-за различной степени обзорности более отчетливо выступают то одни, то другие типы структур. Так, на наиболее мелкомасштабных космических снимках более отчетливо выступают широкие зоны глобальных линеаментов и концентрические мегаструктуры. При переходе к более крупномасштабным снимкам эти типы структур уже непосредственно не обнаруживаются, но как бы им на смену появляются линии разломов, концентрические структуры средних масштабов и т. д.

Нечто подобное происходит при переходе от мелкомасштабных металлогенических карт к картам все более крупного масштаба. В центре внимания карт разного масштаба становятся различные металлогенические таксономы и меняются задачи, которые они призваны решать. Металлогенически позразделения высших порядков контролируются одними типами структур, а подчиненные им подразделения уже могут определяться совсем другими. Этот контраст отчет-

ливо виден на примере соотношения, например, металлогенических зон и рудных районов. Если первые определяются структурами линейного типа, то вторые — структурными узлами изометрического характера. Систематика Е.Т. Шаталова (с изменениями) содержит пять порядков металлогенических подразделений, причем в каждом из них выделяются линейные и изометричные формы.

Размер	Линейно вытянутые	Изометричные
Планетарные	Планетарный металлогенический пояс	Металлогенические провинции
Весьма крупные	Металлогенический пояс (согласный, секущий)	Металлогеническая область
Крупные	Металлогеническая зона (рудный пояс)	—
Средние	Рудная зона	Рудный район Рудный узел
Небольшие		Рудное поле

Естественно, что металлогенические карты различных масштабов должны быть нацелены на анализ условий размещения и образования каких-то определенных металлогенических таксономов. В связи с этим целесообразно сгруппировать металлогенические карты по масштабам и задачам, которые они решают: 1) трансрегиональные — 1:2000000 — 1:5000000; 2) региональные — 1:1000000 — 1:500000; 3) локальные — 1:200000 — 1:50000.

Рассматривая вопросы содержания геологоструктурных основ металлогенических карт, отметим, что они включают как структурный каркас, так и геологические формации. Кратко рассмотрим лишь типы структур, которые могут играть определенную роль при составлении карт различных масштабов, т. е. структурный каркас таких карт.

Основная задача трансрегиональных карт — обоснование позиции и строения металлогенических провинций и металлогенических поясов. Последние могут контролироваться системами линеаментов шириной 150—200 км и протяженностью в тысячи километров. Именно эти системы линеаментов должны найти отражение на структурной основе таких карт. Для примера авторы приводили данные о структурном контроле продольных металлогенических поясов Мексики.

При анализе структурной приуроченности изометричных металлогенических провинций важное значение могут иметь глобальные мегаконцентрические структуры, как это было показано на примере Казахстанской провинции.

При составлении региональных карт в центре внимания уже оказываются металлогенические зоны, обособливающиеся внутри металлогенических поясов. Известны случаи, когда в пределах линейного металлогенического пояса (в орогенных условиях) отдельные металлогенические зоны контролируются концентрическими структурами,

**Типы структурного каркаса металлогенических карт
орогенных областей**

Масштабы металлогенических карт	Основные типы рудоносных площадей	Структурные элементы	
		линейные	изометричные
1:2000000 — 1:5000000	Металлогенические провинции и металлогенические пояса	Системы линейных элементов (шириной 100—200 км, длиной тысячи километров)	Глобальные мегаконцентрические структуры
1:1000000 — 1:500000	Металлогенические зоны	Зоны линейных элементов (шириной 10—20 км, длиной сотни километров)	Мега- и мезоконцентрические структуры
1:200000— 1:50000	Рудные районы и рудные узлы	Элементарные линейные элементы (шириной 5 км и длиной десятки километров)	Секториальные блоки сводов, очаговые структуры, узлы пересечения линейных элементов

т. е. структурный контроль металлогенических единиц разного порядка определяется структурными элементами совершенно различного типа. В этих случаях при составлении структурных основ региональных металлогенических карт на первый план выступают рудоконтролирующие концентрические структуры. Для примера были приведены данные о внутреннем строении оловоносного пояса Сихотэ-Алиня, который определяется цепью мезоконцентрических структур. Другим примером такого рода является линейный Индигиро-Колымский кварцево-рудный пояс. В его пределах отдельные металлогенические зоны располагаются вдоль радиальных или концентрических дислокаций, осложняющих пояс мегаконцентрических структур.

Цель локальных металлогенических карт — выяснить условия локализации рудных районов, а также расшифровать их внутреннее строение. Рудные районы представляют собой изометричные рудоносные площади, располагающиеся на фоне металлогенических зон. Их позиция определяется блоковыми или очаговыми структурами, узлами пересечения линейных элементов. В первом случае это могут быть отдельные секториальные блоки сводовых поднятий, как это отмечается в Сихотэ-Алине. Во втором случае, крупные очаговые структуры, например кальдеры, определяют позицию рудных районов. Можно сослаться на пример Лашкерекской и Карабашской

кальдер, которые играют подобную роль в Чаткало-Кураминском регионе. В связи с вышеизложенным определяются задачи, стоящие при составлении структурных основ локальных металлогенических карт. Они заключаются в необходимости выделить структуры того ранга и типа, которые могут определять позиции рудных районов.

Таким образом, по мере перехода к картам все более крупного масштаба в фокусе оказываются структуры различных масштабов и типов, причем эти различия могут иметь контрастный характер.

Учитывая эти реальные соотношения, неуместно отдавать предпочтение только линеаментам или только структурно-формационным зонам, или концентрическим структурам. Те или иные типы структур могут выступать на первый план при конкретных масштабах исследований. Поэтому есть основания искать "примирения" сторонников различных подходов к составлению структурных основ металлогенических карт. Приводя характеристику разномасштабных металлогенических карт, авторы акцентируют внимание на характере структурного каркаса таких карт, но не касаются вопросов их формационной нагрузки (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В центре внимания настоящей книги — проблемы рудоносности структур скрытого типа — линеаментов и концентрических дислокаций. Рассмотрены общие проблемы геологической природы, выделены типы и таксономические ранги этих структур, освещены вопросы об их соотношениях. Изучение этих структур велось с привлечением новых методов исследования, таких, как дешифрирование космических снимков, морфоструктурный анализ. Расширение задач, поставленных авторами, было обусловлено отсутствием четких представлений по ряду вопросов и неполной ясностью характера взаимоотношений между структурами скрытого типа и дислокациями, изучаемыми традиционными тектоническими школами. Изложенный материал дает основание надеяться, что в будущем проблемы, связанные с изучением линеаментов и концентрических структур, будут выделены в самостоятельный раздел тектоники. В пользу этого помимо их "автономного" характера свидетельствует также широкое распространение подобных структур в пределах планет земной группы, которые как бы слагают основной структурный каркас последних. Они доминировали и на ранней стадии развития Земли. Специально были суммированы данные по методам выявления структур скрытого типа, которые обычно слабо проявлены на геологических и тектонических картах, составленных традиционными приемами. При этом оказалось, что методы выявления как концентрических структур, так и линеаментов сходны, особенно для высших таксономических рангов этих дислокаций. Сходство определяется их скрытым характером и необходимостью привлекать комплекс признаков (и методов) для уверенного их выделения.

Следует отметить, что эти общетектонические проблемы рассматриваются в порядке постановки вопроса и требуют дальнейшей разработки. Основные выводы этой части работы заключаются в том, что концентрические структуры и линеаменты составляют протоструктурный каркас планет земной группы. Другие типы структур проявляются на их фоне и возникают в зависимости от степени тектонической эволюции планет. Скрытый характер протоструктур Земли определяется их маскировкой осадочным чехлом и наложением различных тектонических форм в неогее, включая вторичные впадины океанов. Есть также основания полагать, что в период ранней истории Земли преобладал меридиональный структурный план, который нарушался широтными линеаментами в критических параллелях Земли и диагональными (преимущественно северо-западными), которые располагались эпизодически.

Помимо линеаментов в числе протоструктур Земли — крупные структурные овалы, которые стали позднее основанием щитов. Протоструктуры Земли унаследованно возобновлялись в различные эпохи тектоно-магматической активизации.

Линеаментные зоны противопоставляются краевым разломам и рассматриваются как первичные структуры. Краевые разломы могут использовать фрагменты линеаментных зон. Нередко они имеют диагональную ориентировку.

Линеаменты принадлежат к глобальной и региональным системам. Основная особенность систем — их радиально-концентрический характер. Действительно, глобальная ортогональная система включает меридиональные линеаменты, которые можно рассматривать в качестве радиальных относительно полярных областей Земли, тогда как широтные в этой системе играют роль концентрических дислокаций. Эти соотношения рассмотрены выше на примере материка Антарктиды. Региональные системы линеаментов группируются вокруг крупных платформ и также носят радиально-концентрический характер. Последнюю особенность можно рассматривать как проявление общности с концентрическими дислокациями. Металлогеническое значение линеаментов достаточно разнообразно. Ранее И.Н. Томсон совместно с М.А. Фаворской и др. обосновали рудоконцентрирующее значение линеаментов преимущественно ортогональной системы. Новые данные позволили авторам выделить новый класс специализированных в металлогеническом отношении линеаментных систем сквозного характера. Приведены материалы о специализированных золото- и меднорудных поясах, которые контролируются секущими зонами линеаментов северо-западного простирания в пределах Евразии. Установлено также, что в Северной Америке секущие металлогенические пояса этого же профиля имеют северо-восточное простирание. Специализированные металлогенические пояса, контролирующиеся секущими линеаментами, наложенными на различные тектонические подразделения, могут рассматриваться как новая металлогеническая категория. Они контрастируют с металлогеническими особенностями согласных систем линеаментов. Последние контролируют позицию металлогенических поясов с разнообразной гидротермальной минерализацией гипо- и мезотермального классов.

В книге обоснована важная особенность концентрических структур, которая выражается прежде всего в их дискретности по размерам. Показано, что разные таксономические группы концентрических структур имеют различное происхождение. С ними связаны разнообразные геологические формации, и в конечном итоге установлена их специфическая металлогеническая роль. На этих предпосылках построена предложенная классификация концентрических структур.

В основе структурного каркаса континентов — глобальные мегаконцентрические структуры двух порядков. Структуры первого порядка связаны в расположении с древними платформами и определяют зональную смену кратонов в ядре мегаструктур докембрийскими складчатыми зонами по их периферии. Примером структур этого ранга служит Сибирская платформа с ее складчатым обрамлением. Вокруг мегаструктур I порядка располагаются, образуя спутную

систему, мегаструктуры II порядка. Последние также характеризуются зональным строением, которое рассмотрено на примере Казахстанской мегаструктуры. Типична для мегаструктур этого ранга направленная смена структурно-формационных зон от кратонов в их ядре к рифей-фанерозойским складчатым дугам и затем антиклинорным поясам ранней консолидации с системой изометричных срединных массивов и периферической складчатой зоной. Отмечается преобладание эвгеосинклинального режима во внутренних складчатых дугах и миогеосинклинального во внешних. Таким образом, мегаструктуры этих рангов предопределили как закономерную и направленную смену структурно-формационных зон, так и асимметрию складчатых поясов. Период полициклического развития мегаструктур II порядка охватывает интервал в 1200—1300 млн. лет, на протяжении которого происходит направленная их эволюция с преобладанием орогенных условий в ее конце.

Глобальным мегаструктурам отвечают региональные системы линеаментов. Минерагеническая специфика мегаструктур различных порядков достаточно отчетлива. С мегаструктурами I порядка связаны алмазонасные провинции, имеющие концентрическое строение, а также медно-никелевые и железорудные пояса.

Мегаструктуры второго порядка контролируют сложные металлогенические пояса с различной гидротермальной минерализацией. В целом они отвечают представлениям о металлогенических провинциях. По внешней периферии мегаструктур располагаются нефтегазоносные пояса.

Следующий класс мегаструктур с размером в поперечнике от 350 км имеет отчетливую металлогеническую особенность, которая заключается в том, что с ними связаны пояса близповерхностной минерализации. Исключение представляют мегаструктуры, расположенные в пределах секущих металлогенических поясов. Их рудная специализация определяется последними. В этом отношении с ними контрастируют концентрические структуры подчиненных размеров, среди которых намечаются классы мезоконцентрических и локальных структур. Металлогеническая специфика тех и других заключается в контроле различных типов гидротермальной минерализации, которые образуют вокруг этих структур концентрические пояса. Отмечается отчетливая разница в металлогенической роли между мезо- и локальными структурами. Она состоит в том, что мезоструктуры обычно разделены на две зоны: ядерную и периферическую. Продуктивная минерализация может быть сопряжена или только с ядерной зоной, или только с периферической. Это определяется морфологическим типом концентрических структур. При этом зоны с литофильными элементами тяготеют к ядру, а с халькофильными — к периферии. В полноразвитых мезосводах приоритет принадлежит литофильной минерализации ядра. Там, где во внутренней части сводов развиваются впадины, продуктивное оруденение приурочено к периферической зоне и представлено золоторудной или халькофильной минерализацией.

Следующий класс орогенных структур именуется очаговым. Их размеры обычно не превышают 50 км в диаметре. Металлогеническое значение этих структур особое. Они в ряде случаев определяют концентрацию оруденения, независимо от его состава. Действительно, в пределах очаговых структур концентрируются типы оруденения, присущие металлогеническим зонам, в которых они расположены. Ранее было показано, что рудоконцентрирующая роль принадлежит также определенным линеamentным зонам. Очаговые же структуры на их фоне определяют следующий, более высокий уровень концентрации оруденения.

В книге изложены представления о закономерных группировках концентрических структур, которые образуют линейные, сателлитные и гирляндовые системы. Эти группировки определяются контролирующей ролью линеamentов или концентрических структур более высоких порядков. Показаны металлогенические особенности систем концентрических структур различного типа.

Таким образом, вскрыты особенности геологической природы и характер рудоносности концентрических структур различных таксономических рангов и типов.

Следует отметить, что более раннее определение сущности концентрических структур как наложенных структурных форм, типоморфных для орогенных условий, имеет свои основания, но применимо к относительно низким таксономическим рангам этих структур. Глобальные мегаструктуры этого типа имеют большую продолжительность жизни, превышающую длительность орогенных эпох. Они контролируют также позицию и строение концентрически-зональных геосинклинально-складчатых систем и являются прото-структурами планетарного класса, на фоне которых развиваются разнообразные формы дислокаций.

В противоречии с правильной формой концентрических структур находится асимметричное расположение в их пределах магматических и рудных проявлений. Эта особенность объясняется повышенной эндогенной активностью на участках наложения соседних концентрических структур, барьерной ролью секущих разломов, связью концентрических структур с сейсмофокальными зонами.

Изложенные материалы создают предпосылки для создания нового типа структурных основ для металлогенических карт. В книге рассмотрен вопрос о типах и рангах структур, которые следует выделять на прогнозно-металлогенических картах различных масштабов в соответствии с их уровнем обзорности и рангом задач, освещены общие вопросы структурной предопределенности условий специализации и концентрации оруденения, которые определяются различными типами дислокаций.

Весьма важная проблема о различии рудоконцентрирующих, специализированных и безрудных линеamentов. Выше были отражены различные особенности первых двух. Среди них устойчивая ориентировка в крупных сегментах Земли для рудоконцентрирующих зон

и секущих рудных поясов, геохимические аномалии, присущие первым, и т. д. В книге не дается определенных рекомендаций для отбраковки безрудных линеаментов, это может быть сделано эмпирическим путем.

Выделяются определенные типы концентрических структур и линеаментных зон, контролирующих как металлогенические, так и нефтегазоносные площади.

Признавая дискуссионный характер ряда проблем, авторы надеются привлечь к ним внимание исследователей и способствовать их разрешению.

1. *Аполлонов М.К., Паталах Е.И.* История геологического развития палеозойского Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана, Алма-Ата, 1981, с. 27–42.
2. *Барсуков В.Л.* Сравнительная планетология и ранняя история Земли. Геохимия, 1981, № 11, с. 1603–1615.
3. *Белоусов В.В.* Некоторые вопросы строения и условия развития переходных зон между материками и океанами. — Геотектоника, 1981, № 3, с. 3–23.
4. *Борисов А.А., Суворов А.И., Каленик В.Н.* Глубинное строение и главные глубинные разломы земной коры на территории СССР. — В кн.: Тектоника территории СССР. М., Наука, 1979, с. 16–31.
5. *Геологические условия формирования и размещения зон нефтегазоаккумуляции.* Ред. А.А. Бакиров. М., Недра, 1982.
6. *Гинтов О.Б.* Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев, Наукова думка, 1978.
7. *Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений* /М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др., М., Недра, 1974.
8. *Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами* /Ф.Х. Зуннунов, М.Б. Зильберштейн, И.И. Перельман и др., Ташкент, ФАН, 1973.
9. *Дегазация Земли и геотектоника.* Ред. П.Н. Кропоткин. М., Наука, 1980.
10. *Закономерности размещения полезных ископаемых*, т. 13, Орогенная металлогения, М., Наука, 1981, 327 с.
11. *Золотов М.Г.* Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья. — В кн.: Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1976, с. 3–33.
12. *Каменноугольные и пермские отложения Тянь-Шаня* /Г.Л. Бельговский, А.Т. Тарасенко, Л.А. Эктова и др., Л., Недра, 1977.
13. *Карта разломов территории СССР, сопредельных стран и морей.* /Н.А. Беляевский, С.К. Барыкин, Е.Б. Ермаков и др. — В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 45–53.
14. *Корешков Н.В.* Сводообразование и развитие земной коры. М., Недра, 1975.
15. *Кочнева Н.Т., Томсон И.Н., Полуэктов В.Н.* Некоторые черты орогенной структуры и сквозные линейaments востока Средней Азии в свете результатов дешифрирования КС. — Сов. геология, 1978, № 7, с. 64–77.
16. *Линейные и кольцевые структуры* (по данным дешифрирования космических снимков) /В.Н. Брюханов, В.А. Буш, Е.Л. Елович и др. — Геотектоника, 1982, № 1, с. 3–13.
17. *Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах* (Основные принципы металлогенических исследований и составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов) /А.В. Орлова, И.Н. Томсон, Л.И. Лукин, Ф.И. Вольфсон. М., Недра, 1964.
18. *Масумов А.С., Борисов О.М., Бенш Ф.Р.* Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, ФАН, 1978.
19. *Металлогенический анализ в областях активизации* (на примере Забайкалья). Отв. ред. Е.Т. Шаталов. М., Наука, 1977, 176 с.
20. *Миккола А.К.* Закономерности локализации рудных месторождений в докембрии Финляндии. — В кн.: Корреляция докембрия. М., Наука, 1977, с. 320–326.
21. *Милановский Е.Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., Наука, 1981, с. 38–60.
22. *Милановский Е.Е., Никишин А.М.* Основные черты тектонического строения Марса. — Вестн. МГУ, серия 4, Геология, 1981, № 3. с. 15–27.

23. *Орогенная* структура Центрального Алдана и связь с ней магматизма и оруденения /Е.П. Максимов, В.В. Середин, И.Н. Томсон и др. — В кн.: Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М., Наука, 1982, с. 121—137.

24. *Орогенная* структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения /Н.П. Лаверов, И.Н. Томсон, В.Н. Полуэктов и др. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Наука, 1980, с. 20—42.

25. *Орогенные* структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение /В.С. Кравцов, В.В. Середин, И.Н. Томсон и др. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Наука, 1980, с. 43—81.

26. *Очерки* сравнительной планетологии /К.П. Флоренский, А.Т. Базилевский, Г.А. Бурба и др., М., Наука, 1981.

27. *Пушаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР, М., Наука, 1980, с. 123—175.

28. *Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса, М., Наука, 1977, с. 6—47.

29. *Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М.* О дуговых разломах Приморья и их металлогеническом значении. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Владивосток, 1975, с. 142—152.

30. *Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.Г.* Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня. — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 21—26.

31. *Рудоносность* континентальных вулканических поясов /И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, Н.Т. Кочнева и др., М., Недра, 1982.

32. *Рудносные* орогенные структуры /И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, Н.Т. Кочнева и др., М., Наука, 1981.

33. *Салун С.А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М., Недра, 1978.

34. *Связь* магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой /М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, Р.Г. Иванов и др., М., Недра, 1969.

35. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982.

36. *Соловьев В.В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка и Карта морфоструктур центрального типа территории СССР, Л., 1978.

37. *Суворов А.И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., Недра, 1973.

38. *Таль-Вирский Б.Б.* Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М., Недра, 1982.

39. *Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С.* Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности. — Геология рудных месторожд., 1982, т. 24, № 4, с. 21—33.

40. *Томсон И.Н., Фаворская М.А.* О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10. М., 1973, с. 49—65.

41. *Усенко С.Ф.* Структуры активизации и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой системы. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 97—105.

42. *Усенко С.Ф., Чеботарев М.В.* Геология и оловоносность Приамурья. М., Недра, 1973.

43. *Хаин В.Е.* Глобальная тектоника: состояние и перспективы. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., Недра, 1981, с. 20—28.

44. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., Недра, 1974.

45. *Щеглов А.Ф.* Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.

46. *Яницкий И.Н.* Гелиевая съемка. М., Недра, 1979.

Глава I. Типы линейментов и пограничных структур. Методы их изучения . . . 7

1. О скрытом структурном плане Земли. <i>И.Н. Томсон</i>	7
2. Типы и таксономические ранги скрытых линейментов, пограничных и рифтогенных разломов. <i>И.Н. Томсон</i>	13
3. Формы проявления линейментов скрытого типа и методы их выявления . .	16
Методы анализа структурных аномалий. <i>И.Н. Томсон</i>	17
Палеотектонический метод. <i>И.Н. Томсон</i>	20
Морфоструктурный метод. <i>Н.Т. Кочнева</i>	22
Космические средства выявления линейментов. <i>Н.Т. Кочнева</i>	27
Приуроченность орогенных впадин и валлообразных поднятий к зонам линейментов. <i>И.Н. Томсон</i>	30
Магматические аномалии в зонах линейментов. <i>И.Н. Томсон</i>	31
Геофизические методы обнаружения и прослеживания скрытых линейментов. <i>В.А. Селиверстов</i>	34
Геохимические методы прослеживания скрытых линейментов. <i>В.А. Селиверстов</i>	37
4. Глобальные системы линейментов и их соотношение с протоструктурами Земли. <i>В.С. Кравцов, И.Н. Томсон</i>	42
5. Региональные радиально-концентрические системы разломов и их связь с кратонами. <i>В.С. Кравцов</i>	52

Глава II. Металлогеническое значение линейментов 61

1. Специализированные линейменты и продольные рудные пояса. <i>И.Н. Томсон</i>	61
2. Специализированные линейменты и секущие рудные пояса. <i>В.С. Кравцов</i> .	71
3. Рудоконцентрирующие линейменты. <i>В.С. Кравцов</i>	82
4. Рудоносность дугообразных разломов, оперяющих рифтовые и сбросовые зоны. <i>Н.Т. Кочнева</i>	89
5. Узлы пересечения линейментов и разломов и их рудоносность. <i>Л.В. Хошилов</i>	93

Глава III. Типы концентрических структур и их системы 99

1. Обзор изучения концентрических структур. <i>В.А. Селиверстов</i>	99
2. Классификация эндогенных концентрических структур. <i>И.Н. Томсон</i> . . .	100
3. Методы изучения концентрических структур	115
Метод дешифрирования космических снимков. <i>Н.Т. Кочнева</i>	115
Морфоструктурный метод. <i>Н.Т. Кочнева</i>	120
Палеотектонический метод. <i>В.С. Кравцов</i>	125
Геофизические и геохимические методы выявления концентрических структур. <i>В.А. Селиверстов</i>	132

Глава IV. Рудоносность концентрических структур 134

1. Глобальные мегаконцентрические структуры и связь с ними металлогенических провинций. <i>И.Н. Томсон, В.С. Кравцов</i>	135
2. Мегаконцентрические структуры и связь с ними близповерхностной минерализации	143
Ферганский мегазвод и особенности его рудоносности. <i>Н.Т. Кочнева, И.Н. Томсон</i>	143
Особенности строения и металлогении Восточно-Забайкальского мегазвода. <i>И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева</i>	162
Мегаконцентрические структуры Яно-Колымского региона и их металлогения. <i>В.С. Кравцов</i>	167

3. Мезоконцентрические структуры и их металлогеническое значение. <i>В.В. Середин</i>	175
Тектоническое строение и рудоносность мезоконцентрических структур Сихотэ-Алиня. <i>В.В. Середин</i>	175
4. Локальные концентрические структуры и их рудоносность. <i>И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева, В.В. Середин</i>	206
5. Очаговые структуры и их рудоносность. <i>И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева</i>	218
6. Системы концентрических структур и характер их рудоносности	232
Линейные системы концентрических структур. <i>И.Н. Томсон, Н.Т. Коч- нева, В.С. Кравцов, В.В. Середин</i>	232
Сателлитные системы концентрических структур. <i>И.Н. Томсон, Н.Т. Коч- нева, В.В. Середин</i>	237
Гирляндовые системы концентрических структур. <i>Н.Т. Кочнева, И.Н. Томсон</i>	239
Глава V. Тектонические особенности и металлогеническое значение линеа- ментов и концентрических структур	242
1. Эволюция линеаментов и концентрических структур в геологической истории литосферы. <i>И.Н. Томсон</i>	242
2. Характер взаимоотношений линеаментов и концентрических структур. <i>И.Н. Томсон, В.В. Середин</i>	244
3. Структурные условия концентрации и специализации оруденения. <i>И.Н. Томсон, В.В. Середин</i>	249
4. Некоторые сравнительные аспекты регионального структурного конт- роля нефтегазовых и рудных месторождений. <i>И.Н. Томсон, В.С. Кравцов</i>	253
5. Содержание структурных основ разномасштабных металлогенических карт орогенных областей. <i>И.Н. Томсон</i>	260
Заключение	264
Список литературы	269

**ИЛЬМАР НИКОЛАЕВИЧ ТОМСОН,
ВЛАДИМИР СЕМЕНОВИЧ КРАВЦОВ,
НИНА ТИМОФЕЕВНА КОЧНЕВА и ДР.**

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СКРЫТЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Редактор издательства Л.С. Цаплина
Переплет художника Ю.Г. Асафова
Художественный редактор Е.Л. Юрковская
Технический редактор О.А. Колотвина
Корректор В.А. Бобринская
Оператор И.А. Налейкина

ИБ № 5024

Подписано в печать 22.06.84. Т-14410. Формат 60х90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура „Универс.“ Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ
“Композер”. Печать офсетная. Усл. печ. л. 17,0. Усл. кр.-отт. 17,19. Уч.-изд. л.
19,0. Тираж 840 экз. Заказ 656 /8909-4. Цена 3 руб.

Ордена “Знак Почета” издательство “Недра”, 103633, Москва, К-12, Третья-
ковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
г. Тула, проспект Ленина, 109.

3 руб.

4834

НЕДРА