



И. К. ВОЛЧАНСКАЯ
Е. Н. САПОЖНИКОВА

АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА
ПРИ ПОИСКАХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ


И. К. ВОЛЧАНСКАЯ
Е. Н. САПОЖНИКОВА

5255

АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



МОСКВА "НЕДРА" 1990.



ББК 26.3
В 67
УДК 550.81

Рецензент д-р геогр. наук Ю.Г. Симонов

Организация-спонсор Всесоюзный научно-исследовательский институт
космоаэрогеологических методов (ВНИИКАМ)

Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н.

В 67 Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1990. — 159 с.: ил.
ISBN 5-247-00861-8

Рассмотрены региональный морфоструктурный анализ, используемый для выявления рудоносных структур орогенных областей и корректировки тектонического районирования, геоморфологические методы дешифрирования аэро- и космических снимков, позволяющие выявлять скрытые глубинные структуры и наглядно демонстрирующие морфологическую специфику рельефа рудных полей и месторождений. Описаны приемы реконструкции палеорельефа гор и корреляции геоморфологических уровней с положением зон оруденения в современном срезе и на период рудообразования на примере рудных районов с разнообразной минерализацией.

Для геологов-поисковиков и разведчиков, геоморфологов, специалистов, занимающихся дешифрированием материалов космо- и аэро съемки.

В $\frac{1805040300-030}{043(01)-90}$ 128-90

ББК 26.3

ISBN 5-247-00861-8

© И.К. Волчанская, Е.М. Сапожникова, 1990

Морфоструктурное направление исследований рельефа горных областей включает изучение закономерных связей рельефа с геологическими особенностями и глубинным строением Земли, а также с размещением магматизма и эндогенной минерализации, в частности орогенных рядов рудных формаций. Эти связи обусловлены, с одной стороны, унаследованностью многих структурных форм, а с другой — приспособлением экзогенных процессов к геологическим неоднородностям субстрата, как поверхностным, так и глубинным. Закономерности образования структурных форм рельефа Земли рассмотрены в трудах Э. Зюсса, Г. Штилле, Э. Аргана, Л. Кинга, Б.Л. Личкова, В.А. Николаева, А.В. Пейве, А.Л. Яншина, Н.И. Николаева, И.П. Герасимова, Н.А. Флоренсова, Ю.А. Мещерякова, В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского, С.С. Воскресенского, Ю.Г. Симонова и др. Установлена также прямая связь структурных форм рельефа горных областей со структурами орогенных этапов развития складчатых областей и тектономагматической активизации.

Изучение орогенных структур областей тектономагматической активизации способствовало разработке специализированного морфоструктурного анализа рельефа, который использовался в комплексе с другими методами для обоснования концепции об особой роли рудо-концентрирующих, сводово-блоковых и очаговых структур [19, 5, 22, 24 и др.].

Анализ рельефа необходим для научного обоснования, интерпретации и практического использования результатов дешифрирования материалов дистанционных съемок (космических, аэровысотных, радиолокационных, аэрофотосъемки и др. видов), от быстрейшего внедрения которых зависит ускорение научно-технического прогресса и повышение эффективности геологоразведочных и поисково-съёмочных работ. На современном этапе исследований более разработаны вопросы регионального плана — выявление региональных закономерностей размещения и критериев прогнозирования различных видов полезных ископаемых, в том числе формационных и структурных факторов, которые наиболее эффективно изучаются с применением различных методов анализа рельефа, особенно по материалам дистанционных съемок. Эти методы позволяют существенно детализировать прогнозные площади с выходом на локальный и детальный уровни в пределах металлогенических зон, рудных районов и узлов [5, 22, 23, 25 и др.].

Исходя из задачи детализации исследований на уровнях средне- и крупномасштабного прогнозирования полезных ископаемых, в настоящей книге большее внимание, по сравнению с предыдущими публикациями авторов, уделяется методике анализа рельефа с использованием средне- и крупномасштабных материалов дистанционных съемок,

особенностям методики структурно-геоморфологического и неотектонического анализа рудных узлов и полей. Рассматриваются также связи продуктивных уровней минерализации с динамикой развития морфо-структур орогенных областей, освещение которых в современной литературе недостаточно, а также некоторые аспекты анализа рельефа с учетом моделей горизонтальных перемещений литосферных блоков и сдвиговой тектоники. Все эти новые аспекты морфоструктурного анализа используются для моделирования эндогенных рудных формаций на различных уровнях эрозионных срезов по структурно-литоморфному фактору морфогенеза.

Применение морфоструктурного анализа в металлогенических целях имеет два главных аспекта. Во-первых, морфоструктурный анализ является вспомогательным методом, позволяющим при сравнительно малых затратах обнаруживать древние геологические структуры. Они прорабатываются в рельефе благодаря следующим факторам: неотектонической унаследованности структурных планов более раннего заложения (конформности неоструктурного плана), за счет процессов препарировки и откапывания агентами денудации зон повышенной проницаемости, в том числе рудоконтролирующих, либо за счет так называемого эффекта просвечивания — приспособления поверхностных экзогенных процессов к границам скрытых глубинных масс различной плотности. Во-вторых, применение морфоструктурного анализа в металлогении имеет и самостоятельное значение, поскольку в областях горообразования и тектономагматической активизации, многие структурные формы устанавливаются лишь с помощью геоморфологических методов. Исследование стадий их роста и разрушения имеет важное значение для заключения о наличии благоприятных условий для вывода на современный уровень среза и возможности сохранения той или иной металлогенической зоны, или принадлежащих к ней объектов.

В процессе работы над рукописью авторы пользовались консультациями и обсуждали дискуссионные вопросы с Д.В. Рундквистом, И.Н. Томсоном, М.А. Фаворской, С.С. Воскресенским, В.В. Соловьевым, Е.А. Радкевич, С.К. Гореловым, С.М. Александровым, Е.А. Ранцман, Г.В. Гальперовым, В.В. Ярмолюком, Д.И. Фрих-Харом, В.А. Баскиной и др.

1. СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА В МЕТАЛЛОГЕНИИ

О РАЗЛИЧНЫХ ПОДХОДАХ К ИСПОЛЬЗОВАНИЮ РЕЛЬЕФА В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Закономерные связи рельефа земной поверхности, строения недр и размещения полезных ископаемых могут рассматриваться различным образом — статически, динамически и историко-генетически. Первые два аспекта достаточно широко освещены в современной литературе и являются основными при морфоструктурном анализе и дешифрировании материалов дистанционных съемок. Они устанавливают наиболее устойчивые связи рельефа и геологической структуры. Собственно морфоструктурный анализ возник и развивался на базе представлений о различных типах таких устойчивых связей и в понятие морфоструктуры вкладывалась форма отражения в рельефе определенного типа геологической структуры. Со временем эта задача стала решаться в прогнозном плане — по совокупности тех или иных особенностей рельефа определялось положение и тип геологической структуры. Мы полагаем, что это и относится главным образом к статическим аспектам анализа рельефа, т.е. когда по особенностям рельефа непосредственно или опосредованно выявляются определенные тектонические структуры или структурно-вещественные комплексы.

Динамические аспекты анализа рельефа для реконструкций палеотектонических обстановок или режимов тектогенеза возникли на базе новой глобальной тектоники и мобилистских концепций расслоенного строения литосферы. Хотя тектоника плит строится в первую очередь на геофизических данных, она широко использует методы по существу морфоструктурного анализа соотношений и сочленений крупных литосферных блоков, отличающихся типами рельефа и различной степенью отражения в рельефе геологической структуры.

Историко-генетический подход рассматривает эволюцию развития той или иной структурной формы в ее взаимодействии с агентами денудации и аккумуляции, с палеореконструкциями на период рудообразования и оценкой пострудных этапов развития рельефа для выявления обстановок, наиболее благоприятных для сохранения зон оруденения в современном срезе. Этот подход опирается прежде всего на классические геоморфологические концепции развития рельефа, среди которых первостепенное значение имеет учение В. Дэвиса о циклическом развитии, которое позже было дополнено представлениями С.Л. Шумма и Р.В. Лихти об общей эволюции рельефа в ходе геоморфологического цикла, который по продолжительности может охватывать целые геологические периоды и в значительной мере нивелировать влияние тектонического фактора. Наряду с этим важное значение также имеют представления В. Пенка и более поздние разработки по особенностям формирования поверх-

ностей выравнивания и эволюции склонов, как индикатора тенденций развития горного рельефа. Основы теории структурной геоморфологии детально разрабатывались в отечественной литературе и связаны с именами В.А. Обручева, С.С. Шульца, Б.Л. Личкова, С.С. Воскресенского, Ю.Г. Симонова, И.В. Корешкова и др. исследователей, детально обосновавших сводово-блоковые модели развития горных стран, которые с успехом используются в металлогении.

Важнейшими геоморфологическими реперами цикличности развития являются поверхности выравнивания — предмет особенно пристального внимания геоморфологов, анализ которых существенным образом восполняет геологическую летопись и служит основой для палеореконструкций периодов рудообразования.

К.К. Марков отмечал, что поверхности выравнивания — это поверхности различного генезиса, которые формировались в условиях полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, а поэтому они по своей форме приближаются к уровненным поверхностям гравитационного поля Земли, т.е. по существу к палеоперехности геоида. Таким образом поверхности выравнивания являются не только важнейшими реперами в истории развития рельефа, но и "свидетелями" определенных геодинамических обстановок, не запечатленных в геологической летописи. Вместе с тем именно с поверхностью геоида Д.В. Рундквист, В.В. Богацкий и другие металлогенисты связывают важнейшие термобарические условия, необходимые для образования оруденения. Для анализа палеообстановок областей горообразования с точки зрения авторов более рационально рассматривать поверхности выравнивания вслед за Д.А. Тимофеевым, как результат развития денудационных процессов, не включая поверхности аккумулятивного генезиса.

Рассмотренные в книге методы морфоструктурного анализа рельефа для прогнозирования оруденения разработаны на примерах горных областей, возникающих в результате проявления орогенических и тектономагматических процессов, с которыми связано значительное количество разнообразных полезных ископаемых. Ороген, по Л. Коберу — горноскладчатое сооружение, возникшее на месте геосинклинали. С развитием активизационных, негеосинклиналиных концепций горообразования термины ороген и орогения стали использовать в более широком смысле, как синонимы горообразовательных процессов, в понимании Н.П. Хераскова. К числу явлений активизации относятся прежде всего сводовоголыбовые движения, которые Е.Д. Карпова относилa к самостоятельному негеосинклиналиному типу развития земной коры. Орогенные режимы подразделяются на эпигеосинклиналиные и эпиплатформенные. Е.Д. Карпова отмечает также, что заключительные стадии развития геосинклиналей не следует отделять от процессов тектономагматической активизации, которые проявляются совместно на различных стадиях развития планетарных систем подвижных поясов. К процессам активизации В.В. Белоусов относит также образование рифтов, трапповый вулка-

низм платформ и краевые вулканические пояса с их внегеосинклинальным проявлением преимущественно кислого магматизма.

В модели новой глобальной тектоники орогенез рассматривается как результат взаимодействия литосферных плит, что ведет к существенному преобладанию глыбовых вертикальных и горизонтальных перемещений. Горно-глыбовые пояса формируются либо над зонами субдукции (окраинно-континентальный тип), либо в условиях внутриконтинентальной коллизии.

Для регионального морфоструктурного анализа большое значение имеет разработанная А.В. Пейве, А.А. Моссаковским и другими модель расслоенного строения литосферы: сильное сжатие и скучивание литосферных масс вызывает резкие утолщения земной коры под орогеническими сооружениями, с тектоническими перекрытиями по зонам шарьяжей одних структурно-формационных зон другими.

Для понимания особенностей формирования структурных форм рельефа также имеют значение исследования в области неотектоники, связанные с именами В.А. Обручева, С.С. Шульца, Н.И. Николаева, В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского и др. Этими работами заложены основы учения о структурных формах рельефа областей горообразования — сводово-глыбовых, складчатых, разрывных, с одной стороны, и различных стилей проявления неотектоники в горных областях различных режимов и стадий эволюционного развития, с другой стороны.

В последние годы накоплен большой фактический материал по разнообразным линейным и кольцевым структурам, выраженным в рельефе, в том числе, структурам магматогенного генезиса. Это касается не только близповерхностных структур, но и гораздо более глубоких неоднородностей коры и верхней мантии, которые устанавливаются по геофизическим данным. Это относится прежде всего к крупным мегаформам рельефа, которые по своим размерам сопоставимы с мощностью земной коры и находят прямое выражение в геофизических аномалиях. Корни подобных кольцевых структур, как полагает В.В. Соловьев, уходят в верхнюю мантию. Из числа линейных структур авторами по морфоструктурным признакам были выделены сквозные системы нарушений, которые пересекают горно-складчатые пояса [5, 19]. Все эти структуры различным образом проявляются в рельефе, причем многие из них рудоносны, что и определяет необходимость разработки методов морфоструктурных исследований, основанных на типовых тектонических моделях этих структур.

Основные направления структурно-геоморфологических исследований в металлогении намечены в трудах Ю.А. Билибина — это выявление факторов структурного контроля и величины денудационного среза.

Ю.А. Мещеряков, разрабатывая основные проблемы морфоструктурного анализа, неоднократно рассматривал морфоструктурные позиции эндогенного оруденения, россыпей и оруденения, связанного с корами

выветривания. Отмечалась также особая роль древних поверхностей выравнивания.

Намеченные Ю.А. Билибиным пути применения геоморфологического анализа в металлогении были в дальнейшем более детально разработаны Ю.Г. Симоновым, который объединил выявление факторов структурного контроля в морфотектоническое направление, в котором различаются региональные и локальные факторы. В настоящее время наиболее разработаны вопросы регионального морфоструктурного анализа, изложенные в работах В.С. Зориной, Ю.Г. Симонова, А.Л. Лукашева, В.В. Соловьева, Н.Т. Кочневой, И.К. Волчанской, Е.Н. Сапожниковой, В.И. Смирнова, В.В. Оточкина и др. При этом отмечаются некоторые различия в подходе к морфоструктурному и металлогеническому анализу орогенных областей. Первое направление связано с изучением металлогении сводовых поднятий областей орогенной активизации негеосинклинального типа, наиболее детально изученных в пределах Забайкалья. Здесь впервые была выявлена концентрическая металлогеническая зональность [14].

Это направление получило дальнейшую разработку в трудах И.Н. Томсона, а своды Забайкальского типа и их металлогеническое значение были описаны для многих других районов. Авторы этих работ полагают, что двумя ведущими типами орогенных структур, определяющих позиции металлоносных площадей разного ранга, являются сквозные линейные и концентрические. Последние включают три таксономические ранга: а) мегасводы площадью сотни тысяч квадратных километров; б) локальные своды площадью тысячи квадратных километров; в) очаговые структуры, достигающие размера 1,5–2 тыс. км². Соответственно они определяют позиции металлогенических зон, областей, рудных районов, узлов и полей. Своды рассматриваются как наложенные на различные тектонические структуры новообразованные орогенные структуры, реконструкция развития которых во времени требует специальных палеотектонических исследований [14].

Концепция морфоструктур центрального типа (не только сводов) разрабатывается также В.В. Соловьевым, который предполагает их связь с крупными мантийными диапирами. Намеченные этим автором совместно с И.Г. Павловой типовые морфоструктурные позиции оруденения близки к тем, которые отмечаются И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской для очаговых структур. Так, для медно-порфировых месторождений выявлены следующие типовые положения минерализации: в периферической части структур, по секториальным разломам, секущим разломам, в пределах периферических купольных поднятий меньшего порядка.

Второе направление морфоструктурного анализа рассматривает разнорядковые дуговые, линейные, покровные, складчатые, блоковые, сводово-глыбовые, кольцевые и другие типы морфоструктур горных стран, возникшие, с одной стороны, вследствие орогенических движений после замыкания геосинклинальных трогов и наследующие общий струк-

турный план складчатого фундамента, с другой — наложенные за счет внедрения магматических пород и сквозных глубинных деформаций. Сочетание разнопорядковых морфоструктур, находящихся на разных стадиях развития, образует мозаичный структурный каркас рельефа, главные элементы которого однако имеют тесные корреляционные связи с особенностями геологического строения различных структурных этажей. Подчеркивается униформизм развития, проявляющийся в зависимости неотектонического плана рельефа от структур, сформированных на предшествующих этапах развития при различных формах и знаках движения. Это определяется каркасом долгоживущих глубинных разломов. Выдвигается также положение о морфоструктурной зональности горных стран, хорошо коррелирующей с их формационной и металлогенической зональностью [5].

Вопросы использования геоморфологического анализа при изучении локального контроля оруденения рассмотрены в работах Ю.Г. Симонова, В.В. Соловьева, И.Г. Павловой, А.Л. Лукашова, И.К. Волчанской, Е.Н. Сапожниковой, Н.В. Скубловой, Н.Т. Кочневой, В.В. Оточкина, Ю.А. Лейе, В.В. Науменко и др. Для локального контроля оруденения Ю.Г. Симоновым на примере Забайкалья было показано значение унаследованных в неотектонике зон разрывных нарушений, узлов их пересечений и блоков с определенным типом движений. В частности, наиболее благоприятными для размещения оруденения оказались стабильные блоки или блоки инверсионного развития и менее благоприятными блоки унаследованного восходящего развития.

Оценка величины денудационного среза, как показали исследования Ю.Г. Симонова, позволила выделить в качестве наиболее благоприятных для сохранения зон оруденения в Забайкалье области низкогорий, которые не испытывали интенсивных неотектонических поднятий и, вследствие этого, характеризующихся относительно малыми величинами денудационного среза.

Н.А. Беляевский [1] выделяет локальные рудоконцентрирующие структуры: узлы пересечений сквозных структур, решетки сближенных разломов фундамента, узлы пересечения разломов фундамента, секториальные блоки локальных сводов, очаговые структуры.

Е.Н. Сапожниковой и И.К. Волчанской ранее было показано, что площади с промышленным оруденением располагаются в пределах особых "аномальных" блоков, или узлов повышенной эндогенной активности, которые находятся обычно в узлах пересечения сквозных систем нарушений с крупнейшими региональными зонами разломов, выявляющимися при морфоструктурном районировании [5, 6, 19, 26 и др.]. Для целей локального прогнозирования оруденения разработана методика поиска аномальных блоков и узлов повышенной эндогенной активности.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА

Аэрокосмические и морфоструктурные методы включаются в современные прогнозно-металлогенические исследования наряду с традиционными геологическими, геофизическими, рудно-формационными для решения главной задачи — изучения закономерностей размещения и условий формирования месторождений и выявления факторов и критериев рудоносности. Основы этого направления заложены в трудах А.Е. Фермана, С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина, В.И. Смирнова, И.Г. Магакьяна, Г.А. Твалчрелидзе, Е.А. Радкевич, Е.Д. Карповой, А.Д. Щеглова, М.И. Ициксона, Д.В. Рундквиста, И.Н. Томсона, М. А. Фаворской и др. В. И. Смирнов наметил различные направления металлогенических исследований, детальный обзор которых на современном этапе изложен А.Д. Щегловым [30]. Классическое учение Ю.А. Билибина о металлогении геосинклинальных рядов рудных формаций получило дальнейшее развитие во ВСЕГЕИ на основе формационно-металлогенического анализа, с помощью которого решаются задачи количественного прогнозирования различных видов минеральных ресурсов. Д.В. Рундквист подчеркивает, что характерной особенностью методики регионального прогнозирования является использование критериев от более общих геологоструктурных и формационных к более детальным, минералогическим, геохимическим, применение которых возможно лишь в пределах перспективных площадей [11].

Е.Т. Шаталовым намечена иерархия металлогенических единиц, соизмеримая с тектоническими структурами, которая в дальнейшем уточнялась и детализировалась.

В качестве главного объекта исследования на региональном уровне выделяются структурно-металлогеническая и металлогеническая зоны. Под первыми понимаются "зоны распространения оруденения, связанного с рудоносным комплексом определенной стадии развития земной коры" [20, стр. 27], которые коррелируются со структурно-формационными зонами. Металлогеническая зона соответствует рудоносной геологической формации. Существенно новым подходом в цитируемой работе являются также представления о наложенных или секущих структурно-металлогенических и металлогенических зонах, которые формируются в связи с магматогенными комплексами структур активизации и глубинными зонами разломов. Эти представления являются связующим звеном между классическим геосинклинальным направлением и металлогенией активизированных областей, которые до сих пор противопоставлялись [20]. Выделение металлогенических зон является одним из основных объектов региональных прогнозных металлогенических исследований. Понятие о металлогенических зонах сложилось в связи с эволюционной геосинклинальной теорией рудообразования. Г.А. Твалчрелидзе и другими исследователями выделяются металлогенические зоны различных ста-

дий развития геосинклиналей, в том числе орогенных, а также структур активизации. Обособленно рассматривается металлогения ранних и поздних орогенных стадий геосинклиналей с различным типом магматизма. В раннеорогенные стадии формируются месторождения железа, меди, молибдена, свинца, цинка, кобальта, золота, барита. Для позднеорогенных стадий характерны гидротермальные месторождения цветных, редких и радиоактивных металлов, связанные с вулканическими и антидромными интрузивными сериями, а также с породами повышенной щелочности. Очень разнообразны структурные условия, контролирующие минерализацию этого этапа, причем значительную роль играют зоны глубинных разломов, которые секут металлогенические зоны различного типа [20].

Металлогенический анализ областей активизации разработан на основе общих тектонических представлений о независимости глыбовых и сводово-глыбовых движений этих областей от геосинклинальных процессов. А.Д. Щегловым детально рассмотрена металлогения автономных областей активизации, причем особое внимание было уделено металлогении наложенных прогибов, которые развиваются в две стадии. Для первой стадии характерны вулканогенные прогибы с редкометалльным, сульфидным, полиметаллическим, медным и урановым оруденением, для второй — угленосные депрессии, в обрамлении которых размещаются филлоритовые, баритовые, полиметаллические, золоторудные, вольфрамитовые, урановые, сурьмяные и марганцевые месторождения. При этом, как отмечает А.Д. Щеглов, ведущий фактор локализации эндогенных месторождений — тектонический. Основы металлогенического районирования областей сводово-глыбовых поднятий заложены Е.Д. Карповой и впоследствии развивались в работах Н.А. Фогельман, Д.И. Горжевского, В.Н. Козеренко, И.Н. Томсона и др.

М.А. Фаворской, И.Н. Томсоном и другими разработана концепция рудоконцентрирующих структур и локального прогнозирования рудных районов, узлов и полей. Они различают факторы специализации и концентрации оруденения. К первым относятся традиционно выделяемые металлогенические формационные зоны, а также орогенные блоковые, сводово-блоковые и очаговые структуры [14]. Металлогении орогенных структур областей активизации свойственен свой тип концентрической зональности, который определяется мегасводами и локальными сводами. Для мегасводов характерна смена высокотемпературной минерализации в центральных частях телетермальной — в периферических; для локальных сводов отмечается специфика полисульфидной минерализации в каждом конкретном случае. И.И. Сухов выделяет симметрично-зональный тип (соответствует зональности мегасвода по И.Н. Томсону и др.), полузональный (соответствует сводам с полисульфидной минерализацией) и, наконец, односторонне-зональный тип, свойственный сводовым поднятиям на Северо-Востоке СССР, которые оконтуриваются полудуговыми металлогеническими зонами.

Объектами локального и детального уровней исследования по И.Н. Томсону и М.А. Фаворской являются очаговые структуры, которые по своим размерам соответствуют рудным районам, узлам и полям (в среднем менее 70 км в поперечнике по И.Н. Томсону [14]). Рудоносность очаговых структур определяется: системами внутренних дислокаций концентрической или радиальной формы; секториальными блоками, относительно приподнятыми или относительно погруженными; более мелкими поднятиями внутри купольных структур; областями перекрытия периферических участков двух соседних куполов, в также местами сопряжения с региональными разрывными нарушениями.

Факторами концентрации оруденения в первую очередь являются сквозные глубинные системы нарушений и узлы длительной эндогенной активности. Последние возникают на пересечениях этих систем с крупными разломами. Сквозные системы нарушений охватывают участки земной коры с различными структурами — авлакогенов, рифтов, геосинклиналей, часто имеют трансформный характер и выражены в поверхностных геологических аномалиях. Эти структуры отличаются глубиной заложения, длительностью развития, многоактным проявлением эндогенных процессов, специфическим магматизмом — повышенной щелочности, основности, многофазности. Для развития этих структур характерно чередование периодов сжатия и растяжения, что определило их автономный характер на фоне структур земной коры. Отдельные наиболее активные участки развития сквозных структур и узлы их пересечения с разломами, ограничивающими структуры земной коры, характеризуются как рудоконцентрирующие. Понятие геологической аномалии по М.А. Фаворской — 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. Аномальность развития и геохимическая характеристика сквозных зон связана с их глубинным заложением и определяется мантийными источниками. Именно эти факторы способствуют возникновению в их пределах крупных и уникальных месторождений [22]. Такой точки зрения придерживаются и некоторые зарубежные исследователи. Ж. Кутина, В. Лэндвер, Ж. Вертц и другие связывают поясовое размещение минерализации с глубинными трансструктурными линеаментами различного направления, в основном секущего по отношению к складчатым структурам. Д. Нобль полагает, что размещение оруденения контролируется исключительно первичными (аккреционными) неоднородностями мантии, откуда мобилизация рудоносного вещества происходит вследствие процессов глубинного разогревания и перемещения магматических масс и рудоносных флюидов.

Связь рудных месторождений с глубинами Земли детально рассмотрена И.Н. Говоровым и А.Д. Щегловым. Они указывают, что между развитием структур земной коры и проявлением определенных групп

рудных месторождений во многих районах не устанавливается прямой (линейной) зависимости. Эта связь имеет значительно более сложный характер, обусловленный, с одной стороны, развитием мантийных рудогенерирующих очагов, очевидно, под влиянием интрателлурических тепломассопотоков, с другой — наложенным характером глубинных магматических и рудных образований на различные структуры земной коры вне причинной связи с этапами их развития, когда структуры земной коры и образующие их геологические формации выступают только как благоприятные или неблагоприятные для локализации оруденения. С этих позиций все месторождения делятся на коровые и мантийные, причем последние особенно типичны для областей активизации.

Развитие детальных прогнозно-металлогенических исследований и освоение новых методов обработки аэрокосмической информации тесно связаны с изучением факторов структурного и магматического контроля оруденения на рудных полях и месторождениях. Выявлена большая группа факторов структурного контроля оруденения локального и детального уровней исследования. Для различных типов месторождений главные типы рудоподводящих и рудолокализирующих структур включают покровные, складчатые, разрывные, скрытые разломы фундамента, блоковые и кольцевые структуры, контролирующие разнообразные типы магматогенных и вулканогенных рудовмещающих комплексов.

Рассмотрим наиболее характерные типы рудоконтролирующих структур, которые могут выявляться специальным анализом рельефа на топографических картах и на материалах дистанционных съемок.

МОДЕЛИ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР В РЕЛЬЕФЕ

Анализ структурных форм рельефа, который производится морфо-структурным методом и дешифрированием космо- и аэрофотоснимков открытых территорий, позволяет в настоящее время выделить несколько классов наиболее выразительных тектонических элементов, которые отражаются в рельефе либо непосредственно, либо опосредованно через различные ландшафтные элементы. Особенно хорошо структурные особенности крупных тектонических форм фиксируются на космических снимках большого обзора и высокого разрешения, а также на монтажах таких снимков, выполненных в искусственных цветах на отдельные части континентов. Модельными будем в дальнейшем называть наиболее типичные связи между архитектурными особенностями рельефа и тектоническими структурами определенных классов и типов, которые позволяют их однозначно идентифицировать. Моделями таких структур могут являться тектонические покровы и складки, разломы различного типа и генезиса, блоки, кольцевые структуры и другие, наиболее отчетливо выраженные в рельефе. Прекрасный набор таких модельных эндогенных форм рельефа глобального и континентального уровня генерализации приведен в книге под ред. Н.М. Шорта и Р.В. Блаира [33].

Вопрос о распознавании эндогенных структурных форм по их специфическим особенностям (моделям) имеет особое значение для прогнозно-металлогенических исследований. Моделирование главных типов эндогенных рудных формаций широко распространено как в СССР, так и за рубежом. Наряду с фундаментальными исследованиями в области построения генетических моделей, которые, согласно В.А. Кузнецову, предполагают максимальное познание всей системы формирования месторождения, принято также проспекторское понимание моделей месторождений как совокупности типоморфных индикационных признаков, которые согласно В.И. Кривцову, не должны включать интерпретацию. Такие совокупности признаков очень удобны для автоматизированного прогнозирования, что используется в современных программах типа американской "Проспектор".

Модели рудоносных структур, которые могут распознаваться по особенностям рельефа, должны быть объемными и отражать взаимосвязь типовых ситуаций: геологической, геоморфологической, магматической, рудной, геохимической или метасоматической зональности и тому подобных, а также уровня эрозионного среза. Особенности глубинного строения этих структур выявляются путем совместного анализа их морфологических особенностей, геофизических и разведочных данных.

В данном разделе будет сконцентрировано внимание на моделях рудоконцентрирующих и рудоконтролирующих структур, которые можно распознавать по особенностям рельефа.

Линеаменты и геодинамика. Линеаменты и сквозные рудоконцентрирующие структуры являются универсальным классом рудоносных структур, которые имеют особенно большое значение для глобального и континентального металлогенического анализа. Выделены пояса линеаментов и сквозные структуры огромной протяженности — несколько сотен и тысяч километров, с которыми тесно связаны металлогенические и рудные пояса и рудоконцентрирующие структуры. Они характеризуются отчетливой специализацией на те или иные типы рудных формаций, последние отличаются тем, что пересекают металлогенические зоны различного типа и вызывают в их пределах наиболее крупные концентрации минеральных ископаемых.

К числу суперлинеаментов относятся древнейшие рифтовые зоны и зеленокаменные пояса кратонов, особенно хорошо известные в Канаде, Австралии и Африке, рудные пояса западных Штатов США, концентрирующие значительное количество позднемезозойских и палеоген-неогеновых месторождений многих важных промышленных типов минерализации (Cu, Mo, W, Au, Ag, Pb, Zn и др.), глобальные рудоконцентрирующие структуры всех континентов [5, 19, 22 и др.].

Древнейшие рудные пояса, проявленные в кратонах, представляют собой длительно развивавшиеся троговые или рифтовые зоны, зеленокаменные прогибы с рифтогенным магматизмом основного и ультраосновного щелочного состава. На конечных стадиях развития они транс-

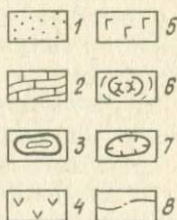
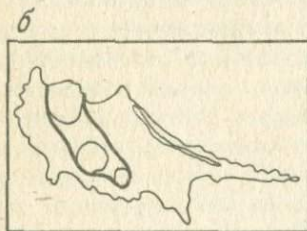
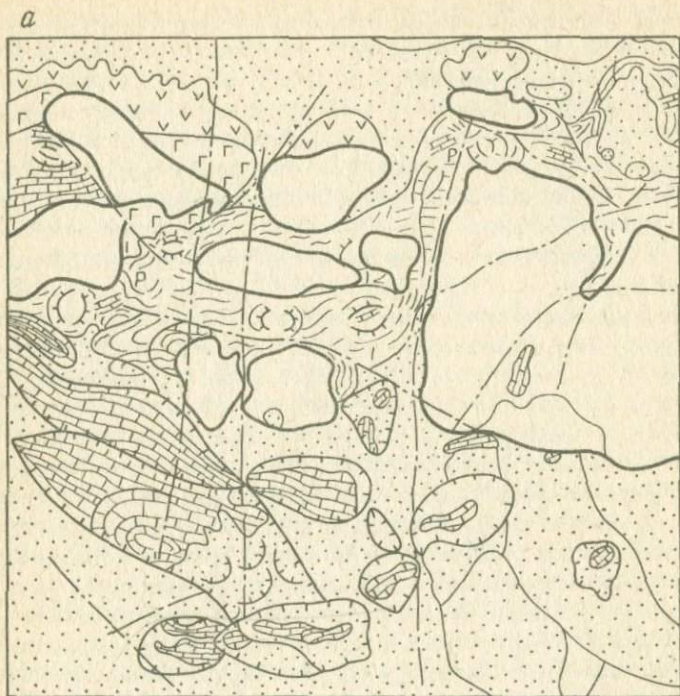


Рис. 1. Офиолитовые пластины и трогии Северного Омана (а) и Кипра (б). По результатам дешифрирования космического снимка "Лэндсат" [33]:

1 — пролювиальные шлейфы; 2 — останцовые горы, сложенные третичными известняками (на снимке выделяются по светлому фототону); 3 — пластины офиолитов с интенсивно расчлененным рельефом (темный фототон) (перидотиты); 4 — останцы базальтовых вулканических построек с менее интенсивным расчленением (серый фототон); 5 — габброиды (более темный фототон); 6 — интенсивно расчлененный рельеф на фрагментах дивлировых складок, сложенных пермскими известняками; 7 — брахиформные поднятия; 8 — разломы

формируются в гранит-зеленокаменные области, которые отличаются богатством различных месторождений — в первую очередь Cu, Ni, Cr, Pt, Au и др. В.С. Кравцовым выделены так называемые “кососекущие” рудные пояса, которые пересекают многие структуры земной коры со свойственной им металлогенической специализацией, и отличаются “сквозным” характером минерализации — Au, Cu или других характерных элементов. Такие пояса выявлены в Средней Азии, на Востоке СССР, в Монголии. Предполагается связь этих специализированных рудных поясов со структурами докембрийского фундамента фанерозойских областей.

Для подтверждения тех или иных характерных структур в древних комплексах часто используют метод актуализма и модели эти таких структур могут быть более поздние и хорошо сохранившиеся.

Например, образование колчеданных месторождений связывают с подводными излияниями подушечных базальтов, принадлежащих к верхней части офиолитовой триады (перидотиты — габбро—подушечные лавы), которые происходят в зонах спрединга в пределах срединно-океанических хребтов [15]. Хорошо сохранившимися прототипами таких структур являются офиолитовый комплекс Троодос на Кипре и офиолиты Омана (рис. 1). Троговой характер рудоконтролирующих структур, их линейность и значительная протяженность, а также высокие плотности пород офиолитовых комплексов, слагающих значительную часть этих структур, позволяют определять их в рельефе и на космических снимках. На рис. 1 приводится схема структурно-литоморфных комплексов рельефа северной части п-ва Оман, где прекрасно выражены интенсивно расчлененные аллохтонные пластины перидотитов в троговой зоне Оманского линеамента. С частью сохранившихся в рельефе вулканических построек этого комплекса связаны проявления колчеданной минерализации [33]. Рассмотренная троговая зона представляет собой часть крупнейшего Урало-Оманского суперлинеамента, с северным продолжением которого на Урале связаны палеозойские прогибы с железорудным скарновым и медно-колчеданным оруденением, которое контролируется хорошо сохранившимися вулканическими постройками, сложенными дифференцированными и контрастными формациями.

Другой тип дислокаций, связанных с глобальными рудоконцентрирующими структурами, хорошо изучен в пределах западных штатов США благодаря космическим снимкам со спутника “Лэндсат”, интерпретация которых совместно с геофизическими данными, позволяет установить крупные сдвиговые смещения на границах тектонических сегментов Кордильер. Эти сдвиги хорошо выражены в мегаформах рельефа поперечными хребтами и долинами, смещениями морфоструктурных зон и другими особенностями морфологии. Пояса этих сквозных нарушений контролируют крупнейшие месторождения региона и по своему типу могут рассматриваться, как трансформные, продолжающие трансформные разломы дна Тихого океана. Система подобных структур

5255

субмеридионального простираения, по которым сочленяются микроконтинентальные плиты Южной Азии, разделенные крупнейшими орогеническими поясами альпийского возраста, в последнее время также подтверждены на космических снимках [33]. В качестве примера рассмотрим продолжение Оманского суперлинеамента от северного окончания Омана через южную часть Аравийской платформы в месте ее сочленения с континентом Азии, где этот линеамент является границей межконтинентального столкновения плит, отраженном в мезоформах рельефа (рис. 2). Наиболее отчетливая тектоническая граница, связанная с системой разломов Оманского линеамента — разлом Найбанд ограничивает два мегаблока, разделяющих Центрально-Иранский микроконтинент. Западный мегаблок представляет собой интенсивно смятые складчатые комплексы докембрия (горст-антиклинали) — хребты и грабен-синклинали межгорных котловин, заполненные рыхлыми отложениями. Восточный — более стабильная часть платформы, перекрытая чехлом третичных отложений. Южное продолжение линеамента Найбанд переходит собственно в систему линеаментов Омана, где они разделяют эв- и миогеосинклинальные комплексы меловых и третичных пород. К западу от линии Омана зона Загроса представляет собой коллизионную границу столкновения Аравийской плиты и континента Азии, которая отразилась в образовании горстовых складок хребтов с падениями сместителей на юг. В условиях интенсивного сжатия при образовании складчато-горстовых структур произошло выжимание соленосных диапиров докембрийских пород. Системы нарушений линеамента Омана в восточной части Загроса проявлены в скрытой форме — вдоль них происходит замыкание складчатых структур, наибольшее распространение диапиризма. В этой области расположены богатейшие нефтяные месторождения района Персидского залива. К востоку от линии Омана активная граница представляет собой зону субдукции, по которой плита Индийского океана погружалась под континент Азии. Таким образом, в свете плитной тектоники сквозная структура Оманского линеамента представляет собой очень сложную сутурную линию, по которой меняется тип коллизионных столкновений. Характерно, что именно к данному отрезку этой структуры приурочено значительное количество не только крупнейших нефтяных месторождений, но и крупных месторождений хромита и гематита. Здесь особенно наглядна рудоконцентрирующая роль Оманского линеамента, поскольку хромитовые месторождения контролируются офиолитовой шовной зоной, которая протягивается вдоль границы Загроса и Иранского массива. Однако в стороне от Оманского суперлинеамента, эти месторождения мелкие. В месте же поворота и резкого изгибания пояса офиолитов в Оманской зоне расположены наиболее крупные промышленные объекты Мирабской группы по данным Г.А. Твалчрелидзе. По данным Л.Н. Овчинникова и Ф.Я. Корицова, Урало-Оманский суперлинеамент принадлежит к одной из наиболее глубоких структур планеты, влияющей даже на деформацию поверхности геоида [22].

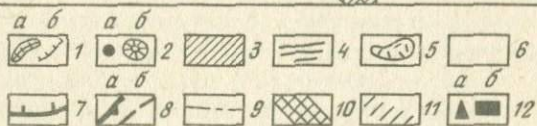
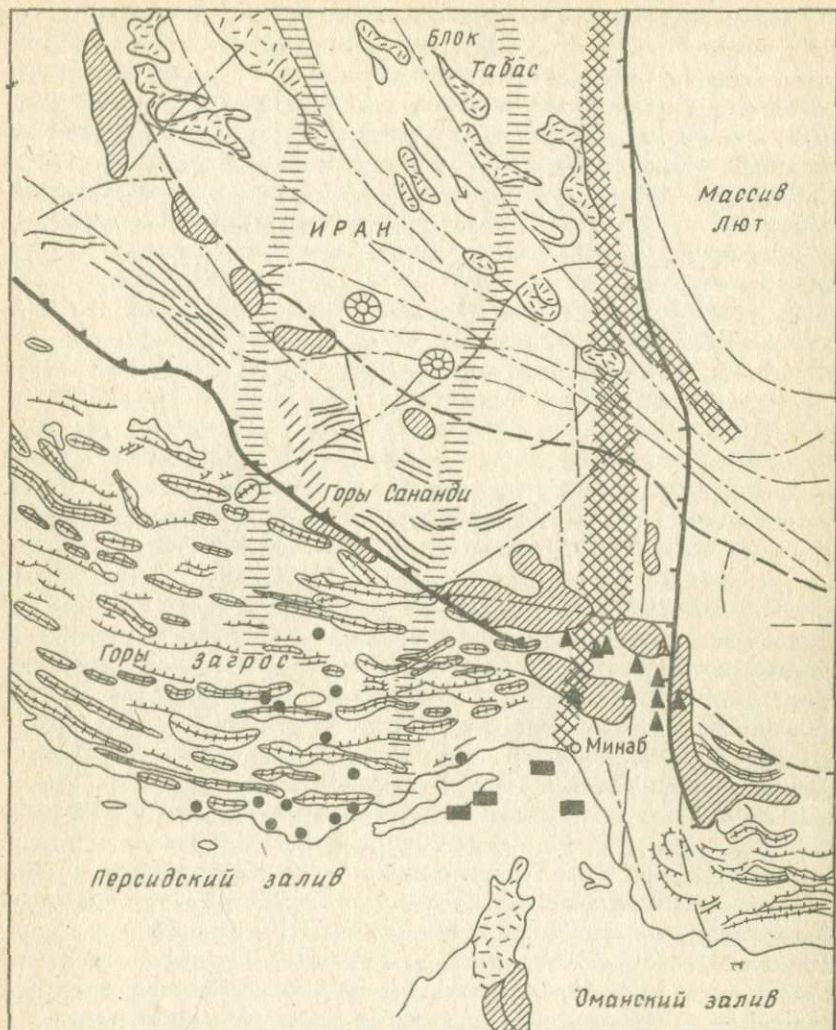


Рис. 2. Сквозная структура Оманского линеймента, выраженного в рельефе подвижной платформы. По результатам дешифрирования космического снимка "Лэндсат":

1 — выраженные в рельефе складки (а) и сбросы (б) в третичных известняках Загроса; 2 — локальные кольцевые формы: а — соляные купола докембрийских образований фундамента платформы, б — вулканы; 3 — пластины офиолитов (на

Приведенные данные свидетельствуют о связи рудоконцентрирующих структур с наиболее глубинными зонами литосферы — более глубинными, чем границы континент—океан, по которым сочленяются крупные блоки и микроконтиненты с различными характеристиками рельефа, что и позволяет выделять эти зоны морфоструктурным методом. Таким образом рассмотрение линеаментов глобального и континентального уровней исследования неизбежно приходится увязывать с геотектоническими моделями Земли, из которых модель новой глобальной тектоники оказывается применимой даже для объяснения многих особенностей сквозных систем нарушений.

Линеаменты более высоких порядков хорошо известны и детально изучены в различных областях. Многие аспекты этого вопроса детально рассмотрены с учетом дешифрирования дистанционных материалов Я.Г. Кацем, А.И. Полетаевым и Э.Ф. Румянцевой [10], наметивших главные классификационные признаки линеаментов в складчатых областях, на щитах и платформах. С точки зрения этих авторов не следует все линейные неоднородности, которые фиксируются на изображениях поверхности Земли, называть линеаменами, а сохранить ранее предложенное название линейных элементов рельефа, или структурных линий, которые могут отражать не только дизъюнктивные структуры, но и напластования, границы геологических тел, пликативные дислокации. Для установления различных металлогенических таксономических единиц очень важно определять порядки линеаментов, производить их разбивку с выявлением тех, которые определяют главные особенности структурного каркаса территории. В металлогеническом отношении линеаменты могут играть роль магмо- и рудоподводящих, рудоконтролирующих и рудораспределяющих, барьерных (ограничивающих распространение той или иной рудной формации), наконец, рудоконцентрирующих.

Выявление линеаментов в рельефе не представляет больших сложностей благодаря таким их особенностям, как выдержанность по простиранию; прямолинейность, или дугообразность (в зависимости от наклонов плоскостей сместителей); пространственная упорядоченность с преобладанием определенных систем, наиболее хорошо выраженных в каждом регионе на фоне глобальной упорядоченности (8 господствующих направлений); длительность развития во времени и консервативность, т.е. многократное оживление в ходе геологической истории одних

снимке выделяются по темному фототону, интенсивно расчлененный рельеф); 4 — линейные останцовые горы докембрийских платформенных образований; 5 — останцовые горсты Блока Табас; 6 — четвертичные рыхлые образования во впадинах и долинах; 7 — разлом Наиланд (граница микроконтинентов); 8 а — Главный надвиг Загроса, б — другие сутурные зоны; 9 — прочие разломы; 10—11 — сквозные системы нарушений Главного Оманского суперлинеамента; 10 — осевая зона, 11 — скрытые под чехлом молодой платформы); 12 — месторождения: а — хромита, б — железорудные колчеданные

и тех же направлений с закономерными системами на каждом этапе развития. Например на ранних орогенных этапах господствуют системы разломов, согласных с геосинклинально-складчатыми структурами, на поздних — поперечные и секущие к ним, что отражается на особенностях размещения рудных формаций соответствующих стадий развития. Общей закономерностью является оживление на этапах активизации скрытых разломов фундамента, которые слабо выражены в верхних структурных этажах и устанавливаются специальными исследованиями, в том числе различными методами обработки топокарт и дистанционных материалов. Поскольку эти структуры являются скрытыми, погребенными под покровами вулканитов или осадочными образованиями, до последнего времени не существовало тектонических моделей, кроме представлений о зонах повышенной проницаемости для магматических и рудных эманаций, при этом считалось, что по этим зонам не происходит существенных смещений. Однако по анализу рельефа и неотектонических деформаций очень часто устанавливаются горизонтальные или вертикальные смещения и флексуры, а по дистанционным материалам с высокой разрешающей способностью — сдвиги. В связи с важной рудо-контролирующей ролью структур подобного типа рассмотрим их более подробно.

Особая роль разрывных дислокаций сдвигового типа в образовании стратиформных месторождений свинца и цинка была рассмотрена А.Д. Щегловым, В.В. Уткиным и В.В. Раткиным [31]. Эти месторождения образуются в линейных прогибах, окаймляющих крупные консолидированные блоки земной коры, причем характерны ранние синседиментационные и поздние наложенные рудные образования. Многими исследователями вообще отрицалась роль разрывной тектоники при формировании этого типа месторождений. Однако результаты специально проведенных палеоструктурных исследований показали, что для образования стратиформных месторождений особенно благоприятны локальные условия растяжения, сопровождающие крупные сдвиговые зоны. Образующиеся в местах растяжения локальные депрессионные структуры, ограниченные глубинными разломами, проницаемы для магматических расплавов и рудоносных растворов, где и происходит подводное гидротермально-осадочное рудообразование. Приведенная наиболее общая модель предполагает взаимодействие динамопары глубинных зон дислокаций — с одной стороны глубинный магмо- и рудоподводящий разлом (такие зоны особенно характерны для активных окраин континентов) и поперечные сдвиги, в узлах пересечения которых и создаются наиболее благоприятные условия растяжения для образования локальных рудоносных впадин. Далее авторы акцентируют внимание на роли сдвиговых дислокаций в размещении рудоносных интрузий и вулканических центров Сихотэ-Алиня с оловянно-вольфрамовым и полиметаллическим оруденением активизационного этапа развития (K_2 — P). При этом выявляется особая роль сдвиговых дислокаций, установленных

в мезозойском осадочном фундаменте, которые впоследствии влияли на пути проникновения рудоносных магм. Наиболее крупная зона — Восточная — прослеживается на многие сотни километров вдоль западной кромки Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса, имеет ширину 5—15 км на поверхности и по геофизическим данным проникает на глубину поверхности Мохо (до 55 км). Локализация месторождений определяется узлами сочленения этой северо-восточной зоны со сдвигами меридионального направления, амплитудой 3—5 км.

Модель образования позднекайнозойских месторождений Калифорнии (Au, U, Hg, Sn, W и др.) связана со сдвиговыми нарушениями фундамента, что подтверждается обчислением плотностей размещения малоамплитудных землетрясений, по данным Б.А. Когана и Г.А. Лебедева, которые хорошо подтверждают результаты морфоструктурного анализа и дешифрирования снимков "Лэндсат". Наряду с такими глобальными структурами, как разлом Сан-Андреас, амплитуда сдвига по которому только за кайнозойское время оценивается в сотни километров, устанавливаются и меридиональные системы сдвигов со сравнительно небольшой амплитудой. Характерна также приуроченность к этим раздвигам позднекайнозойских месторождений Pb, U, Au в Калифорнии (США), W, Sn, Pb, Zn в Мексике.

Для большинства рудных провинций мира показана связь месторождений и минерализованных площадей (рудных районов и кластеров) с узлами пересечения линеаментных зон, контролирующих поясовое распространение минерализации с рудоконцентрирующими системами сквозных нарушений или поперечными, диагональными и кососекущими зонами линеаментов различного типа, часто сдвигами. Эта закономерность положена в основу теории прогноза линеаментной металлогении — прогнозируются узлы пересечения крупнейших линеаментов и сквозных систем нарушений.

Образующиеся в таких узлах автономные блоковые и часто кольцевые (магматогенные) структуры являются предметом рассмотрения при изучении металлогении рудных районов и узлов и локальных рудоносных форм рудных полей.

Дуговые линеаменты, границы пластин и чешуй тектонических покровов принадлежат к особой категории структурных форм, хорошо отражающихся в особенностях рельефа. Эти образования прежде всего отличаются по своим структурно-литоморфным комплексам рельефа, поскольку сложены породами аллохтонных комплексов, резко отличающимися от пород вмещающих их автохтонных комплексов. В аридных зонах такие образования прекрасно отражаются и в рельефе, и в фототоне на космических снимках, как это показано на рис. 1 и 2. Тектонические пластины в рельефе обычно устанавливаются также за счет дуговых ограничений, по которым обычно развивается долинная сеть и проходят крутосклонные уступы пологонадвинутых комплексов. Характерным примером может служить рельеф Южного Тянь-Шаня, хребты ко-

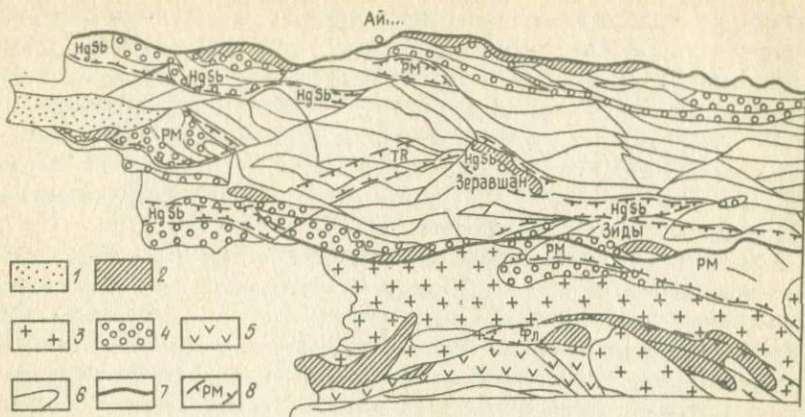


Рис. 3. Шарьяжная тектоника Южного Тянь-Шаня и ее влияние на конфигурацию металлогенических зон. По данным А.А. Марковского, К.И. Литвиненко:

1 — неоген-четвертичная моласса; 2 — юрско-палеогеновые субплатформенные образования; 3 — гранитоиды ($C_3 - P$); 4 — позднепалеозойские грубообломочные молассовые образования; 5 — континентальные эффузивы ($C_2 - C_3$); 6 — карбонатно-терригенные шарьированные комплексы ($PZ_1 - PZ_2$); 7 — крупнейшие сброс-сдвиги и надвиги и направления главных сместителей; 8 — границы металлогенических зон: PM — редкометальные (W, Sn, As, Cu, Bi, пирит-арсенопиритовая и др.); HgSb — ртутно-мышьяково-сурьмяной, ртутно-сурьмяной; TR — флюорит-редкоземельных, Фл — флюорит-полиметаллической

торого представляют собой систему пластин и чешуй, пакеты которых сочленяются по крупным системам надвигов, ограничивающих продольные структурно-формационные зоны (рис. 3). В зонах таких надвигов образуются "опрокинутые" разрезы, когда пластины палеозойских известняков лежат на пластинах, сложенных юрско-меловыми и палеогеновыми отложениями субплатформенного типа, а те, в свою очередь на неогеновых молассах. Особенно интенсивная шарьяжная структура Тянь-Шаня сформирована в две эпохи тектогенеза — позднегерцинскую и альпийскую, что и выражается в чрезвычайной сложности, раздробленности тектонических чешуй. При детальном геологическом картировании это отображается в сорванности и разобченности границ отдельных подразделений. В альпийское время происходит повторное смятие в складки шарьированных комплексов с образованием синформ и антиформ. Смятие в складки надвиговых структур, нижнепалеозойских осадочных комплексов отмечается для Северо-Гренландского складчатого комплекса [33]. Таким образом, для анализа сложноразделенных комплексов необходимо рассмотрение поэтапных моделей их формирования, в том числе и наиболее поздних — неотектонических, которые существенно искажают и усложняют первичную картину взаимоотношений геологических структур. Восстановить картину нео-

тектонических деформаций помогает морфоструктурный метод анализа рельефа, который оперирует с полями высот, т.е. той характеристикой, которая сложилась в течение неотектонического этапа развития.

Кольцевые структуры и их системы

53-42-05

исследование Ю.Ф.Вен
Кольцевые

Кольцевые структуры являются вторым после линейных важнейшим объектом исследований, различные аспекты генезиса и металлогении которых рассмотрены в работах как советских, так и зарубежных ученых.

Для кольцевых структур очень характерна дискретность размеров, варьирующих от нескольких тысяч километров до десятков и сотен метров, которая подчиняется закономерности изменяться в 1,41 раза, как вычислено М.М. Шемякиным в 1968 и В.И. Васильевым в 1973 г.

[4]. Большинство исследователей полагают, что классы этих структур, различающиеся по своим размерам, относятся к различным генетическим группам, образованным тектоническими, тектономагматическими или чисто магматическими процессами. Существует также точка зрения о метеоритном происхождении значительной части этих структур, наиболее активно защищаемая Б.С. Зейликом и В.П. Масайтисом.

Глобальные структуры, поперечники которых достигают нескольких тысяч километров, рассматриваются как древнейшие образования Земли, связанные с лунной стадией ее развития. Это первичные седиментогенные впадины лунного типа по М.З. Глуховскому и Б.В. Павловскому, гнейсовые, гранитогнейсовые и мигматитовые овалы и купола по С.И. Салопу и В.С. Федоровскому, тектоноконцентры по Б.И. Гинтову, нуклеары — сиалические ядра континентальной литосферы по М.З. Глуховскому и В.М. Моралеву.

Глобальные структуры по механизму образования и морфологической выраженности делятся на два класса — опусканий и поднятий. К первому классу следует отнести структуры типа Тихоокеанской плиты, которая представляет собой гигантскую впадину с поперечником более 15 тыс. км, окруженную кольцом гор. Морфологически это полный аналог лунных морей. Близки по морфологии впадины платформ с равнинным рельефом дна, поперечники которых достигают 5 тыс. км. При этом наиболее близки по морфологии к лунным морям трапповые области платформ. Идиоморфные кольцевые впадины значительно меньших размеров можно проследить на всех континентах (Черноморская, Южнокаспийская, Балхашская и др.), причем некоторые из них рассматриваются как астроблемы из-за морфологического сходства с крупными кратерами Луны и планет. Однако во всех случаях отсутствуют центральная горка и шлейфы выбросов — очень характерные образования для метеоритных кратеров планет. Авторами ранее обосновывалось положение о том, что рассматриваемая группа структур связана

с базификацией коры и типична для крупных полей базальтовых лав.

Ко второму классу кольцевых структур следует отнести структуры принципиально противоположной морфологической выраженности — пологие сводовые поднятия, окруженные или расчлененные впадинами. Среди них можно выделить несколько групп, также дискретных по размерам: своды кратонов типа Балтийского, Анабарского, Алданского и других щитов, поперечники которых достигают 1500—800 км, и своды меньшего размера, связанные с ареалами развития активизационных гранитоидов. Характерная черта развития этих образований — отсутствие фанерозойской гранитной активизации и широкое проявление многоактных рифтовых систем с устойчивым профилем базитового магматизма в этапы активизации, в том числе и в фанерозойское время. Так, например, по данным С.А. Чернова [22] на Алданском щите ультрабазит-базитовые магматические ассоциации и связанное с ними оруденение формировались в рифее, девоне, юре и палеогене на фоне длительных процессов сводового воздымания щита.

Вторая группа кольцевых структур этого класса — разнообразные орогенные сводовые поднятия и сопряженные с ними впадины, широко распространенные в областях разновозрастной активизации. Размеры поперечников этих структур 800—100 км. По современным представлениям природа сводообразных поднятий и сводов связана с гранитизированными блоками фундамента, которые продолжают воздыматься в течение длительного времени после окончания магматических процессов за счет разуплотнения коры и верхней мантии или изостатического всплывания. Типы структур, геологические и металлогенические аспекты их развития детально рассмотрены в работах И.Н. Томсона и В.С. Кравцова, в которых обоснована концентрическая металлогеническая зональность орогенных структур, а также особая роль секториальных блоков, дочерних сводов и куполов, узлов пересечения линейментных и концентрических структур в контроле различных типов оруденения.

Авторами на примерах сводовых поднятий Монголии и Сихотэ-Алиня было показано, что они образуют ряды, которые испытывали поднятия разной интенсивности и длительности развития, в результате чего отличаются уровнями эрозионного среза, различной морфологией и характером внутреннего тектонического расчленения, что в конечном итоге отражается на специфике их металлогенической зональности и степени перспективности в отношении оруденения. Кроме того, была отмечена интерференция металлогенической зональности орогенных сводовых поднятий и структурно-формационных зон геосинклинально-складчатого этапа развития, что приводит к асимметрии сводов, или появлению в пределах продольных структурно-формационных зон не свойственных им групп рудных формаций.

Для исследований регионального и детального уровней очень важными в металлогеническом отношении являются разнообразные магма-

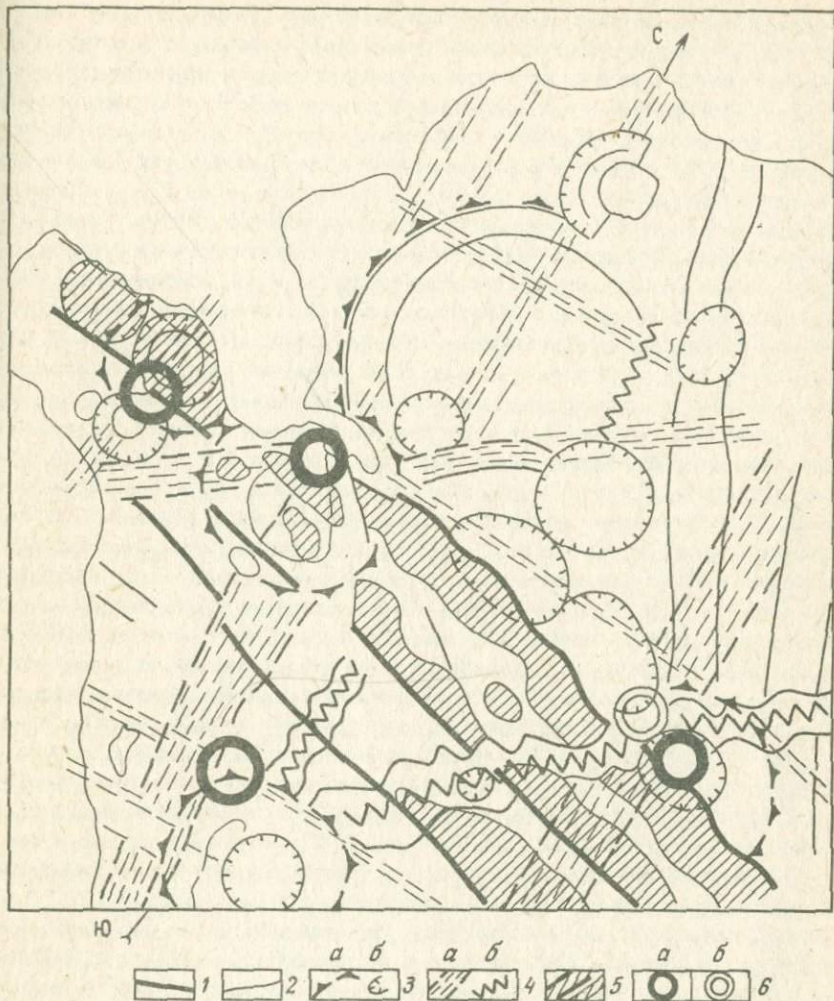


Рис. 4. Морфоструктурная схема полуострова Мангышлак. По дешифрированию космического снимка "Союз":

1 — границы морфоструктурных зон (региональные глубинные разломы); 2 — границы морфоструктурных подзон; 3 — границы круговых морфоструктур: а — первого порядка, б — прочие; 4 — сквозные системы нарушений: а — выраженные сгущением линейных элементов, б — выраженные системами пересекающихся линейных элементов или специфической пятнистостью фототона (разломы-сдвиги); 5 — области темного фототона с интенсивным горизонтальным расчленением рельефа (поднятие Мангышлак-Устьюртского мегавала); б — узлы: а — вмещающие полезные ископаемые, б — прочие

тогенные кольцевые структуры, установлению которых в областях активизации уделяется большое внимание. Моделями этих структур в первую очередь могут служить хорошо изученные структуры центрального типа, формирование которых рассмотрено в работах Е.М. Андерсона, М.Р. Биллингса, С. Офтедаля, А.А. Полканова, В.В. Влодавца, Д.Л. Рейнольдса, Л. Кингслея, Е.В. Свешниковой и др. Один класс моделей связывается с внедрением интрузивных или субвулканических тел с образованием интрузивно-купольных и вулкано-купольных структур, другой — с кальдерами обрушения над иссякшими магматическими очагами. Кольцевые и купольные структуры характерны не только для классических щелочно-ультраосновных, щелочных и карбонатитовых комплексов, но и для большинства рудоносных редкометалльных гранитоидных интрузивов (рис. 4). Впервые на них было обращено внимание при изучении герцинских кольцевых интрузий Центрального Казахстана, позже они выявлены во многих районах Сибири, Дальнего Востока, Монголии, Африки и др. Для Казахстана отмечена взаимосвязь кольцевых интрузий с блоковой тектоникой вмещающей рамы. Рассматривая механизм формирования рудоносных гранитных плутонов Забайкалья, Ю.И. Темников приводит доказательства в пользу их аллохтонного внедрения с формированием купольной кровли, о чем свидетельствуют как геологические, так и геоморфологические данные, в частности, приуроченность массивов к максимальным отметкам рельефа [27]. Во многих работах рассматриваются рудоносные кальдерные комплексы, в пределах которых оруденение связано либо с жерловыми и околожерловыми фациями, либо с системами наложенных радиально-кольцевых и секущих разломов. Во многих случаях зоны оруденения и рудные тела расположены в пределах вторично выжатых интрузивных куполов и экструзий внутри кальдер и сложных вулканических структур с субвулканическими и дайковыми комплексами.

Поскольку модель купола, или диапира, является универсальной, контролирующей многие типы рудных формаций, рассмотрим более подробно расчеты, проведенные В.И. Васильевым [4], по отношению параметров структур центрального типа к их глубине и количеству трещин на поверхности куполов с различным радиусом кривизны. Из приведенных данных о дискретности размеров кольцевых структур, различающихся в 1,41 раза, следует предположение, что эти структуры закладываются на разных глубинах. Вместе с тем структуры примерно одного размера в плане могут быть заложены на границах разной глубины, что определяется по радиусу кривизны купола. Эмпирически установлена подигональность внутреннего строения поверхности купола — наличие систем разломов, контролирующих дайки и рудные жилы. При этом, при фиксированной глубине заложения структуры количество жил возрастает с уменьшением размера структуры в плане и радиуса кривизны ее в разрезе. При возникновении купола площадь земной поверхности увеличивается от πa^2 до $a^2 - H^2$, (a — радиус кольцевой структуры, H — высота купола), в результате чего возникают горизонтальные напряже-

ния, деформирующие площадь купола с образованием разрывов. Далее В.И. Васильевым приводится расчет возможного количества трещин n (а соответственно и рудных жил) на поверхности купола в зависимости от его высоты (H) при фиксированном радиусе (a) в плане. Так, при $H = 0,04a$ $n = 48$, а при $H = 0,45a$ $n = 6$. При $n < 6$ радиальные жилы уже не образуются, поскольку вдоль оси симметрии возникает шток-верк.

В зависимости от высоты купола, которая связана с глубиной очага, меняется тип минерализации. В куполах небольшой высоты и большим количеством жил можно ожидать оруденение высокоэнергетического ряда зональной колонки — Hg, Sb, As, Au, Ag эпитеpmальное, Pb, Zn. В куполах со средней высотой и средним количеством жил — Pb, Zn, с Sn Bi As; Cu Au As; As Co Bi Cu и др. В куполах большой высоты и малым числом жил обычно возникает редкометалльное и редкоземельное оруденение.

Мы привели подробную выдержку из работы В.И. Васильева в связи с тем, что в известной нам литературе подобных расчетов не приводилось, а с точки зрения опознавания рудоносных объектов по их морфоструктурным образам чрезвычайно важно иметь модели, которые увязывают поверхностные и глубинные свойства структур с их рудоносностью, особенно в количественном виде. Следует также отметить, что при оценке кривизны купола (его высоты), за исключением очень молодых структур, всегда следует вводить поправки на величину эрозионного среза, что является предметом специального анализа.

В последнее время наметилась отчетливая тенденция при построениях моделей магматогенных рудоносных формаций рассматривать не один какой-либо фактор контроля, а взаимосвязанную систему факторов, определяющих условия возникновения и зарождения магм в подкоровых или коровых горизонтах литосферы, пути их продвижения к поверхности по зонам глубинных разломов с формированием промежуточных очагов на разной глубине, взаимодействия магм с потоками летучих элементов, наконец структурные и литологические факторы близповерхностного рудообразования и условия последующего эрозионного среза. При таком системном историко-генетическом подходе многие из наблюдающихся в современном эрозионном срезе структурных форм могут оказаться лишь различными срезами единой вулканоплутонической рудоносной системы, для которой требуется оценить возможное место нахождения и масштабы промышленного оруденения.

Т а б л и ц а 1 Главные типы рудоконтролирующих структур и локальных рудоносных форм

Уровень генерализации и масштаб съемки	Металлогенетические таксономические единицы, размер	Структуры		
		покровно-складчатые и блоковые	кольцевые	линеаменты и разломы
Региональный 1 : 100000 — 1 : 500000	Металлогенетические зоны и блоки, рудные зоны и районы; тысячи квадратных километров	Антиклинории, синклинории, антеклизы, синеклизы, валы, впадины, депрессии, блоки астеносферного уровня заложения, тектонические покровы (150—40 км)	Своды, кольцеобразные сводовые впадины, вулканотектонические системы и структуры (впадины, поднятия), гранитогнейсовые и мигматитовые купола; вулканоплутонические (очаговые) структуры, брахиформные структуры (диаметр 150—20 км)	Региональные глубинные зоны разломов, сквозные системы нарушений (шириной 10—20 км), надвиги, сбросы, сдвиги, раздвиги (длина десятки километров и более)
Локальный 1 : 200000 — 1 : 100000	Рудные узлы; сотни квадратных километров	Антиклинали, синклинали, грабены, горсты, локальные блоки, аномальные блоки узлов пересечения разрывных структур, ареалы даек и магматических тел, пластины, чешуи	Интрузивные, надэнтрузивные простые и сложные купола и впадины, вулканические, субвулканические, магматогенные центрального типа (конические), метаморфогенные, гидротермально-метасоматические, брахиформные (70—10 км)	Разломы, системы сближенных нарушений и зон повышенной трещиноватости, зоны смятия, зоны повышенной проницаемости, внутриблоковые сквозные системы нарушений, скрытые разломы фундамента (ширина от сотен метров до первых километров, протяженность первые десятки километров)
Детальный 1 : 50000 — 1 : 25000	Рудные поля; от нескольких до десятков квадратных километров	Складки высоких порядков, фрагменты низкопорядковых структур, структуры узлов пересечения зон разломов и трещиноватости; поля даек, субвулканических тел, центров вулканической активности; зоны метасоматически и гидротермально измененных пород (первые километры)	Рудоносные магматические тела и магматогенные структуры: купола и штоки гранитоидов, интрузий центрального типа, субвулканические, экструзивные; радиально-концентрические и субпластовые элементы их внутренней структуры; надочаговые ареалы — системы контактово-жильных и метасоматических тел и даек, малых интрузий, трубок взрыва	Разломы и оперяющие их трещины, зоны контактового метаморфизма, трещиноватости и дробления, жильные и штокверковые зоны, зоны кливажа и рассланцевания, интерференционные структуры рудных полей (первые километры — сотни метров)

Локальные рудоносные формы

Под этим общим названием объединены все те случаи, когда оруденение отчетливо контролируется определенным типом локальных структур, соизмеримых по размерам с площадями соответствующих рудных таксонов (табл. 1). В 1983 г. Ю.Г. Сафонов, обобщая фактический материал по структурному контролю золоторудных месторождений, сформулировал положение о локальных рудоносных структурных формах земной коры. Они занимают специфическое геологическое положение и характеризуются автономностью развития при унаследовании тектонических и тектономагматических форм в ходе перестройки под влиянием локальных напряжений, создающихся длительно развивающимися рудогенерирующими магматическими очагами. Этим определяется своеобразная геологическая позиция рудоносных блоков и более интенсивное развитие тектонических нарушений в их пределах. Рассмотренные этим автором типовые структурные позиции ряда месторождений свидетельствуют, что в областях тектономагматической активизации и в пределах вулканических поясов большинство локальных рудоносных форм представляют собой либо разломы, либо тектонические приразломные блоки, вмещающие малые интрузивные и субвулканические тела, или жерловые фации палеовулканов, которые также контролируются в большинстве случаев разрывными нарушениями. Автономность рудоносных блоков хорошо подтверждается морфоструктурными и аэрокосмическими данными, что и позволяет ставить задачу распознавания подобных структур.

2. МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Морфоструктурный анализ — это особый способ исследования рельефа для выявления элементов структуры как поверхностных, так и глубинных, это особый подход к изучению геологического и тектонического строения, позволяющий получить новые данные и построить структурную модель исследуемой территории. Таким образом морфоструктурный анализ — это система взглядов и методология выявления элементов тектоники, в том числе скрытой глубинной, опосредованно по совокупности структурных черт рельефа.

Исходной предпосылкой морфоструктурного анализа служит установленный факт тесной связи рельефа со структурами подстилающего субстрата и отражение их во внешнем облике рельефа. Это предопределено зависимостью процессов эрозии и денудации, формирующих внешний облик рельефа, от процессов гравитации и физического состояния литосферы. Силы гравитации, в значительной мере определяющие физико-географические процессы формирования рельефа, связаны прежде всего с изостазией и влияют на формирование всей литосферы. Вслед-

ствии этого возникающие на различной глубине дефекты масс находят в той или иной форме выражение в рельефе. Это позволяет считать, что рельеф обладает свойством суммарно отражать структурные элементы различных слоев литосферы. Тесная связь процессов изостазии и высот современного рельефа дает возможность использовать не только морфологические особенности рельефа, но и его морфометрические характеристики для анализа физического состояния литосферы.

Морфоструктурный анализ возник из направления структурной геоморфологии, установившей тесную связь рельефа с особенностями геологической структуры. Впервые это было показано работами В. Дэвиса, В. Пенка, Л. Кинга, И.С. Шукмна. Это положение послужило основой для разработки разного рода морфометрических методов изучения строения территорий в прикладных целях: выявление локальных нефтяных и газоносных структур, проводившееся Н.Г. Шубиной, Л.Б. Аристарховой, А.А. Лукашовым, Ю.Г. Симоновым, В.П. Философовым. По Ю.А. Мещерякову морфоструктурный анализ предполагает изучение исторических взаимоотношений между рельефом и структурой. В связи с этим авторы, так же как и И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков, считают, что морфоструктуры — это такие формы рельефа и их совокупности, которые закономерно связаны с геологическими особенностями строения и развития. Этим определением подчеркивается прежде всего соразмерность морфоструктур тектоническим структурам различного масштаба и времени формирования.

Особое значение для развития метода морфоструктурного анализа рельефа имело сложившееся в 60-х годах направление изучения металлогении активизированных орогенных областей и, в частности, работы Н.А. Фогельман, И.Н. Томсона, М.А. Фаворской, А.В. Орловой и др. В этих работах методика морфоструктурного анализа разрабатывалась В.С. Зориной, И.К. Волчанской, Е.Н. Сапожниковой, Н.Т. Кочевой для выявления структур скрытого типа, плохо выраженных в геологическом строении верхних горизонтов коры. Гораздо лучше скрытые структуры проявлены в рельефе, благодаря эффекту "просвечивания". Они "нащупываются" эрозией и другими экзогенными процессами и запечатлены комплексом структурных форм. Выявлению таких структур в значительной мере способствовало развитие дистанционных методов исследования и, главным образом, космических, которые дали качественно новую информацию. Поскольку фотография Земли из космоса в первую очередь отражает рельеф, постольку и информация о геологических структурах является опосредованной через рельеф. Благодаря сильной генерализации на космических снимках фиксируются протяженные структуры, обнаружение которых наземными методами исследований малоэффективно. Благодаря большой разрешающей способности космических снимков на них прослеживаются детали строения рельефа, а, следовательно, более мелкие элементы структуры территории.

Специфическим моментом в методике структурно-геоморфологического дешифрирования космическоматериалов является совместный

анализ космофотоизображений и топографических карт, что описано нами ранее в работе "Анализ космических снимков при тектономагматических металлогенических исследованиях" (М.: Наука, 1979).

Этот прием анализа используется при самых различных масштабах исследования от региональных обзорных и кончая самыми детальными, имеющих целью структурно-геоморфологическое изучение конкретного рудного узла или поля. Топографические карты, обладая высокой степенью генерализации, содержат морфологическую и морфометрическую характеристики рельефа. Последняя в значительной мере генетически связана с физическими полями Земли, поскольку высоты рельефа хорошо коррелируются с гравиметрическими данными.

Задачей морфоструктурного анализа как метода обнаружения скрытых структур является выработка рационального комплекса приемов анализа рельефа и ландшафта и отбора их характерных признаков. Однако эта задача по-разному решается на различных уровнях генерализации. Рассмотрим последовательно методику морфоструктурного анализа с одной стороны на континентальном и региональном, с другой — на локальном и детальном уровнях.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Он основан на изучении рельефа по топографическим картам, космофотоизображениям того же или более мелкого масштаба и геоморфологическим данным. Морфоструктурный анализ распадается на несколько последовательных этапов: 1) выявление структурного каркаса территории, 2) ранжирование и типизация структур, 3) морфоструктурное районирование, 4) интерпретация результатов с привлечением геолого-геофизических, петрологических, рудно-формационных и других данных. Задачей морфоструктурных исследований на этом уровне генерализации является установление структурного каркаса конкретной территории, в котором различаются структуры разного ранга и типа. Среди них особое место принадлежит сквозным структурам, секущим или поперечным к основному тектоническому плану. Они имеют важное металлогеническое значение и являются либо рудоконцентрирующими либо барьерными для определенных геологических и рудных формаций.

Наряду со скрытыми тектоническими нарушениями в процессе анализа рельефа выявляются и находят отражение на схемах дешифрирования известные разломы и зоны разломов. Однако характер и степень их выраженности в рельефе существенно отличаются от выражения в рельефе скрытых систем нарушений. Таким образом выделяются два типа линейных структур: 1) системы нарушений основного структурного плана территорий; 2) скрытые сквозные системы нарушений. Каждая имеет специфические черты выражения в рельефе и, следовательно, соответствующие им особенности отражения на космических снимках и топографических картах.

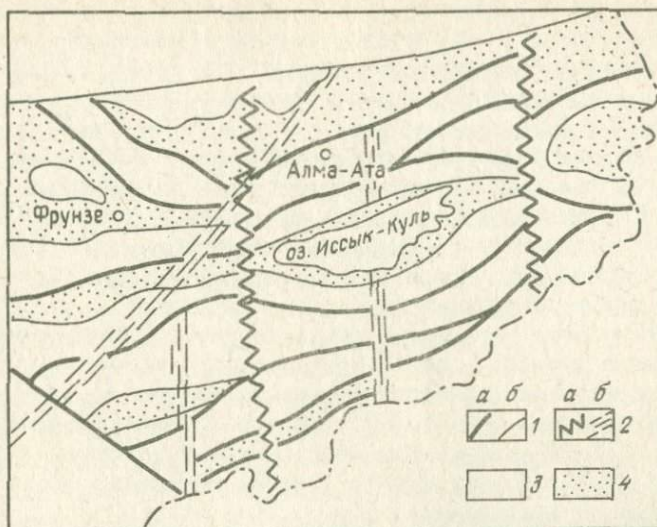


Рис. 5. Сквозные системы нарушений восточного Тянь-Шаня:

1 — крупнейшие линеаменты, ограничивающие морфоструктурные зоны (региональные глубинные разломы): а — I порядка, б — II порядка; 2 — сквозные системы нарушений (границы крупнейших блоков фундамента): а — I порядка, б — II порядка; 3 — блоки относительных поднятий; 4 — блоки относительных опусканий

Системы нарушений первого типа, как правило, выражены очень отчетливо на топографических картах и космических снимках. Они ограничивают крупные формы рельефа (системы поднятий или резко выраженные опускания и т.п.) и представляют собой уступы различной величины, выдержанные по простиранию, высоте и направлению. На топографических картах такие формы рельефа отображаются в виде линейно вытянутого сгущения горизонталей и подчеркнуты депрессионными зонами долин крупных рек, системами котловин озер и другими элементами рельефа и ландшафта. Кроме того, они разграничивают области и зоны с различным характером расчленения рельефа, что служит одним из определяющих признаков разломов этого типа. На космических снимках они проявлены как отчетливые границы различной плотности и рисунка фототона. Очевидно, что системы нарушений первого типа имеют высокую степень выраженности в рельефе.

Системы нарушений второго типа, во-первых, дискордантны по отношению к простиранию основных структурных элементов, во-вторых, они, как правило, имеют значительное протяжение и могут пересекать многие крупнейшие структурные зоны, секут границы континентов и океанов и тому подобное, в-третьих, они слабо проявлены в верхних структурных этажах. Все эти особенности скрытых нарушений учиты-

ваются при морфоструктурном анализе территории. Прежде всего, степень проявленности в рельефе этих образований значительно слабее, чем основных зон разломов, что может служить одним из признаков для установления типа структуры. Нарушения этого типа устанавливаются путем анализа различного рода аномалий: серии или цепочки изгибов русел и долин рек, повороты хребтов, смещения продольных разломов и ограниченных ими структурных зон и т.п. (рис. 5). На топографических картах они в основном выражены фрагментами линейных элементов рельефа и ландшафта, сгруппированными в протяженные зоны иногда значительной ширины и прослеживаются по цепочкам аномалий в конфигурации элементов ландшафта и рельефа. Как правило, они представляют собой зоны, вдоль которых наблюдаются аномальные изменения в простирации основных элементов структуры: смещения, азимутальные изменения, развороты, расщепление на несколько составляющих элементов (веер) и т.п.

На космических снимках системы нарушений этого типа имеют не одинаковое выражение в различных геоструктурных обстановках. Так, для платформенных условий со слабо дифференцированным рельефом скрытые системы нарушений имеют вид широких зон сгущения элементов ландшафта определенного простираения, как прямолинейного, так и дугового (солончаков в областях аридного климата, болот и озер в гумидном климате и т.п.), могут представлять собой линейные зоны пятнистого расположения растительности, линейно ориентированные зоны с определенной плотностью или рисунком фототона, отвечающие, как правило, природным комплексам со своеобразным набором растительности, уклонов рельефа и характером распределения подпочвенных вод. Иногда скрытые системы нарушений на космических снимках имеют вид широкой зоны фестончатой или зигзагообразной формы благодаря сочленению или сочетанию разного по плотности фототона. Они смещают продольные структуры, и, таким образом, представляют собой разломыв-сдвиги. Очень часто такие зоны дешифрируются как сгущение или переключение мелких трещин и разломов, подчеркнутых эрозионной сетью (см. рис. 4, 5).

В орогенных областях скрытые системы нарушения выявляются прежде всего как границы поперечных блоков, различных по характеру расчлененности рельефа, как зоны, вдоль которых происходит смещение элементов структуры основного плана. Сами линеаменты, образующие такие зоны на космических снимках, имеют вид теневых структур. По топографическим картам вдоль этих линий возможно проследить не только смещения продольных линеаментов, но и перепады высот вершинной поверхности между соседними блоками.

К категории скрытых структур относится большинство круговых линеаментов. Дальнейшая обработка полученных в результате анализа данных носит характер синтеза.

Для большей наглядности и простоты операций над элементами

рельефа, несущими информацию об особенностях строения территории, в морфоструктурном анализе применяется "калечный способ" исследования. Он состоит в том, что конкретные элементы рельефа (уступы, прямолинейные отрезки долин, цепочки озер и т.п.) заменяются с помощью кальки абстрактными линиями, фиксирующими местоположение тех или иных протяженных или круговых систем нарушений. В то же время производится типизация элементов структуры, как это было показано (для каждого типа структурных элементов свой условный знак). Полученная таким образом схема линейных элементов позволяет представить в генерализованном виде структурный каркас территории. Схема обладает свойством наглядности, так как представляет абстрактное изображение проекции зон разломов на дневную поверхность. В таком изображении наиболее отчетливо выступают плановые соотношения различных по типу и простиранию линейных структур, а также различного рода аномалий. Особенность этого изображения состоит также в том, что в рельефе отражаются как проявленные в верхнем структурном этаже нарушения и зоны разломов, так и скрытые структуры нижних этажей литосферы и более глубинных. Таким образом, калька морфоструктур отражает суммарную картину поверхностных и глубинных структурных неоднородностей.

Исходя из свойств "калечного способа" анализа территории, разработана легенда для составления региональных морфоструктурных схем. Она в достаточной степени универсальна и может применяться в различных геоструктурных областях. В основе легенды лежит принцип выделения структурных элементов рельефа по их схожести (аналогии) с геологическими структурами. Поэтому морфоструктуры разделены на две крупные категории: I — линейные (по аналогии с разломами и другими подобными геологическими структурами); II — объемно-площадные (по аналогии со структурно-формационными и другими зонами, блоками и т.д.). Морфоструктуры линейные, как уже отмечалось, по внешним морфологическим признакам разделяются на прямолинейные и круговые с одной стороны, с другой — на ограничивающие и секущие морфоструктурные зоны и блоки. Степень выраженности в рельефе секущих линеаментов, как правило, гораздо слабее, чем ограничивающих морфоструктуры. Это позволяет предполагать, что они отвечают разломам и зонам скрытого типа.

Одновременно производится анализ высотных отметок водоразделов, по распределению которых представляется возможным выделять области или блоки относительных поднятий и опусканий. Каждый блок маркируется цифрой осредненного значения преобладающих высот водоразделов данного блока (фоновых высот). В понятие выраженности в рельефе входит также наличие или отсутствие перепада высот вдоль блокоограничивающих разломов, или иначе говоря, амплитудными или безамплитудными являются те или иные линеаменты; ограниченные ими блоки и зоны в зависимости от абсолютной высоты их вершинной

Линейные морфоструктуры

Отношение к объемно-площадным морфоструктурам	Порядок морфоструктур по относительной величине	Степень выраженности морфоструктур		
		первая	вторая	третья
1. Ограничивающие структурно-геоморфологические области, зоны, подзоны, блоки	от 1 до л			
2. Ограничивающие круговые морфоструктуры: а) поднятия, б) опускания	от 1 до л			
3. Секущие морфоструктуры	от 1 до л			
4. Гипсометрические ступени и протяженные уступы рельефа				

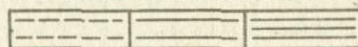
Объемно-площадные морфоструктуры

Шкала фоновых высот (от наибольших к наименьшим)

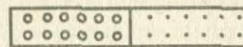
1. Относительные поднятия



2. Относительные опускания

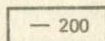


3. Максимальные опускания (межгорные и внутригорные депрессии и депрессионные зоны долин)



Прочие обозначения

1. Знак и амплитуда относительного движения блоков, м



2. Обобщенные отметки фоновых высот

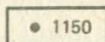


Рис. 6. Сводная легенда морфоструктурной схемы

поверхности, разделяются на относительные поднятия или опускания, а внутри этих подразделений — по степени подчиненности—опущенности на сильные и слабые. Все это фиксируется на морфоструктурных схемах, составляемых по топографическим картам масштаба от 1:200000 до 1:1000000 включительно и находит отражение в легенде. Одновременно выделяются объемно-площадные структуры по порядкам в зависимости

от размеров и соподчиненности друг с другом. Это достигается путем разделения на порядки ограничивающих их линейных структур (рис. 6).

Однако при необходимости составления карт и схем более мелкого масштаба либо при обобщении полученного материала в том же масштабе производится генерализация, в результате которой возможно выделение наиболее протяженных и более мощных (как по ширине, так и по оказываемому ими влиянию) сквозных систем нарушений. Таким образом, системы нарушений этого типа также могут быть различных рангов (см. рис. 4, 5).

Разделение круговых (кольцевых) морфоструктур проводится по степени их обособленности в рельефе, по морфологическим и морфометрическим признакам и по размерам, так как последние в значительной мере обусловлены генетически.

Для выявления круговых морфоструктур используется критерий радиально-концентрической симметрии орогидрографических элементов и соответствующего распределения фоновых высот, морфоструктурных зон, ярности горного рельефа. Порядки кольцевых морфоструктур определяются по размерам их поперечников, которые по статистическим подсчетам образуют дискретные группы. С переходом от одного порядка к другому меняются и классы кольцевых морфоструктур по их геолого-генетическим особенностям. При выделении круговых морфоструктур учитывается направление движений: положительного или отрицательного знака.

Составление региональных морфоструктурных схем на основе предлагаемых принципов позволяет ранжировать структуры, что очень важно для установления их природы и глубины заложения, упрощает применение морфоструктурного анализа в различных геоструктурных областях, дает сопоставимые результаты несмотря на разнообразие морфоструктурных обстановок в различных геоструктурных областях.

Представленная типовая легенда универсальна, она дает возможность при любых особенностях геологического строения, тектоники и рельефа получать унифицированные морфоструктурные схемы региона. Это служит предпосылкой дальнейшего использования таких схем для машинной обработки.

Анализ рельефа идет не только по направлению выявления региональных структур разного ранга путем исследования линейных образований. Анализу подвергаются также различные типы и группы типов рельефа и особенности ландшафта. Все они самым тесным образом связаны с литологией, составом магматических или метаморфических пород и образуемых ими тел как в приповерхностной зоне, так и в более глубоких горизонтах земной коры, а также с интенсивностью и направлением движений. Таким образом типы (или группы типов) рельефа отражают тектонические неоднородности, подчас не только в приповерхностных сферах земной коры, но и структурные образования на различных глубинах, вплоть до поверхности Мох.

Узлы

При выделении линейных структур разного типа, значимости и направления с использованием калечного способа образуются узлы пересечения различных линеаментов, представляющие собой наиболее сложные по строению рельефа участки земной поверхности. Это связано с тем, что в узлах пересекаются системы нарушений различной ориентировки, глубины заложения и кинематики.

Узлы пересечения линеаментов — это только внешние признаки тектонических структур, индикаторами которых они являются. Узлы представляют собой сложнопостроенные как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях объемные тела, простирающиеся на значительные глубины. Площади таких узлов определяются шириной пересекающихся сквозных зон разломов и представляют собой участки повышенной раздробленности и проницаемости земной коры. В областях орогенной активизации в этих узлах создаются наиболее благоприятные условия для подъема мантийных флюидов и магматических расплавов из мантии в верхние горизонты земной коры. В платформенных условиях узлы представляют собой участки повышенной тектонической трещиноватости чехла и связанных с нею гидро- и геохимических аномалий, часто отражающихся в ландшафтах.

Все эти особенности внутреннего строения узлов создают благоприятные условия для локализации в их пределах промышленно ценного оруденения или образования ловушек для осадочных месторождений.

Как же все эти особенности узлов выражаются на поверхности земли в региональном масштабе и какие признаки являются определяющими при прогнозной оценке территории для отбора наиболее перспективных узлов?

Как уже было отмечено, пересечения линеаментов служат внешним индикатором узлов. Однако наиболее глубинные и наиболее проницаемые участки образуются при пересечении крупнейших линеаментов первых порядков со скрытыми сквозными системами нарушений. Это объясняется тем, что крупнейшие линеаменты основного структурного плана являются, как правило, региональными глубинными разломами, вдоль которых происходили многократные подвижки. Глубинность тектонической структуры узла увеличивается за счет скрытых систем нарушений, многие из которых достигают поверхности фундамента или даже поверхности Мохоровичича. С увеличением числа пересекающихся тектонических зон обоих типов (как выраженных в верхних частях земной коры, так и скрытых систем нарушений) степень раздробленности, проницаемости и, вероятно, глубинности тектонического узла возрастает. Поэтому множественность пересечений крупнейших линеаментов является одним из индикаторов глубинности и перспективности узла при прогнозировании оруденения.

Среди скрытых систем нарушений также проводится ранжирование

и отбор наиболее значительных. Как показывает опыт применения морфоструктурного анализа в областях активизации, наблюдаются различия в характере выражения сквозных систем нарушений разного ранга, а соответственно и глубины заложения и степени мобильности и т.п. Наиболее перспективными для локализации и концентрации оруденения являются те из них, аномальность которых наиболее очевидна. На таких структурах, как правило, происходит резкая смена, смещение или стыки элементов основного тектонического плана, иногда они играют барьерную роль по отношению к некоторым тектоническим или рудоносным структурам. Такие скрытые системы нарушений имеют значительную мощность по ширине и представляют собой структуры довольно высокого ранга. Фактически эти структуры служат блокоразделами в глубоких этажах земной коры или в некоторых случаях — по границе с мантией.

Вдоль сквозных систем нарушений подобного рода происходили неоднократные подвижки блоков земной коры, по-видимому, в различных направлениях. Это находит выражение в современном рельефе в виде невыдержанных по знаку и величине амплитуд перемещений блоков рельефа и является одним из внешних (морфоструктурных) признаков скрытых систем нарушений (см. рис. 5).

Все эти особенности пересекающихся линейных зон разломов оказывают существенное влияние на характер строения и глубину заложения узла. Опосредованно они находят отражение во внешнем облике территории: в рельефе и ландшафтах. Благодаря большой подвижности пересекающихся зон в узлах наблюдается высокая контрастность рельефа как по набору типов рельефа и ландшафтов, так и в высотных уровнях. В морфоструктурном рисунке узлов наблюдается повышенная блоковая расчлененность за счет большого количества пересекающихся линейных элементов и других аномалий в рельефе и ландшафте. Это также усиливает контрастность рельефа площади узла. Сложность рельефа здесь может быть следствием не только повышенной мобильности блоков земной коры, но также благодаря препарировке экзогенными процессами скрытых магматических тел (интрузивных и экструзивных массивов и т.п.) и "просвечиванию" элементов внутреннего строения (например, радиально-концентрического) (рис. 7).

На космических снимках по элементам фототона часто удается вычитать приуроченные к узлам круговые и кольцевые образования, которые не имеют прямого выражения в формах рельефа и, следовательно, не являются неотектоническими образованиями. В каждом конкретном случае вопрос об их природе решается исходя из геолого-тектонических условий региона. Подобные образования наблюдаются и в областях с платформенным тектоническим режимом, с мощным чехлом рыхлых отложений и полностью амагматичных. Примером может служить отшифрованные по космическому снимку (снятому со станции "Союз") кольцевые образования в узлах, вмещающих целестин-баритовое оруде-

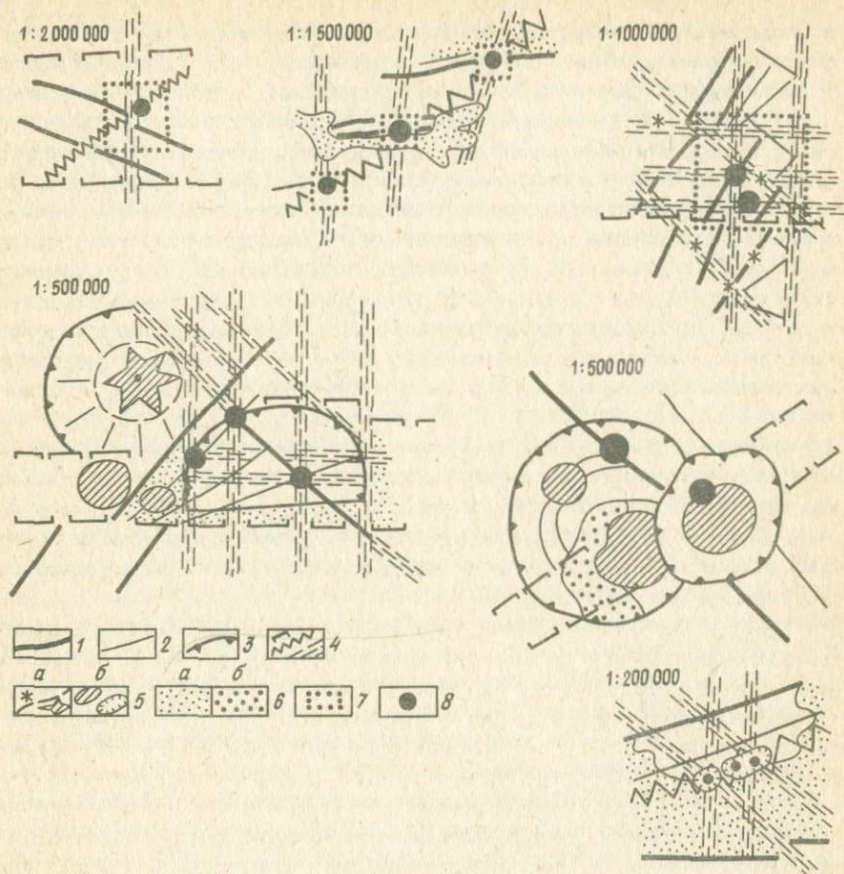


Рис. 7. Морфоструктурные образы рудоносных узлов эндогенной активности на различных уровнях генерализации:

1 — крупнейшие линеаменты — региональные глубинные разломы; 2 — прочие линеаменты; 3 — границы кольцевых структур различного генезиса; 4 — сквозные системы нарушений различного типа и ранга; 5 — обособленные формы рельефа: а — вулканические конусы, б — куполовидные поднятия; 6 — депрессионные зоны (а), впадины (б); 7 — рудоносные узлы; 8 — проявления эндогенной минерализации

нение Мангышлак-Устьюртского поднятия в пределах Туранской плиты (см. рис. 4). Е.Н. Сапожникова и С.М. Жданов [22] предполагают, что отшифрованные природные комплексы отражают метасоматические изменения в толще чехла над магматогенными образованиями более глубоких этажей земной коры в связи с тектонической трещиноватостью в более верхних горизонтах. Весь этот "столб" отражается в ландшафтах

благодаря реакции грунтовых и подпочвенных вод на физико-химические условия, а также благодаря приспособившимся к этим условиям почвам и растительности. Последние обусловили определенные отражательные особенности земной поверхности этой территории.

В одном из узлов в теле кристаллического фундамента, по данным магнитометрической съемки М.И. Калинина и Ш.М. Сейфулина, установлены обособленные объекты, которые представляют собой предположительно интрузивные комплексы различного состава.

Таким образом, Е.Н. Сапожниковой и другими [26] были рассмотрены теоретические предпосылки и обоснования для выделения по внешним признакам узлов повышенной проницаемости, представляющих собой особый тип тектонических структур. Они имеют специфическую выраженность в рельефе. На этой особенности основана методика выявления узлов повышенной тектонической мобильности и проницаемости, как наиболее вероятных концентраторов оруденения. В ее основу положены следующие моменты морфоструктурного анализа и свойства геологических объектов.

1. При морфоструктурном анализе с использованием калечного метода все отдешифрованные элементы структуры (как по топографическим картам, так и по космофотоматериалам) фиксируются на кальке, где они разделены по типам и рангам. Здесь же фиксируются пересечения этих структур.

2. Пересечений образуется множество, однако они очень разнообразны как по характеру самого пересечения, так и по набору пересекающихся линеаментов (по типу и рангу). Большинство исследователей, использующих дистанционные материалы и методы в геологических работах, учитывают главным образом формально-количественную сторону: количество пересечений, угол пересечения, диагональные или ортогональные линеаменты и т.п. [2, 7, 16, 28].

В методике, разработанной авторами, эти моменты не являются основополагающими, так как на первый план выходят такие важнейшие признаки, как тип и ранг пересекающихся структур с учетом числа пересечений. При разработке методики морфоструктурного анализа орогенных областей и обосновании ее применения при металлогенических исследованиях И.К. Волчанской и Е.Н. Сапожниковой прогнозные узлы выделялись по качественной оценке линейных зон. Наиболее проницаемыми и, следовательно, наиболее благоприятными для локализации оруденения являются те участки, где пересекаются наиболее мощные зоны основного структурного плана со сквозными системами нарушений высокого ранга. В морфоструктурном отношении первые представляют собой границы орогенов или крупных продольных структурно-геоморфологических зон. Им соответствуют крупные региональные глубинные разломы. Сквозные системы нарушений также имеют глубокое заложение, так как они часто контролируют размещение в верхней части земной коры глубинных магматических масс.

3. Наличие "просвечивающих" элементов глубинной структуры как линейных, так и кольцевых или другой какой-либо формы, усложняющих строение узла и служащих индикаторами его глубинности, является важным физиономическим признаком перспективности узла в металлогеническом отношении.

4. Из других внешних признаков специфических рудоконтролирующих тектонических структур следует отметить морфологические особенности рельефа, заключающиеся в повышенной расчлененности, по сравнению с фоном, и большой контрастности рельефа на определенном участке (резкое чередование относительно поднятых и относительно погруженных участков депрессионных зон, сгущение изолированных обособленных форм рельефа).

Все эти особенности морфологических и морфометрических черт рельефа в совокупности со структурными элементами (последние специально обозначены на кальке или вынесены на морфоструктурные схемы) создают своеобразный внешний облик тектонической структуры узла — морфоструктурный образ. На его основе представляется возможным построить объемную генетическую модель строения земной коры, поскольку морфоструктурный образ складывается не только из близкоповерхностных геологических элементов, но также из элементов скрытых глубинных структур, в большинстве случаев слабо проявленных в поверхностных геологических признаках, но хорошо подтверждающихся геофизическими данными и глубоким бурением. Поэтому морфоструктурный образ узлов является особым объектом дешифрирования при прогнозно-металлогенических исследованиях.

Признаки выражения в поверхностной части земной коры рудоносных узлов на различных уровнях генерализации неоднозначны, следовательно будут различны и их морфоструктурные образы. Образ рудоносного узла на региональном уровне исследования (масштаб от 1:1000000 и мельче) практически представляет собой точку пересечения скрытых и явных разноориентированных тектонических нарушений. Геологическое строение узла характеризуется повышенной сложностью и насыщенностью контрастными по составу и генезису магматическими образованиями.

СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА РУДНЫХ ПОЛЯХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

При региональных морфоструктурных исследованиях в основную задачу входило установление общего структурного каркаса территории, выявление специфических тектонических структур и, таким образом, оценка позиции наиболее мобильных и проницаемых точек и наиболее аномальных сквозных систем нарушений скрытого типа. Эта работа должна всегда предшествовать этапу средне- и крупномасштабных мор-

фоструктурных исследований, поскольку элементы региональной тектоники оказывают существенное влияние на элементы структуры более низкого ранга и тесно с ним связаны. Наличием региональных структур скрытого типа определяются различного рода аномалии на локальном и детальном уровнях.

Особенностью среднемасштабных исследований является то, что на этом уровне генерализации в наибольшей степени прослеживается связь рельефа с геологическими объектами.

Однако сквозь рисунок хорошо выраженных геологических структур, которые обычно отражены на геологических картах соответствующего масштаба, в рельефе отражаются также многие элементы скрытой глубинной тектоники и магматических масс. Поэтому задачей исследований является разделение элементов поверхностной и глубинной структуры, не находящихся непосредственного выражения в геологических признаках.

Вместе с тем среднемасштабными морфоструктурными исследованиями выявляются особенности или аномалии геологического строения территории, требующие проведения специальных или более детальных геологических исследований. Так, специализированными палеотектоническими, магматическими и рудно-формационными исследованиями во многих регионах подтверждена значительная часть структур сквозного типа и раскрыта их природа, история развития и металлогеническая роль [19, 5, 24, 26].

Как правило среднемасштабные исследования (1:200000 — 1:100000) по своему охвату соответствуют территориям рудных районов или узлов. В строении рудоносных площадей отражается сочетание региональных и локальных факторов контроля оруденения. Это хорошо выявляется при анализе среднемасштабных космических снимков и аэрофотоматериалов, а также топографических карт в сопоставлении с данными геолого-поисковых и разведочных работ, бурения и геофизических работ.

В геологическом строении рудных районов и узлов с промышленным оруденением участвуют глубинные системы нарушений разного типа. Это и региональные межформационные разломы и сквозные системы нарушений скрытого типа, сочленения которых образуют блоковые структуры, имеющие специфическое выражение на космоаэрофотоматериалах и топографических картах.

Рассмотрим последовательно методику и приемы морфоструктурного анализа при среднемасштабных исследованиях в некоторых рудных районах СССР и за рубежом. Остановимся в этой связи на трех важных аспектах морфоструктурного анализа для этого масштаба. Во-первых, геологический фактор влияет на морфоструктурный рисунок площади рудных объектов и определяет его физиономические черты. На фоне доминирующих и хорошо выраженных в рельефе элементов геологической структуры особенно сложным является процесс вычленения скрытых структур различного типа и ранга. Во-вторых, морфоструктурным

анализом устанавливаются как локальные элементы структуры конкретного узла (блоковые, кольцевые образования, разломная тектоника и т.п.), так и региональные трансструктурные линейаменты, играющие важную роль в создании тектонической структуры региона и концентрации оруденения. Морфоструктурным методом анализа аэро- и космофотоизображений представляется возможным расшифровать особенности локализации месторождения. Наконец, третьим важным моментом морфоструктурного анализа в этом масштабе является широкое использование приема выделения ареалов СЛК (структурно-литоморфных комплексов форм рельефа и ландшафта) для установления скрытых линейных структур и различного рода объемных тел.

На примере рудоносной площади, включающей такие крупные рудные месторождения, как Ледвил и Клаймакс в США, попытаемся проиллюстрировать, в каком соотношении находятся элементы структуры с данными морфоструктурного анализа, а также особенности проявления локальных структур на региональном фоне. Описываемая группа месторождений, или по П. Биллингслею и А. Локку кластер, расположен на северо-востоке рудного пояса Колорадо в месте пересечения им меридионального пояса Скалистых гор (северное окончание рифта Рио-Гранде). Более локальными структурами для данного района являются северо-северо-западный грабен Арканзас (северное продолжение рифта Рио-Гранде) и горст Москито. В горсте докембрийский фундамент перекрыт палеозойскими осадками, которые прорваны верхнемеловыми (ларамийскими) и третичными интрузивами монцонитов и гранит-порфиоров. Месторождение Клаймакс находится в блоке докембрия с гнейсами и докембрийскими гранитоидами. Третичные гранитоиды на площади самого месторождения не вскрыты. Однако по геофизическим данным предполагается наличие довольно крупного батолита на глубине около 500 м от поверхности. Он выявлен по наличию гравитационного минимума, аналогичного таким же минимумам на юге территории, которым соответствуют выходы на поверхность гранитных массивов, таких, как батолиты Твин-Лейкс и Маунт-Принстон (рис. 8, 9) [36].

Морфоструктурный анализ проводился по карте масштаба 1 : 100000. Результаты анализа представлены на рис. 7. Они были дополнены картами магнитных и гравиметровых аномалий и структурной схемой того же масштаба [36]. Ни одна из исходных карт, ни их сочетание не позволяют выявить отличительные особенности позиции месторождений на региональном фоне.

Представленная морфоструктурная схема проясняет особенности структурной позиции месторождений Ледвил и Клаймакс. Во-первых, можно констатировать узловое положение обоих месторождений. Так, Клаймакс находится на пересечении ряда линейных зон: северо-северо-западного разлома Лондон, хорошо выраженного в рельефе в виде ограничивающего долину реки Южное Плато, северо-восточного регионального разлома (неявно выраженного в верхней части коры, хотя и отвечаю-

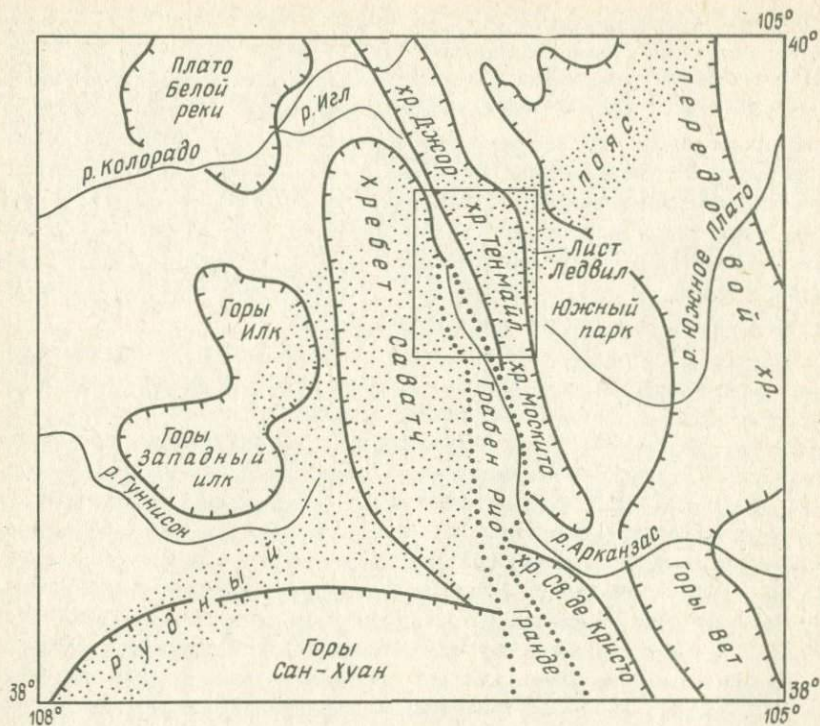


Рис. 8. Структурная позиция рудного района Ледвил-Клаймакс в Рудном поясе Колорадо и грабене Рио-Гранде. По [36].

щего генеральному простираению рудного пояса Колорадо), а также широтной и меридиональной скрытых систем нарушений. Кроме того, позиция месторождения осложняется наличием кольцевой структуры размером около 7 км. Ей отвечает локальный минимум гравитационного поля. Таким образом, батолит порфировидных гранитов в рельефе очень четко отражен. Аналогична структурная позиция и месторождения Ледвил, находящегося в узле пересечения крупнейших линейных элементов, усложненном наличием куполовидных структурных форм (рис. 10). Структурная позиция обоих месторождений определяется приуроченностью их к региональному поднятию куполовидной формы размером 16 км и имеющего кольцевое ограничение.

Как видно из сопоставления морфоструктурной схемы с данными геологического строения территории, основные элементы геологии отражаются в рельефе очень отчетливо. Однако морфоструктурный образ региона оказывается гораздо сложнее, так как в рельефе фиксируются и более глубинные элементы, не выходящие на дневную поверхность,

Рис. 9. Карта региональных аномалий Буге и распределение крупных третичных интрузивных масс района Ледвил-Клаймакс. По [38]

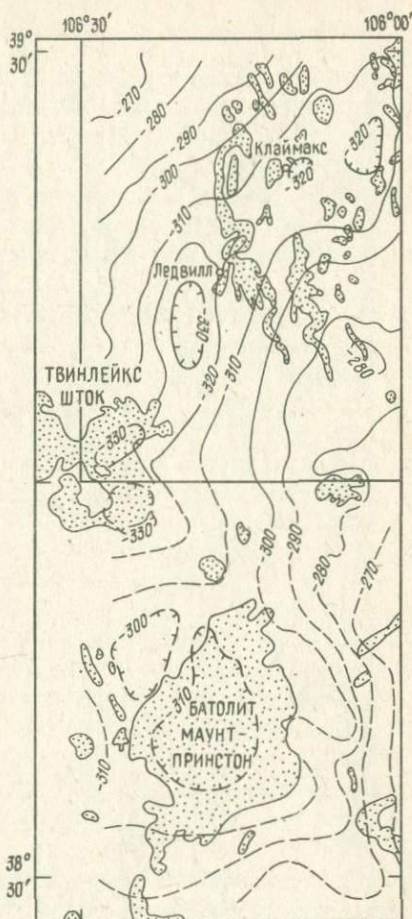
установленные геофизическими исследованиями. Это хорошо видно из сопоставления среднемасштабной морфоструктурной схемы с региональной схемой структур (см. рис. 8, 10).

На этом примере можно наглядно проследить взаимодействие региональных и локальных структур различного типа. Из сопоставления геолого-структурных мелкомасштабной и среднемасштабной схем очевидно, что элементы трансрегиональной северо-восточной структуры рудного пояса Колорадо не находят отражения на региональной тектонической схеме. В то же время они запечатлены в структурных формах рельефа.

Из проведенных сопоставлений разномасштабных материалов видно, что собой представляют узлы на различных уровнях генерации. Площадь кластера Ледвил-Клаймакс представляет собой узел взаимодействия крупнейших структурных зон. Вместе с тем на этой площади в среднем масштабе выделяется целый ряд узлов более мелких, определяющих позицию рудоносных площадей. В образовании таких узлов принимают участие как региональные, так и локальные структуры, значительно усложняющие их.

Накопленный нами опыт морфоструктурного изучения рудных узлов позволяет расшифровать их глубинное строение по особенностям морфоструктурного рисунка (образа). Различаются следующие типы узлов, вмещающих оруденение: кольцевые, блоковые, линейные.

Рассмотрим типы морфоструктурных образов узлов на примере рудных объектов.



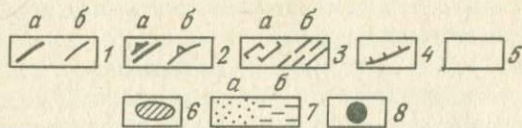
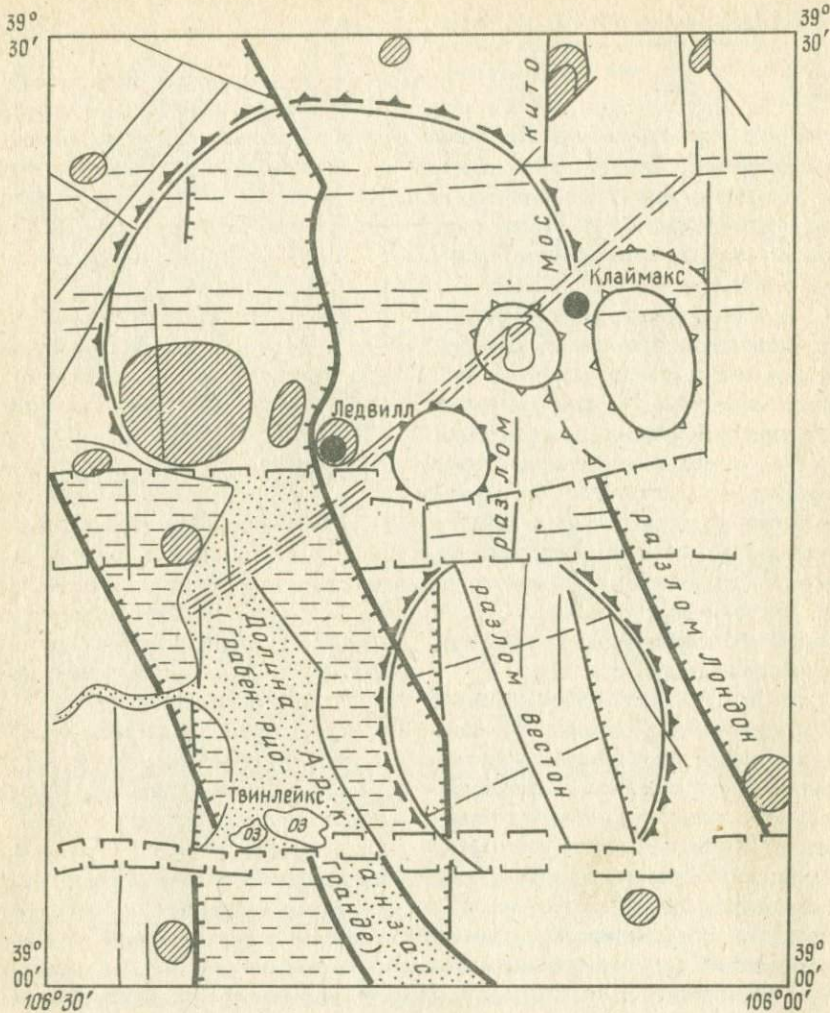


Рис. 10. Морфоструктурная схема рудного района Ледвилл-Клаймакс. Составила Е.Н. Сапожникова.

Линейные морфоструктуры: 1 — границы морфоструктурных зон (а), подзон и блоков (б) (соответствуют региональным глубинным разломам); 2 — границы круговых морфоструктур (надынтрузивные поднятия): а — первого, б — второго порядка; 3 — скрытые системы нарушений: а — первого, б — второго порядка; 4 — уступы рельефа. Объемно-площадные морфоструктуры: 5 — области относитель-

Кольцевой тип узлов

Этот тип рудного узла определяет наличие кольцевой структуры в сложном морфоструктурном рисунке. Как правило, на глубине имеются скрытые магматогенные структуры различных генераций например: батолитовой (диаметром 150–200 км) и "очаговые" (несколько десятков километров). В качестве примера рассмотрим морфоструктурную характеристику района, включающего месторождение Мурунтау (СССР), по космфотоматериалам в масштабе 1:200000 и дешифрированию топографических карт в масштабе 1:100000.

На схеме дешифрирования в типах рельефа отражается геологическая обстановка территории. При общем многообразии типов и форм рельефа выделяются группы типов, характеризующиеся определенной интенсивностью расчленения (по густоте и глубине), особенностями форм рельефа и фототона (табл. 2).

Для некоторых типов устанавливается полное соответствие определенным формационным комплексам, другие же объединяют несколько групп геологических формаций (рис. 11). Толщи коренных пород палеозойского возраста дешифрируются в виде широтной полосы различных типов интенсивно расчлененного рельефа, расположенной в зоне максимального неотектонического поднятия. Восточнее участки подобного рельефа "просвечивают" из-под чехла рыхлых отложений. Зона погружения палеозойских отложений контролируется субмеридиональным разломом, вдоль которого дешифрируется гипсометрическая ступень.

Системы нарушений субширотной ориентировки, разделяющие различные типы рельефа, дешифрируются в виде линеаментов, имеющих в плане фестончатую форму, что отражает их надвиговый характер. Северо-западные и северо-восточные зоны нарушений представляют собой линеаменты, секущие однотипные комплексы форм рельефа, иногда со сдвиговой составляющей. Они отчетливо выражены в рельефе в виде форм эрозионной проработки, а на снимках дешифрируются как теневые структуры. Меридиональные сквозные зоны выражены фрагментарно в виде сгущения прямолинейных элементов ландшафта. Их ширина значительно превышает ширину продольных линеаментов и достигает нескольких километров. Меридиональные и северо-восточные линеаменты не отражены на геологических картах, но хорошо подтверждаются в морфологии аномалий геофизических полей, по данным И.А. Фузайлова и Н.И. Оранского.

В пределах поднятия (см. рис. 10) по дугообразному перегибу склона дешифрируется кольцевая морфоструктура (1), которая обособляется среди рыхлых отложений по сглаженному рельефу с темным фототонном. Она вмещает рудное поле. Этой морфоструктуре соответствует ми-

ных поднятий; 6 — изолированные куполовидные поднятия; 7 — области относительных опусканий: а — депрессионные зоны долин, б — участки слабых погружений в бортах долин; 8 — месторождения и рудопроявления

Структурно-литоморфные комплексы форм рельефа Мурунтауской структуры (дешифрирование космоснимков)

№№ п/п	Степень расчленения			Формы расчленения	Фототон	Характер рельефа	Примечания
	интенсивная	средняя	слабая				
1.	Горизонтальная	—	—	Мелкие удлиненные	Светло-серый	Струйчатый	
2.	Горизонтальная и вертикальная	—	—	Средние изометричные	Светло-серый	—	
3.	То же	—	—	Мелкие	—	Ячеистый	
4.	—	Горизонтальная	—	Мелкие удлиненные	Пятнистый осветленный	—	Аналогичен 1, но более сглаженный
5.	—	—	Горизонтальная и вертикальная	Удлиненные крупные	Темный	—	
6.	—	—	То же	Мелкие	—	Сглаженный	
7.	—	—	—	Формы крупные нечеткие	Серый	Слабоволнистый (хаотический)	Соответствует выходам древних метаморфических комплексов
8.	—	—	—	—	—	Выположенный	Относительно погруженная поверхность рельефа
9.	—	—	—	—	Светло-серый	Гладко-волнистый	Слабо наклонные поверхности

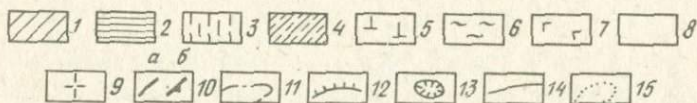
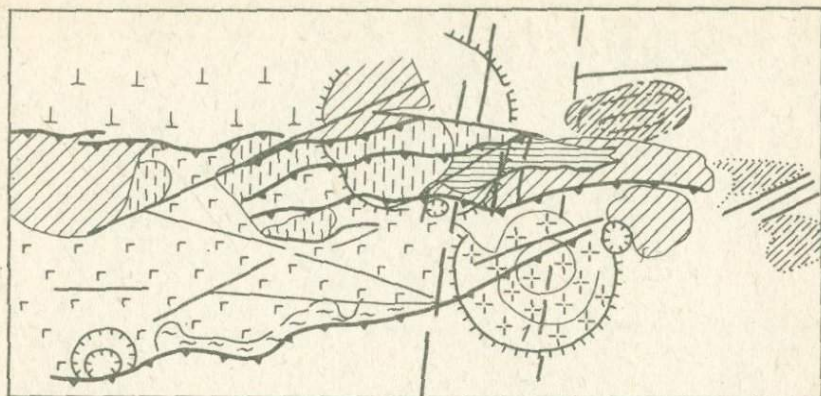


Рис. 11. Схема дешифрирования космического снимка рудного района Мурунтау:
 1—9 — структурно-литоморфные комплексы в табл. 3; 10а — линеаменты, выраженные в виде теневых структур, б — зоны надвигов; 11 — элементы складчатых структур, скрытых под чехлом рыхлых отложений; 12 — границы кольцевых образований; 13 — мелкие кольцевые структуры; 14 — границы структурно-литоморфных комплексов (СЛК); 15 — то же, но скрытое под чехлом рыхлых отложений

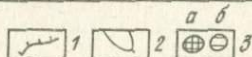
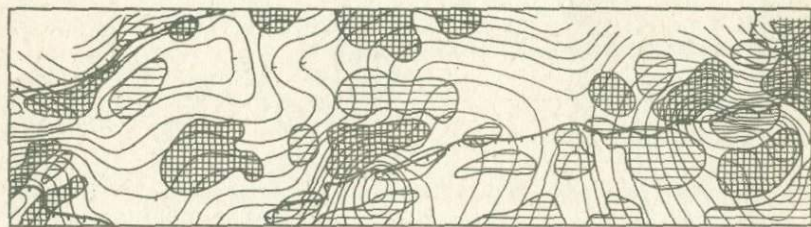


Рис. 12. Схема локальных аномалий поля силы тяжести Мурунтауского рудного поля. По данным И.А. Фузайлова, Н.И. Оранского:

1 — контур домезозойских образований; 2 — изолинии локальных аномалий 1 порядка, бергштрихами показано направление понижения поля; 3 — локальные аномалии 2 порядка; а — положительные, б — отрицательные

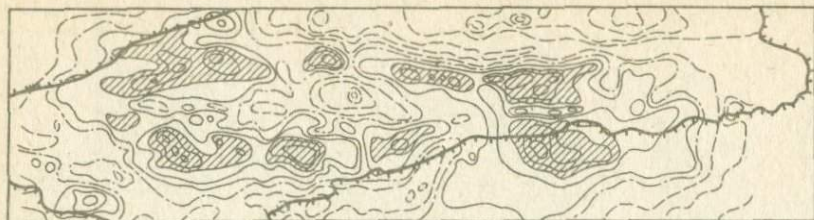


Рис. 13. Схема изолиний магнитных аномалий Мурунтауского рудного поля. По данным И.А. Фазульова, Н.И. Оранского:

1 — контур домезозойских образований; 2 — изолинии; 3 — локальные положительные магнитные аномалии

нимум силы тяжести первого порядка, осложненный локальными максимумами второго порядка. То же можно сказать и о данных магнитометрии (рис. 12, 13). Это позволяет предполагать поднятие фундамента с проявлением гранитоидного магматизма.

Таким образом, морфоструктурная позиция Мурунтауского рудного поля определяется, в первую очередь, наличием кольцевого образования диаметром около 10 км, расположенного на пересечении линейаментов широтного, северо-восточного и меридионального простираний. При этом кольцевая структура находится на границе крупной неоднородности в глубинном строении фундамента. Морфоструктурная схема рудного поля отражает интегральный структурный "образ" территории, включающий как геологические особенности верхнего структурного этажа, так и телескопированные глубинные структуры.

Блоковый тип узлов

Границами узла являются региональные линейные зоны разломов, хорошо выраженные в морфоструктуре в виде линейаментов: уступов по бортам поднятий, зон с характерным аномальным расчленением рельефа внутри них и т.п.

Наряду с протяженными региональными зонами разломов такого типа, границы блока, вмещающего рудоносную площадь, нередко определяются также хорошо выраженными фрагментами сквозных систем нарушений. Кроме того, эти же системы нарушений обычно бывают более отчетливо проявлены на снимках в пределах площади рудоносного блока, чем и объясняется его повышенная тектоническая раздробленность. Это хорошо отражается в локальных структурах рудных полей, именно в их пределах рудоконтролирующими являются обычно неявно выраженные на остальной площади региона зоны скрытых разломов и

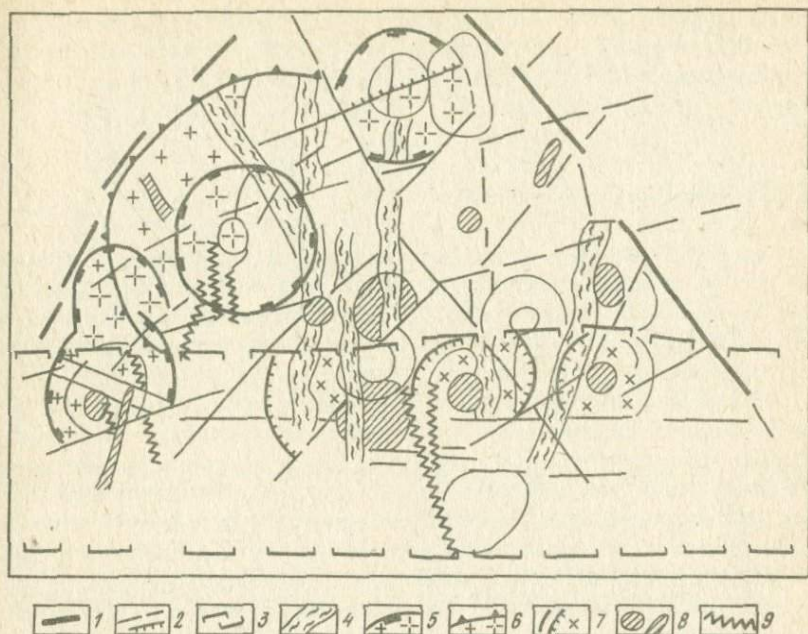


Рис. 14. Структурная схема Вилючинской площади по результатам дешифрирования аэрофотоснимков:

1 — линеаменты I порядка, ограничивающие Вилючинскую морфоструктуру; 2 — линеаменты II порядка и более мелкие; 3 — южная граница сквозной Больше-Банной зоны; 4 — отдешифрированные зоны повышенной трещиноватости (предположительно зоны гидротермального изменения пород); 5–7 — кольцевые структуры (5 — куполовидные поднятия, предположительно надынтризивные, 6 — границы предполагаемых близповерхностных штоков интрузий; 7 — выходы интрузивов и элементы их препарировки в рельефе); 8 — обособленные формы рельефа; 9 — продуктивные жилы

зоны повышенной проницаемости, дискордантные по отношению к главным тектоническим элементам.

Эти закономерности хорошо прослеживаются на Вилючинском рудном поле Южной Камчатки (рис. 14). На среднемасштабных схемах (1:100000 и 1:50000) дешифрирования аэро- и космофотоснимков, при пересечении продольных, по отношению к складчатым структурам северо-восточного простирания с поперечными северо-западными системами нарушений и широтной трансрегиональной Больше-Банной скрытой зоной, по Н.Л. Шилину, Е.Н. Сапожниковой и другим, образуется блоковая структура рудного поля площадью около 40 км², вмещающая месторождение и ряд рудопоявлений. Рудоносный блок находится в зоне влияния мощной Паратунско-Напанской скрытой системы нарушений меридионального простирания [19]. Рудные участки находятся в

узлах пересечения разломов региональных и скрытого типа (преимущественно широтных и меридиональных), а рудоносные жилы локализируются преимущественно в меридиональных нарушениях и ориентированы в соответствии с ними (см. рис. 14).

Линейно-блоковый тип узлов

Линейный контроль сквозными системами нарушений характерен для многих рудных узлов и районов, где цепь месторождений и рудопроявлений как бы "нанизывается" на одну хорошо дешифрирующую систему нарушений. Иногда вся система имеет отчетливо секущий характер по отношению к региональному тектоническому плану.

На территории Средней Азии по морфоструктурным данным и дешифрированию разномасштабных космофотоматериалов были установлены трансрегиональные сквозные системы нарушений, секущие известные структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны. На отдельных своих участках эти зоны контролируют положение рудных узлов и цепочки поздних магматических тел, в том числе и трубки взрыва и дайки щелочных базальтоидов триасового возраста. По геофизическим данным эти структуры прослеживаются на всех уровнях неоднородности земной коры и верхней мантии [29].

Среди этих линеаментов впервые был выделен Хайдаркен-Актюзский северо-восточного простирания, определяющий положение ряда сурьмяно-ртутных, олово-вольфрамовых и других редкометалльных месторождений. Он пересекает все герцинские и каледонские структуры Тянь-Шаня и соответствующие им металлогенические зоны. Хайдаркен-Актюзский линеамент хорошо выражен в рельефе на всем своем протяжении, а также в полях остаточных аномалий силы тяжести (рис. 15, 16). Рудные узлы и поля располагаются на пересечениях этого линеамента с системами широтных региональных разломов, часто представляющих собой системы надвигов. В более крупном масштабе эти узлы представляют собой грабеноподобные блоки сложной конфигурации, в строении которых активную роль играют все упомянутые нарушения. Обращает внимание, что внутри рудоносных блоков магматические и рудные тела ориентированы вдоль неявно выраженных сквозных систем нарушений.

Рассмотрим на примере Хайдаркенского рудного района линейный контроль рудоносных полей и узлов. Рудный район находится в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Пояс имеет широтное простирание и состоит из ряда кулис антиклинальных и синклинальных структур. В их строении участвуют породы палеозоя и мезо-кайнозоя. В пределах пояса выделяют Северную, Центральную и Южную рудные зоны. Хайдаркенский рудный район расположен в Центральной зоне и включает рудные поля Хайдаркенское, Кадамжайское, Чаувайское, Кштут-Адыракское, а также рудные площади Булакбашинскую, Сымап-

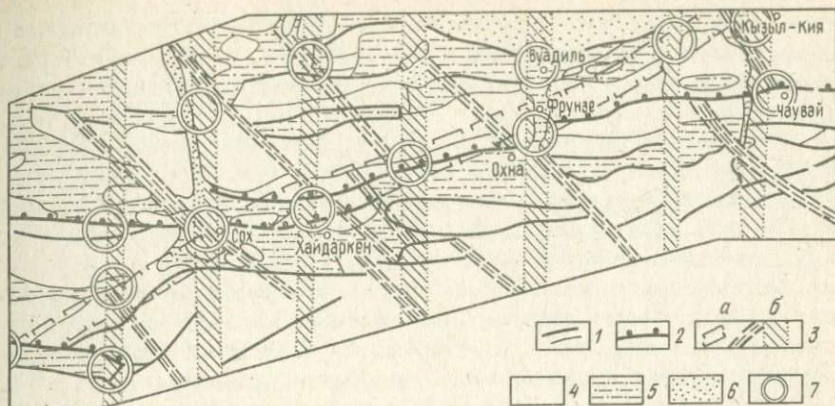


Рис. 15. Линейный контроль оруденения сквозной системой нарушений в Хайдаркенском рудном районе:

1 — границы морфоструктурных зон и подзон; 2 — зоны надвигов; 3 — сквозные системы нарушений: а — трансрегиональная Хайдаркен-Актюзская, б — прочие; 4 — области относительных поднятий; 5 — относительно погруженные области; 6 — области максимального погружения; 7 — узлы эндогенной активности

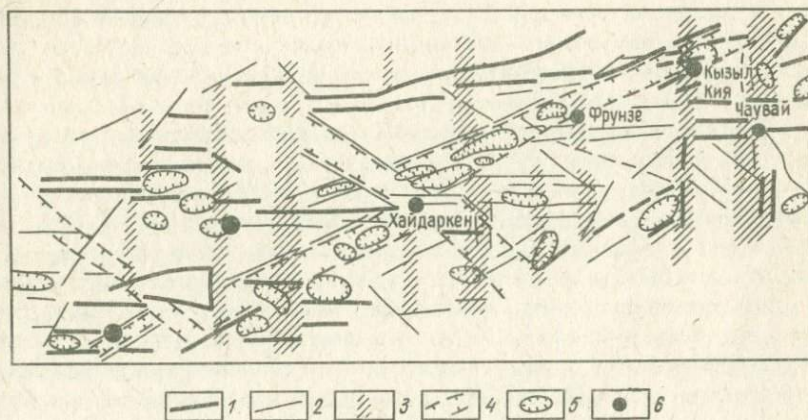


Рис. 16. Схема интерпретации карты остаточных аномалий силы тяжести (Δg) Хайдаркенского рудного района. По материалам Н.Г. Рехемьяе:

1 — крупные градиентные зоны; 2 — прочие градиентные зоны; 3 — сквозные зоны, являющиеся границами поперечных блоков; 4 — сквозные зоны, выделяемые по комплексу признаков; 5 — локальные минимумы и максимумы; 6 — проявления эндогенной минерализации.

скую, Тешикташскую с ртутной и сурьмяно-ртутной минерализацией. Большинство рудных полей Центральной зоны, по данным Н.А. Никифорова, приурочено к антиклинальным структурам с рудоподводящими разломами.

Рудные поля Хайдаркенского рудного района связаны с широтными разломами преимущественно надвигового типа и локализованы в нескольких параллельных кулисах широтных антиклинальных структур. Однако локализация месторождений происходит не по всему простираю- нию кулис в пределах пояса.

Морфоструктурным анализом были выделены наряду с широтными структурами, представляющими собой чередование поднятий и внутригорных депрессий, структурные элементы других простираний: северо-западные, северо-восточные и меридиональные (см. рис. 14). Анализ гравиметрических, магнитометрических и сейсмических данных [9] показал, что всем этим линеаментам отвечают разломы глубокого заложения. Позиция рудных полей Хайдаркенского рудного района (Сымап, Шамыши, Хайдаркен, Кадамжай) связана с региональной сквозной Хайдаркен-Актюзской северо-восточной зоной, а также с узлами пересечений этой региональной структуры со сквозными структурами других направлений. Причем оруденение приурочено к местам ее резких смещений глубинными разломами других простираний, что находит отчетливое отражение в гравитационном поле (см. рис. 14, 15).

Из приведенного примера видно:

- 1) линейный контроль оруденения в пределах рудного района сквозной региональной системой нарушений скрытого типа;
- 2) узловую контроль рудных полей в пределах рудного района разломами глубокого заложения.

Наконец, остановимся специально на третьем аспекте среднемасштабных морфоструктурных исследований — специфическом анализе комплексов форм рельефа и ландшафта для выявления структурных элементов, т.е. анализе структурно-литоморфных комплексов (СЛК), по И.К. Волчанской и Е.Н. Сапожниковой. Благодаря тому, что эрозия приспособляется к неоднородностям масс на глубине, а ландшафты отражают характер состояния и разгрузки подпочвенных и подземных вод, обусловленные либо особенностями трещиноватости, либо метасоматическими изменениями глубинных пород, анализ расчлененности рельефа и группировок ландшафтов (СЛК) перспективен для выделения площадей крупных единых структурных образований.

Анализ СЛК используется практически на всех уровнях генерализации, главным образом, при анализе аэро- и космофотоматериалов. Однако при среднемасштабных морфоструктурных исследованиях анализ СЛК наиболее употребителен и эффективен. Это связано с особенностями самого масштаба исследований. Элементы структуры, которые могут быть отражены при среднемасштабных исследованиях, достаточно велики и, как правило, могут быть представлены полностью. Это позволяет

видеть всю структуру сразу и проводить ее анализ в полном объеме. Поэтому закономерные сочетания различных комплексов форм рельефа и ландшафта или определенного набора ареалов фототона позволяют выделить скрытые единые образования (тектонические структуры, магматические ареалы, рудные залежи и т.п.). Последние "просвечивают" благодаря одинаковым отражательным свойствам ландшафтных единиц (рельеф, растительность, почвы и т.п.), сформированных на однотипных породах и при сходных условиях обводненности и фильтрации.

Выделенные комплексы форм рельефа образуют своего рода группировки, которые соответствуют определенным структурным элементам и выражаются благодаря неоднородностям и различиям в литологии рельефообразующих пород.

Из приведенного примера анализа космического снимка территории Мурунтауского рудного поля, с одной стороны, наблюдается тесная связь выделенных при дешифрировании СЛК с геолого-стратиграфическими комплексами, с другой стороны — по особенностям аномальных СЛК в пределах широтных продольных структурно-формационных зон выделено было кольцевое образование, обусловленное более глубокими геолого-структурными неоднородностями.

Итак, среднемасштабные морфоструктурные исследования, опирающиеся на дешифрирование топографических карт и космофотоматериалов, включают в себя как анализ, так и синтезирование полученных данных. При этом морфоструктурное изучение территории проводится по нескольким направлениям.

1. Анализ СЛК.

2. Дешифрирование структурно-геоморфологических областей, различающихся по фототону и характеру расчлененности. Они, как правило, отвечают различным тектоническим зонам. Таким образом, уже на начальном этапе производится районирование территории по крупным структурным комплексам.

3. Изучение фотоаномалий в пределах каждой из структурно-геоморфологических зон позволяет выявить неоднородности по простираению структурно-геоморфологических зон. По границам структурно-литоморфных комплексов проводятся линейные структуры, соответствующие разнообразным по типу нарушениям и различной глубины проникновения в литосферу. Таким образом, получается суммарная картина плановых соотношений основных тектонических зон и разграничивающих их глубинных разломов с разного рода поперечными структурами. Аномалии в простираении основных структурных элементов дают информацию о скрытых сквозных структурах.

4. Специализированный анализ линейных элементов рельефа направлен на установление скрытых структур, в том числе и рудоносных, на изучение позиций рудных узлов и полей в региональном структурном плане. Целью такого анализа является, с одной стороны, выяснение региональных структурно-геоморфологических признаков рудных узлов и

Таблица 3

Основные приемы морфоструктурного анализа космофотоснимков (КФС)
при среднемасштабных металлогенических исследованиях

№№ п/п	Группа приемов анализа	Результаты анализа	
		Элементы морфоструктуры	Соответствующие геологические структуры
I	Анализ СЛК (суммарный образ расчлененности рельефа и особенностей ландшафта)	Границы форм и комплексы форм рельефа и ландшафтов различных порядков	Трещины, мелкие разломы, границы различного рода осадков, магматических тел, ареалов и т.п.
II	Районирование территории по крупным комплексам форм рельефа	Выявление типов границ крупных комплексов и зон (прямолинейные, фестончатые, дугообразные, кольцевые и т.п.) Районирование морфоструктур и выявление рангов ограничивающих линеаментов	Крупные геоструктурные области, зоны и подзоны. Глубинные разломы продольного плана. Крупные кольцевые структуры
III	Изучение фотоаномалий (анализ неоднородностей в простирании крупных зон, подзон и блоков, типов их сочленения и т.п.)	Выявление скрытых структур по их признакам: плановые смещения границ зон и блоков, цепочки депрессий, поясовые сгущения линейных элементов рельефа, сгущения трещиноватости, окончания и погружения основных структур, цепочки перегибов в простирании продольных структур, цепочечное расположение кольцевых морфоструктур	Скрытые разломы, уходящие корнями в глубокие этажи земной коры или даже ниже границы Мохо. Подтверждаются: 1) геофизическими аномалиями и 2) аномальным магматизмом
IV	Совместный анализ КФС и топокарт	Морфометрические характеристики линеаментов, дающие возможность окончательно ранжировать структуры и районировать территорию	—
V	Выявление узлов повышенной сложности (изучение аномальных участков, характеризующихся контрастностью форм расчленения рельефа и дробным характером ландшафтных единиц)	Множественность пересечений линеаментов разного типа и ранга со скрытыми структурами. Наличие дополнительных факторов (просвечивающих элементов глубинной структуры, кольцевых структур и т.п.), усложняющих строение узла	Новые элементы тектоники региона, характеризующиеся повышенной сложностью геологического строения, аномальностью и контрастностью магматизма, обособленностью блоковых структур и т.п.
VI	Отбор наиболее сложных морфоструктурных узлов и специальный анализ размещения рудоносных рудных формаций и точек минерализации в связи с новыми элементами структуры, полученными в результате анализа космофотоснимков		

рудоконтролирующих структур, с другой — на основе этих признаков выработаны прогнозные критерии для рудоносных узлов и зон.

5. Совместный анализ аэро- и космофотоматериалов и топографических карт для уточнения морфометрических характеристик выделенных структурных форм и ареалов СЛК.

6. Морфоструктурные исследования для металлогенических целей включают анализ геологических и геофизических материалов, специальный анализ размещения магматических формаций и конкретных рудоносных тел и выделения магмоконтролирующих структур. Производится также специальный анализ размещения рудоносных и рудных формаций в связи с новыми элементами структур, выявленными по данным морфоструктурного изучения территории.

Все перечисленные приемы анализа дистанционных материалов на различных этапах направлены на установление геологических структур различных типов, а также создание морфоструктурного облика рудонасыщенных площадей (табл. 3). Процесс этот многофакторный, ведущий к созданию морфоструктурного образа рудоносной площади различного типа. Этот образ складывается из нескольких независимых друг от друга групп факторов. Во-первых, это непосредственное отражение в рельефе и ландшафтах геологических структур верхней части земной коры; во-вторых, отражение неоднородностей глубинного строения, не выходящих на дневную поверхность.

Анализ особенностей морфоструктурного облика рудных районов и узлов направлен на выделение узлов повышенной проницаемости в пределах исследуемой территории и прогнозных.

К р у п н о м а с ш т а б н ы е морфоструктурные исследования охватывают обычно рудные поля и узлы, или даже отдельные месторождения. На этом уровне генерализации наиболее репрезентативными и наиболее часто используемыми являются аэрофотоматериалы и топографические карты масштаба 1 : 50000. Аэрофотоснимки и топокарты взаимно дополняют друг друга. С топографических карт в основном снимаются данные по линеаментной сети и различные морфометрические (абсолютные и относительные высоты, интенсивность расчленения рельефа) и морфологические данные (характер расчлененности, особенности и ориентировка форм рельефа, относительная крутизна склонов, наличие уступов и т.п.), а также некоторые структурообразующие ландшафтные единицы. С аэрофотоснимков наряду с линеаментной сетью (в том числе и трещиноватостью) по особенностям фототона и характеру форм рельефа оконтуриваются единые объемно-площадные морфоструктуры, которые несут информацию о скрытых геологических телах. Как правило, это не выходящие на поверхность крупные штоки интрузий и батолитоподобные образования, а также более мелкие нескрытые экстрозивные и интрузивные тела, трубчатые тела, вулканические аппараты и т.п. Все эти элементы дешифрирования усложняют структуру рудоносных площадей, но не всегда находят отражение при наземном геологическом картировании.

Зоны разломов и скрытые системы нарушений, как правило, имеют значительную протяженность и поэтому их гораздо эффективнее изучать по более мелкомасштабным материалам. В то же время приходится учитывать влияние региональных структур и связь с ними локальных элементов геологической структуры и рудоносных тел.

Специфика дешифрирования дистанционных материалов в этом масштабе заключается в принципиально новом подходе к анализу фотоизображения: в отличие от традиционного выделения геологических контуров производится структурно-геоморфологическое дешифрирование. Оно заключается в выделении объемных форм и комплексов форм рельефа, с учетом относительных высот структурных форм и соотношения отдельных частей рельефа с данными геохимического опробования или геологического картирования. При этом принимается во внимание характер ландшафтных единиц и их соотношение с положительными и отрицательными формами рельефа. Как правило, структурно-геоморфологические образования в совокупности с элементами ландшафта служат индикаторами геологических структур, поскольку рельеф тесно связан с геологическим субстратом не только непосредственно слагающим объемные геоморфологические образования, но и благодаря эффекту "просвечивания" с геологическими структурами более глубоких горизонтов земной коры.

Рассмотрим приемы структурно-геоморфологического дешифрирования на примерах рудоносных площадей вулканического пояса Дальнего Востока.

В геологическом строении площади золоторудного месторождения Северного Приамурья принимают участие осадочные породы юрского и мелового возраста, которые перекрыты вулканогенными породами самаргинской свиты (андезиты, андезитодациты, дациты и их пирокласты) палеогенового возраста. Все перечисленные образования прорваны крупным массивом гранодиоритов и кварцевых диоритов (рис. 17,а). По представлениям М.С. Михайловой и других исследователей, в современном структурном плане территории доминируют структуры северо-восточного простирания. Подчиненную роль играют разломы широтного, меридионального и северо-западного направлений. Эффузивы слагают блок, имеющий широтную ориентировку.

По данным анализа космических снимков на территории рудного поля по особенностям фототона отчетливо выделяется кольцевая структура. При более детальных морфоструктурных исследованиях, проводившихся по топографическим картам масштаба 1:50000 и 1:25000 и аэрофотоснимкам 1:30000 масштаба, подтвердилось наличие кольцевой структуры и были отдешифрированы более мелкие элементы структуры, усложняющие ее строение.

Проведенное структурно-геоморфологическое изучение территории показало, что данное месторождение находится в сложнопостроенном структурном узле, основным элементом которого является кольцевое образование, имеющее около 9 км в поперечнике (см. рис. 16,б). Цент-

ральная часть кольцевой структуры четко ограничена дуговым линейным элементом. Она характеризуется слабой расчлененностью, малыми углами наклона склонов, а также сглаженными, мягкими формами рельефа.

Рельеф периферии кольцевой морфоструктуры значительно усложнен за счет наличия большого числа мелких обособленных форм размером от 0,5 до 1 км в поперечнике и относительно центральной части он ступенчато приподнят. Им соответствуют экстрезивные купола и мелкие вулканические постройки центрального типа. На северном фланге морфоструктуры среди осадочных толщ мелового возраста кольцевые мелкие формы рельефа фиксируют наличие брахискладок. Кольцевая морфоструктура пространственно совпадает с областью распространения вулканитов самаргинской свиты ($P_1 sm$). С юга и востока площадь структуры обрамляется Бекчиульским массивом гранодиоритов.

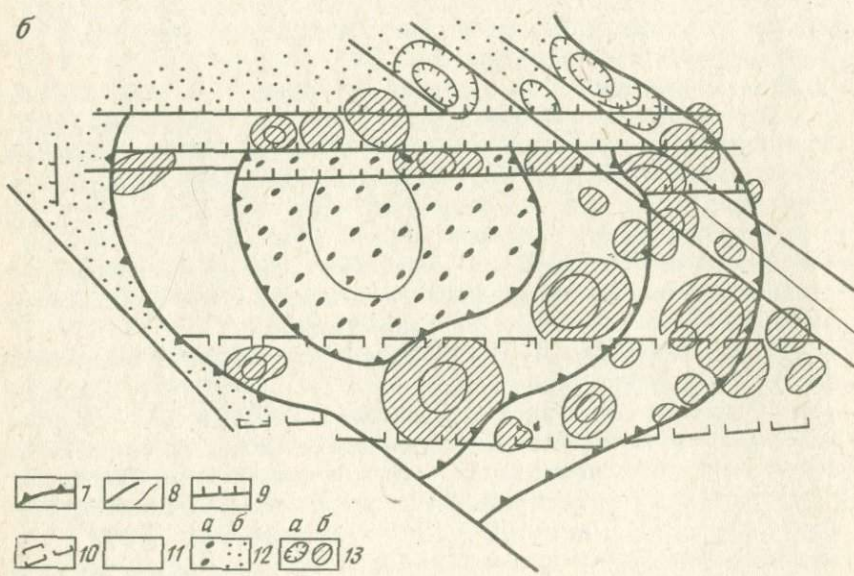
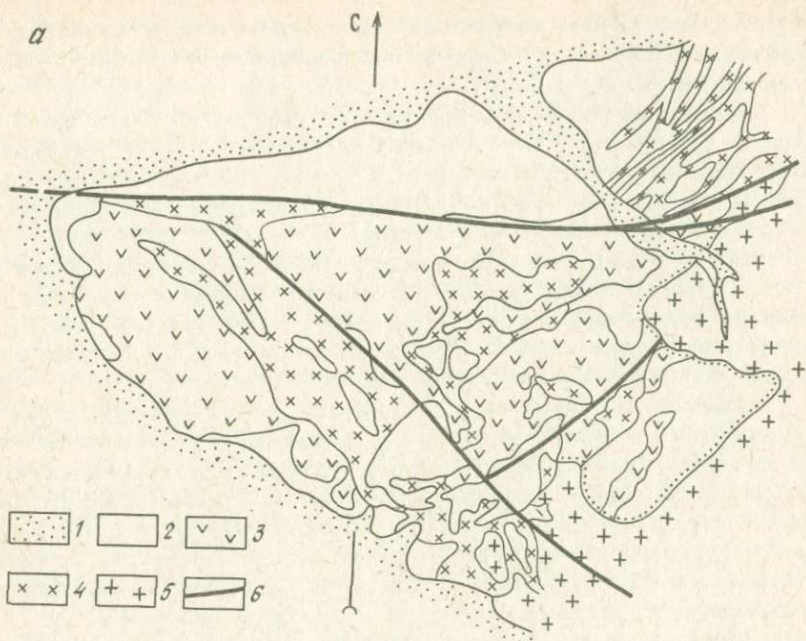
Совместный анализ геологических и геоморфологических данных показал, что рудное поле находится в пределах вулканотектонической структуры центрального типа, представляющей собой, вероятнее всего, кальдеру проседания палеогенового времени. В пользу этого предположения свидетельствуют опущенный блок центральной части структуры, широкое развитие экстрезивных тел по ее периферии, а также наличие кольцевого ограничивающего разлома, установленного в результате дешифрирования аэрофотоматериалов и топографических карт.

В пределах рудного поля золотоносные объекты пространственно связаны с мелкими эндогенными куполовидными формами рельефа в поле развития эффузивных образований. Жильные образования, как рудные, так и безрудные, расположены по периферии кольцевой структуры, отсутствуя полностью в центральной части.

В свете изложенных данных наиболее перспективной для поисков коренных рудных тел является периферическая часть кольцевой морфоструктуры. Приподнятость, а также повышенная расчлененность рельефа периферии свидетельствует об интенсивных движениях и значительном эрозионном врезе. Наличие же большого числа магматических тел указывает на большую проницаемость земной коры этой части. В пределах периферической части кольцевого образования наиболее благоприятные условия для локализации оруденения создаются в сложных узлах пересечения прямолинейных и дуговых морфоструктур.

В другом рассматриваемом примере формы рельефа также тесно увязываются с геологическим строением территории. Однако дифференциация по высотам в центральной и периферической частях морфоструктуры обусловлены не тектоническими подвижками, а различной податливостью подстилающих пород к процессам выветривания. Эти неоднородности связаны с происхождением пород, слагающих постройку, и являются, как и в предыдущем примере, индикаторами ее природы.

Рудоносный участок в пределах одного из морфоструктурных узлов Камчатки расположен в пределах неогеновой палеовулканической постройки (диаметр 5–6 км). Она сложена раннеогеновыми вулканопирокластическими образованиями среднего состава, которые прорваны



экструзиями, дайками андезитового и дацитового состава. Указанные породы перекрываются неоген-четвертичными вулканогенными образованиями.

Поисковыми работами установлено, что рудные жилы меридиональной ориентировки приурочены к выходам на дневную поверхность экструзивных тел. Дешифрирование показало, что в рельефе они представляют собой куполовидные поднятия изометричной или удлиненной формы размером 0,5–1,5 км (рис. 18).

Анализ аэрофотоснимков масштаба 1:50000 позволил установить концентрическое расположение комплексов форм рельефа и ландшафта. В результате СЛК были выделены по нескольким параметрам:

1) участки разновысотного рельефа, группирующиеся следующим образом: периферическая часть территории, включающая и выходы рудоносных жил, представляет собой относительно приподнятую область над относительно погруженной центральной частью;

2) участки различно расчлененного рельефа: преобладание по периферии обособленных форм рельефа в виде куполовидных поднятий на фоне спокойного слаборасчлененного рельефа и участок в центральной части с хаотичным расположением мелких (до нескольких десятков метров) положительных и отрицательных форм;

3) участки, различные по текстуре фототона: однородного мелкозернистого темно-серого по периферии и пятнистого в центральной части;

4) различный характер залесенности периферической и центральной частей: мелкопятнистый ее характер в центральной части, где растительность занимает микропонижения в рельефе, а микроподнятия представляют собой хаотично разбросанные глыбы размером 20–30 м.

Совокупность ландшафтно-геоморфологических и геологических данных позволяет сделать вывод о том, что эта кольцевая морфоструктура представляет собой вулканический аппарат, жерловина которого выполнена гидротермально измененными и брекчированными породами. Периферические части представлены разнофациальными вулкано-

Рис. 17. Схема геологического строения (а) и морфоструктурная схема (б) одного из редкометаллических месторождений Северного Приамурья:

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — осадочные толщи нижнего мела (K_1); 3 — андезиты, андезитодациты, дациты и их пирокласты (самаргинская свита P_1 sm); 4 — гранодиорит-порфиры ($\nu\delta\pi P_2$); 5 — гранодиориты монзонитоидные ($\nu\delta P_2$); 6 — разломы; 7 — границы кольцевых зон; 8 — линейменты, осложняющие кольцевую морфоструктуру; 9 — уступы в рельефе; 10 — границы зон сгущения линейных элементов определенного простирания; 11 — области относительных поднятий (интенсивно расчлененный рельеф); 12 — области относительных опусканий (слабо расчлененный рельеф); а — внутренняя кольцевая зона, б — депрессионные зоны предгорий и долин; 13 — обособленные формы рельефа в поле развития осадочных (а) и магматических (б) пород

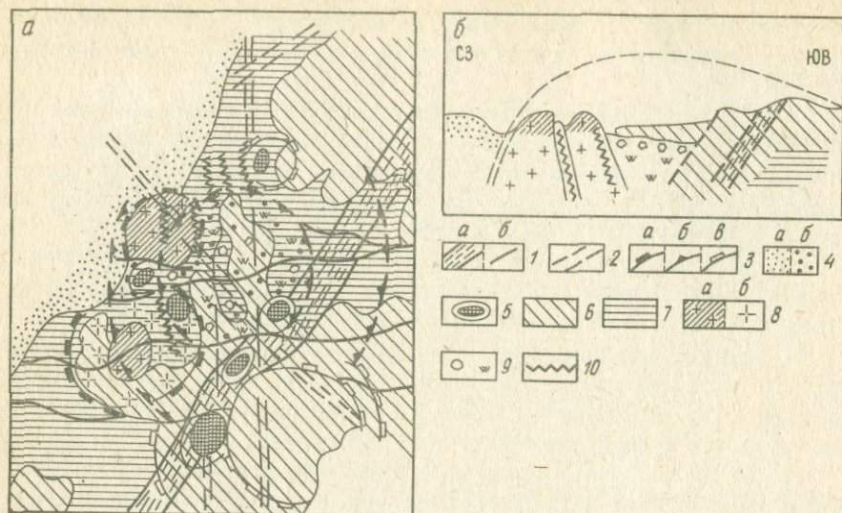


Рис. 18. Структурно-геоморфологическая схема по результатам дешифрирования аэрофотоснимков (а) и восстановленная на этой основе генетическая модель (б) одного из узлов Южной Камчатки.

Линейные элементы морфоструктуры: 1 — зоны сгущения линеаментов (а) и протяженные линеаменты различного типа (б), 2 — зоны сквозного типа, 3 — границы кольцевых морфоструктур (а — надинтрузивных куполов, б — предположительно скрытых вулканических аппаратов, в — куполовидных образований неясного генезиса); объемно-площадные морфоструктуры: 4 — области относительных опусканий (а — долины рек, б — изометричные внутригорные депрессии), 5 — мелкие изолированные поднятия (предполагаемые субвулканические тела и дайки); ареалы размещения магматических и гидротермально-метасоматических пород различных формаций: 6 — плиоцен-четвертичной контрастной риолит-дацитовой основного состава, 7 — миоценовой андезит-дацит-риолитовой, преимущественно туфы, 8 — плиоцен-четвертичной формации гранодиорит-порфиров (а — вскрытые эрозией кислые интрузии, б — экструзии, предполагаемые на глубине), 9 — области распространения гидротермально измененных пород (вскрытых и предполагаемых), 10 — рудные жилы

генными образованиями, в том числе и экструзивными. К последним приурочено кварцево-жильное оруденение.

С этих позиций наиболее перспективными являются периферические части кольцевой морфоструктуры на участках предполагаемых нескрытых экструзивных тел.

При общей плохой обнаженности территории и трудной доступности выработка критериев прогнозных площадей для районов Камчатки очень актуальна. Прогнозные площади здесь выявляются при дешифрировании аналогичных по набору структурно-литоморфных комплексов, служащих индикаторами предполагаемых участков гидротермального изменения пород, а также путем выделения аналогичных комплексов форм рельефа и ландшафта. Подобная кольцевая морфоструктура была

выделена по данным структурно-геоморфологического дешифрирования к северо-востоку от описываемого рудного поля. Кроме того, в этом районе отдешифрированы широкие линейные зоны, которые по характеру рельефа и ландшафта сходны с центральной частью описываемой кольцевой морфоструктуры и предположительно могут представлять собой зоны гидротермального изменения пород.

Таким образом при крупномасштабных исследованиях наибольшая роль отводится приемам анализа, способствующим выявлению локальных структур и созданию модели строения рудоносной площади с учетом данных о связи месторождений с геологическими условиями их образования.

В заключение остановимся на ряде основополагающих моментов морфоструктурного анализа как метода исследования геологической структуры, применяемого в прогнозно-металлогенических целях.

1. В процессе морфоструктурного исследования территорий важным является ранжирование выделяемых структурных элементов рельефа как линейных, так и объемно-площадных, а также разделение их по типам. Это способствует отбору наиболее значительных структур по глубине проникновения в литосферу и другие оболочки Земли и установлению их генезиса.

2. Этот метод позволяет обнаруживать скрытые структуры, не выходящие на земную поверхность, что связано со свойством рельефа отражать суммарно элементы различной глубинности.

3. Наиболее важным следствием морфоструктурного анализа для прогноза оруденения является способ выделения особых тектонических элементов — узлов, служащих индикаторами интенсивной раздробленности, мобильности и высокой проницаемости земной коры для глубинных магматических расплавов и эманаций, источниками минерализации.

4. Специфичность предлагаемого метода заключается во взаимосвязанности исследований различных уровней генерализации при решении металлогенических задач. Это помогает получить многоцелевую информацию, установить позицию месторождения и получить новые данные о глубинном строении территории.

5. Морфоструктурный облик рудоносных площадей складывается из нескольких не зависящих друг от друга групп факторов. Во-первых, это отражение в рельефе особенностей разнопорядковых геологических структур, во-вторых, отражение неоднородностей глубинного строения, не выходящих на дневную поверхность. Специфический образ рудного узла запечатлен в морфоструктуре благодаря особенности проявления экзогенных процессов и возникающих микроформ рельефа и ландшафта, определенных свойствами геологического субстрата.

6. На основе образной информации, полученной морфоструктурным методом изучения рудных узлов, в совокупности с геолого-геофизическими данными, открываются возможности расшифровать их строение и установить генезис. Это прокладывает путь к построению моделей изучаемых объектов и глубинному прогнозу.

3. ДЕШИФРИРОВАНИЕ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННЫХ СЪЕМОК ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Для геологических целей используются различные виды материалов дистанционных съемок, получаемые с пилотируемых аппаратов и с искусственных спутников Земли (ИСЗ) — фотографические, сканерные, телевизионные, радарные, радиолокационные и др.

Для распознавания рудоконтролирующих структур особенно важное значение имеет разрешающая способность снимков при достаточно большой обзорности, которым удовлетворяют американские снимки "Лэндсат", французские "Спот" и ряд отечественных. Поскольку структурные элементы выявляются на снимках опосредованно через рельеф и ландшафты, различные виды специализированных съемок направлены на усиление контрастности в отображении форм рельефа. Для этого используются съемки в утреннее или вечернее время, когда солнце освещает местность под низкими углами или в условиях различных сезонов года, когда смена растительных ассоциаций или снежный покров выявляют дополнительные структурные элементы. Очень хорошую структурную информацию для среднемасштабных исследований дают радиолокационные и радарные снимки, непосредственно отражающие рельеф и позволяющие производить довольно точные стереометрические измерения. Так, радиолокационная съемка с боковым обзором дает хорошие результаты при исследованиях в областях с плоским и малоконтрастным рельефом. На снимках фиксируются микроформы рельефа, его скульптура, которая является хорошим индикатором геологического строения и трещиноватости пород. За рубежом в последнее время используются материалы радарной съемки, полученные аппаратом $SiR = A$ с корабля Спейс Шаттл, которые обрабатываются совместно с материалами съемок с многозонального сканирующего устройства MSS ИСЗ "Лэндсат". При этом хорошо выделяются отдельные слои и региональные простирания пород, складки и разломы, т.е. строится среднемасштабная геологическая карта на морфостратиграфических принципах.

При изучении закономерностей размещения полезных ископаемых и при прогнозировании материалы дистанционных съемок используют для решения следующих задач: 1) выявления рудоносных геологических формаций и зон околорудных измененных пород непосредственно по их спектральным характеристикам и по косвенным геоиндикационным признакам (ландшафтным, растительности, рельефу и др.); 2) выявления структурного фактора.

В настоящее время наиболее интенсивно развивается структурное направление, причем визуальное дешифрирование все более уступает место различным методам автоматизированной обработки, усиливающей структурную информацию на снимках: оптико-электронной, оптико-когерентной, различных видов фотопреобразований и другим [23].

Наиболее успешно развиваются исследования по статистическому

обработке полей линеаментов и кольцевых структур, корреляции их с геофизическими и рудноформационными данными, геоиндикационному моделированию, комплексным программам и технологии с системными принципами анализа.

Как отмечалось, в поверхности рельефа элементы структуры различных этажей земной коры отражаются суммарно. Поэтому при анализе космоизображений земной поверхности для металлогенических целей мы получаем морфоструктурный образ рудоносной площади, представляющий собой мультипликацию элементов структуры различных глубин. Очень важной задачей в связи с этим является установление природы всех структурных элементов, отраженных в рельефе и ландшафтах. В связи с этим возникает необходимость исследования свойств фотоизображений рельефа и ландшафта по различным параметрам.

Дешифрирование мелкомасштабных изображений земной поверхности направлено главным образом на выявление структурного каркаса региона, т.е. идет по пути структурного анализа. Это определяется свойством самих космофотоснимков: сильно генерализованных, а потому отражающих крупнейшие региональные элементы структуры и их соотношения. Большой охват территории позволяет проследить протяженные структуры скрытого типа, представляющие собой иногда довольно широкие полосы или "пятна", а также различного рода теневые структуры, отвечающие крупнейшим разломам. Космофотоснимки дают полную картину эрозионного расчленения территории, что позволяет выделять общие контуры тектонически и геологически единых образований и прослеживать их взаимоотношения. Это возможно благодаря узнаваемости типов рельефа (типов расчлененности) на больших по охвату площадях на космических снимках. При этом используются формальные признаки: интенсивности горизонтального и вертикального расчленения, относительного размера и морфологии форм расчленения и т.п.

В работах по космодешифрированию С.М. Богородского и В.И. Макарова наблюдается тенденция увязывать конкретные литолого-стратиграфические комплексы с фототонем. Но следует заметить, что фототон не является постоянным признаком, так как он меняется от места к месту и зависит от освещенности, угла съемки, времени года и даже от качества отпечатков. Поэтому используется более постоянный признак — комплексный характер расчлененности рельефа, которым в значительной степени определяется фототон космоизображения. Фототон является функцией расчленения и анализируется по следующим признакам: светлый — темный, ровный — пятнистый и т.п. Так, для депрессионных областей с выровненным рельефом свойствен более светлый фототон, чем для более приподнятых (и более расчлененных). При этом обе области могут быть сложены одинаковым комплексом осадков (например, четвертичными рыхлыми отложениями, комплексом мезо-кайнозойских эффузивов). Здесь на фототон в значительной степени оказывает влияние расчлененность рельефа, предопределенная неотектоническими дви-

жениями, поскольку одни и те же геологические комплексы имеют разную выраженность в различных ярусах рельефа.

Некоторые элементы ландшафта (растительность, группы солончаков, песков, болот и т.д.) выступают как функция расчлененности рельефа и индикаторы тектонической неоднородности. На космических снимках они отражены в виде различных пятен фототона или в его текстурных особенностях и создают определенную картину структурной неоднородности территории. Характер фототона ландшафта определяется их отражательными свойствами, а размещение и простираение границ предопределены структурными факторами.

На фоне единых образований могут наблюдаться различия в расчленении отдельных участков. Это свидетельствует о наличии нескрытых геологических тел и таким образом представляется возможность устанавливать их контуры. Очень часто выходы интрузий или экстрюзий подтверждают наличие на глубине батолитоподобных образований, площади которых значительно обширнее экспонированных на дневную поверхность участков.

Расчлененность рельефа определяется структурными и литологическими свойствами пород. Ландшафтные единицы обусловлены характером расчленения рельефа, особенностями фильтрации и дренажа (степени обводненности), что является также функцией физических свойств пород, особенностями их залегания, метасоматическими изменениями в связи с тектонической трещиноватостью. Фототон отражает высотную ярусность рельефа и различные ландшафтные особенности территории. Поэтому выделяемые по совокупности признаков контуры с определенной расчлененностью рельефа, набором ландшафтных единиц и фототона представляют особые образования, несущие как геологическую, так и структурную информацию: структурно-литоморфные комплексы (СЛК).

Процесс выделения СЛК очень сложный и представляет собой одновременно анализ и синтез, поскольку выделяются единые контуры, но отличающиеся по ряду параметров от других схожих образований.

Космофотоснимки земной поверхности наряду с большой обзорностью и генерализованным характером изображения имеют большую разрешающую способность, что позволяет различать довольно мелкие объекты и их группировки. Космофотоснимки несут принципиально новую информацию, позволяющую рассматривать локальные элементы структуры во взаимосвязи с региональными, а также получать обобщенный образ рудоносных структур, состоящих из различных по своей природе элементов тектоники и структурно-вещественных комплексов.

В металлогенических целях материалы космо- и аэрофотосъемок используются для выявления линеаментов и кольцевых структур, анализа геодинамики, аномалий, связанных с крупными месторождениями и специфическими рудоносными магматическими комплексами, или формациями. При интерпретации снимков обычно применяется комп-

лекс традиционных для металлогении методов: геофизические, геохимические и другие с последовательным выделением рудоносных площадей, соответствующим стадиям геологоразведочных работ. На повестку дня выдвигается также задача построения космогеологических моделей эндогенных рудных формаций.

ЛИНЕАМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ

Дешифрирование линейных элементов по космофотоматериалам производится в нескольких аспектах и имеет различную направленность. Анализируются различные типы линейных структур с целью выявления скрытых систем нарушений.

При региональных и более крупномасштабных исследованиях используются методы статистического анализа полей линеаментов, или зон мегатрещиноватости по В.В. Ярмолюку. Статистический анализ линеаментов и линейных элементов рельефа очень информативен, опирается на быстродействующие технические средства и не зависит от интуиции и квалификации исследователя. На его основе можно производить структурное районирование территорий с выделением разнопорядковых тектонических элементов — блоков различных уровней генерации в коре и литосфере в целом, сквозных структур, полей напряженного состояния литосферы, которые наиболее благоприятны для размещения эндогенного оруденения. В разработку теории этого метода большой вклад внесли работы В.В. Ярмолюка, Е.В. Акимовой, А.М. Берлянта и др. В настоящее время широко используются различные автоматизированные средства и программы, которые позволяют получить следующие карты: плотностей суммарных и избранных простираний (доминирующих и угнетенных); розы этих простираний для каждого элементарного участка или блока; плотностей узлов пересечений линеаментов и кольцевых структур; показателей искаженности полей линеаментов. Например, максимальные значения плотностей узлов пересечения линеаментов для территории Приморья хорошо оконтуривают площади наиболее известных рудных районов (рис. 19). Применяются также различные способы совместной обработки линеаментных полей с геофизическими, геохимическими, рудноформационными и другими данными с использованием методов математической обработки статистического факторного, дискриминантного анализов, или уравнений регрессии. Непосредственно на выходе этой технологии получают карты прогноза по структурному или комплексному критерию.

В качестве примера на рис. 20 приводятся результаты совместной обработки плотностей линеаментов и металлогенических данных по вольфраму, олову и золоту для части территории Южного Приморья по космическим снимкам "Лэндсат", проведенные Е.В. Акимовой и Ю.А. Фомичевым. На итоговых картах регрессии структурных признаков хоро-

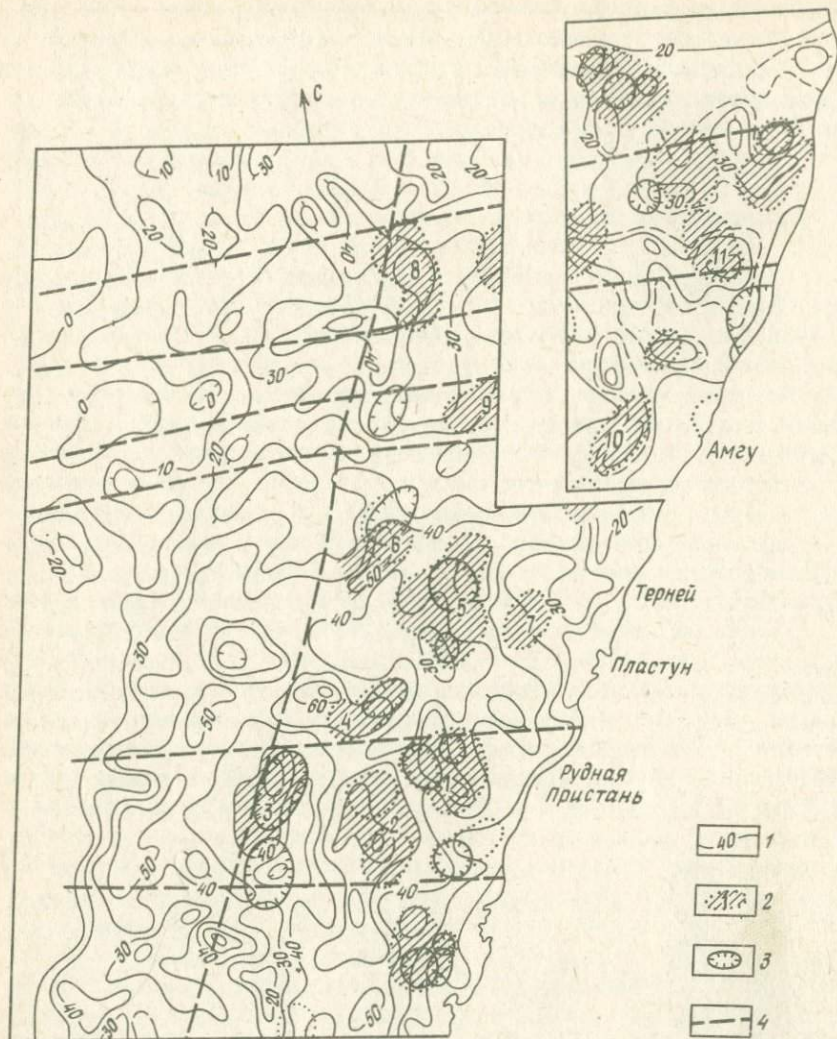


Рис. 19. Схема плотности узлов пересечений линеаментов Южного Приморья. По данным Е.В. Акимовой, Ю.А. Фомичева:

1 — изолинии плотности узлов; 2 — участки максимальных значений плотности узлов (более 30 на 100 км^2), включающие оловорудные узлы и поля (1 — Дальнегорский, 2 — Кавалеровский, 3 — Новогорский, 4 — Краснореченский, 5 — Верхнебольшееуссурский, 6 — Дальненский, 7 — Лысогорский, 8 — Восток-2, 9 — Дальнетаяжный, 10 — Ятаган, 11 — Соболевское); 3 — участки скопления купольных морфоструктур; 4 — границы рудоконцентрирующих структур

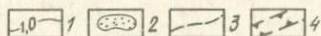
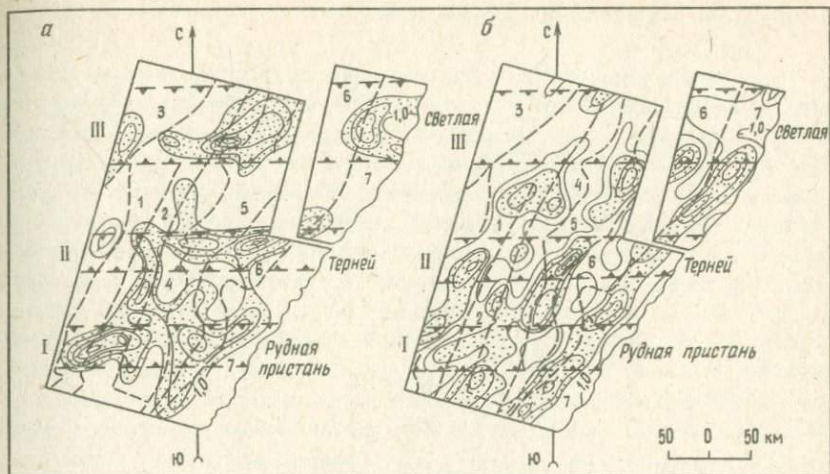


Рис. 20. Карты регрессии структурных признаков на вольфрамовое (а) и золотое (б) эндогенное оруденение. По данным Е.В. Акимовой, Ю.А. Фомичева:

1 — изолинии регрессии (проведены через 0,2 ед.); 2 — области, благоприятные для локализации рудопроявлений и месторождений в структурном отношении (со значениями регрессии больше 1, 0, определенными по известным рудным точкам); 3 — границы металлогенических зон (по Е.А. Радкевич и др.): 1 — Восточно-Ханкайская, 2 — Даубихинская (Западно-Сихотэ-Алинская), 3 — Нижне-Бикинская, 4 — Центрально-Сихотэ-Алинская, 5 — наложенная зона Центрального структурного шва (Сидатунская), 6 — Восточно-Сихотэ-Алинская, 7 — Прибрежная; 4 — границы сквозных рудоконцентрирующих структур (по М.А. Фаворской и др.): I — Кавалерово-Дальнегорская, II — Тернейская, III — Бикинская

шо видно, что площади, перспективные на вольфрам и олово увязываются с крупными аномалиями изометричного типа в центральной части региона, а на золото — строго подчинены избранным простираниям плотностей линейных элементов северо-восточной ориентировки, что в целом объясняется формационным контролем. В первом случае устанавливается более тесная связь W и Sn с батолитоподобными нескрытыми массивами гранитоидов, цементирующими сводовые поднятия Центрального Сихотэ-Алиня; во втором случае — по-видимому более тесная связь минерализации с геосинклинальными комплексами, которые подчинены северо-восточной структурно-формационной зональности. В то же время конфигурация полей хорошо увязывается с главными каркасными тектоническими элементами этой области — продольными и поперечными системами нарушений.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Для металлогенических целей наиболее распространенными объектами дешифрирования при средне- и крупномасштабных исследованиях являются магматогенные кольцевые структуры. Хорошая выраженность этих структур объясняется отличным от окружающих пород составом и морфологией, что особенно характерно для массивов центрального типа (щелочных, ультраосновных-щелочных, карбонатитовых, щелочных, гранитов и т.п.), молодых вулканотектонических поднятий и опусканий, вулканов, кальдер и других вулканических форм рельефа. В областях древнего магматизма и там, где различия пород недостаточно хорошо проявлены (например граниты в полях кислых вулканитов или ультраосновные массивы в базальтоидах и амфиболитах), установление кольцевых структур магматогенного генезиса обычно проводится при совместном анализе космофотоматериалов и петрологических исследованиях. Непросто выделять на космических снимках кольцевые структуры, которые являются индикаторами нескрытых на поверхности интрузивных массивов, или так называемых очаговых структур, т.е. связаны с ареалами распространения даек или интрузий пестрого состава, очень характерных для многих рудных полей и узлов. В этом случае требуется очень тщательный морфологический анализ структурного образа на космических снимках — не просто выделение каких бы то ни было колец или дуг, а определенных форм рельефа и их комплексов, отличающихся элементами центральной симметрии.

При дешифрировании следует также обратить внимание на то, что в областях, где эти структуры достаточно хорошо изучены и могут рассматриваться как типоморфные, они образуют взаимосвязанные системы, в которых сохраняется определенная пропорциональность в размерности, что хорошо видно из табл. 4. При этом сохраняется определенная пропорциональность в размерности кольцевых систем: для вулканотектонических структур и депрессий — пропорции диаметра внутреннего купола по отношению к диаметру внешнего рва, с одной стороны, и соотношения в целостных системах, с другой; для молодых вулканических областей очень характерны оваловидные структуры, причем также сохраняются пропорции короткой и длинной оси внешней структуры по отношению к таковым размерам внутренней — очень часто диаметр короткой оси овала соответствует диаметру внутреннего вулканического конуса (см. табл. 5). То же отмечается и для интрузивно-купольных структур, в целом имеющих более правильные круговые очертания. Эти структуры широко распространены в областях многократной гранитизации типа Забайкалья или Казахстана.

Рассмотрим особенности вулканотектонических структур Камчатки. Они сосредоточены главным образом в восточной вулканической части полуострова (рис. 21). Особенно отчетливо на космических снимках дешифрируются отдельные вулканические аппараты (размером от 10 до 30 км), включая скрытые под вулканогенными толщами части, а также

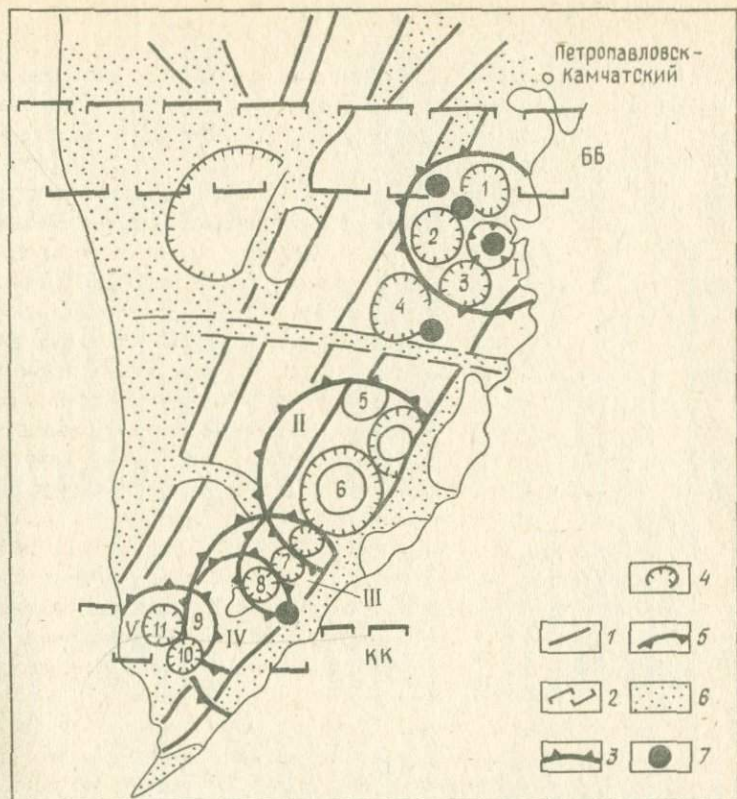


Рис. 21. Системы кольцевых структур Южной Камчатки. По результатам дешифрирования космического снимка "Союз":

1 — глубинные разломы; 2 — скрытые системы нарушений (ББ — Больше-Банная, КК — Кошелёвско-Курильская); 3 — границы вулканотектонических структур (I — Вилучинская, II — Ксудач, III — Желтовская, IV — Курильская, V — Кошелёвская); 4 — вулканические постройки (1 — Вилучинская, 2 — Горелая, 3 — Мутновская, 4 — Асача, 5 — Ходутка, 6 — Ксудач, 7 — Желтовская, 8 — Ильинская, 9 — хребта Камбального, 10 — Камбальная, 11 — Кошелева); 5 — кальдера проседания; 6 — депрессионные зоны; 7 — проявления эндогенной минерализации

группировки этих аппаратов в вулканотектонические структуры. Последние достигают в поперечнике 55–65 км, при этом вулканотектонические структуры, как правило, имеют полукольцевую форму, взаимно пересекаются и опираются на северо-восточную зону глубинных разломов или на береговую линию, образуя систему дуговых разломов, параллельных берегу или другим крупнейшим глубинным зонам.

По периферии дуговой границы Вилучинско-Мутновской вулканотектонической структуры, по данным Е.А. Лоншакова, расположены

Таблица 4. Размеры поперечников взаимосвязанных систем магматогенных кольцевых структур разновозрастных комплексов и их рудоносность

Регион	Уровень генерации			Наиболее характерные геологические формации	Рудоносность
	Региональный	Локальный	Детальный		
Камчатка (N ₂ —Q)	Вулканотектонические структуры: 75x50÷60x30 (влк. Карымский, Шивелуч, Авача); 120x75 (Ключевской дол); 105x90 (Ключевская сопка)	30÷20 (влк. Жупанова, Вилючик и др.)	18 Большинство вулканов и шлаковых конусов и вулканических кальдер	Базальт-андезитовая, андезит-риолитовая, градиоритовая	Au, Hg, S
Вулканическое нагорье Малого Кавказа (J ₃ —Q)	Вулканотектонические структуры: 100x65x30 (Мокрые горы, влк. Хоремдаг); 50x35÷75x40 (Большой Арарат, Гегамское вулканотектоническое поднятие)	Вулканоплутонические структуры: 75x50÷25 (Ававердская); 60x50÷25 (Дашкесанская); 65 (Мегринский плутон)	Вулканические аппараты и шлаковые конусы, отдельные интрузивные купола	Риодацитовая, андезитобазальтовая, габбро-сиенит-щелочногранитовая	Медно-колчеданная, медно-порфировая, CuMo, AuHg, SbAs
Охотско-Магаданское звено Охотско-Чукотского вулканического пояса (J ₃ —P)	250x150 Архейские выступы в ядрах сводовых поднятий; дуговые разломы	50÷40÷35÷25 Вулканоплутонические структуры	20÷10÷12 4÷5 Диапиры, интрузии, субвулканические экструзии	Базальт-андезит-риолитовая, андезит-риолитовая, дацит-риолитовая, базальт-риолитовая, малых интрузий пестрого состава; габбро-тоналит-лейкогранитовая, градиорит-гранитовая, калиевых лейкогранитов и др.	SnW, оловянно-силикатная и сульфидная, SnAg; золото-кварцевая, AuAg
Южный Сихотэ-Алинь (K ₂ —P—N)	100x60 Своды — зональные ареалы интрузивных	30÷25 Вулканоплутонические структуры	16—12÷8÷8— 6÷6—4÷4— 2÷1—0	Контрастная базальт-риолитовая; дацит-риолитовая, малых интрузий пе-	Вольфрамово-скарновая, грейзеновая, оловянно-силикатная,
	и субвулканических пород, Центральный Сихотэ-Алиньский, Журавлевский, Фурмановский		Щитовые вулканы, палеокальдеры, интрузивные купола	строго состава; градиорит-адамеллит-лейкогранитовая → градиорит-монзонит-гранитовая	сульфидная, свинцово-цинково-скарновая, флюоритовая, боросиликатная, золото-серебряная
Забайкалье (C—P—T—J)	200x100 Ундино-Борзинский свод	75÷50÷30÷25 Ареалы гранитоидов в контурах кольцевых морфо-структур	20—18÷10÷1—3 Купола и кольцевые морфо-структуры	Гранодиорит-тоналитовая → гранит-лейкогранитовая	RM, SnW, WMo, PbZn, Au, флюоритовая
Казахстан (C—P)	70÷10÷28 Вулканоплутонические тектонические структуры	21—18÷16—11 Рудоносные палеокальдеры — Акчатауская, Кызылтауская, Бегаринская и др.		Андезит-дацит-риолитовая, гранит-лейкогранитовая, аляскитовых гранитов и др.	WMo, MoCu, CuMo, CuPbZn
Сетте-Дабан (C—P)	200x150 Поднятия фундамента Сибирской платформы	75÷25÷50 Локальные ареалы гранитообразования; дуговые разломы	20÷10÷5 Гранитные диапиры	Базальт-риолитовая, габбро-гранитная	Cu, Pb, Zn контактово-метасоматические и жильные; Au метаморфогенная
Рудный Алтай	300—200 Кольцевые и дуговые поднятия гранитизированного фундамента	30—10 Брахиформные складки, уплотненные плитообразные массивы гранитоидов	6—2 Депрессии и поднятия; ареалы малых интрузий и даек; рудные поля — Бухтарминское, Малеевское, Путинцевское, Зыряновско-Греховское и др.	Базальт-риолитовая; дацит-риолитовая, песчаносланцевая; дайки, малые интрузии пестрого состава	Порфировая, вкрапленного, стратиформного и жильного типов; медно-цинковая, свинцово-золото-серебряная

Примечание. Размеры поперечников кольцевых структур даны в км; знак — обозначает интервал размеров, x — наибольший и наименьший диаметр оваловидной структуры; → зональный ряд магматических или рудных формаций по отношению к центру кольцевой структуры; ÷ — знак дискретности размеров.

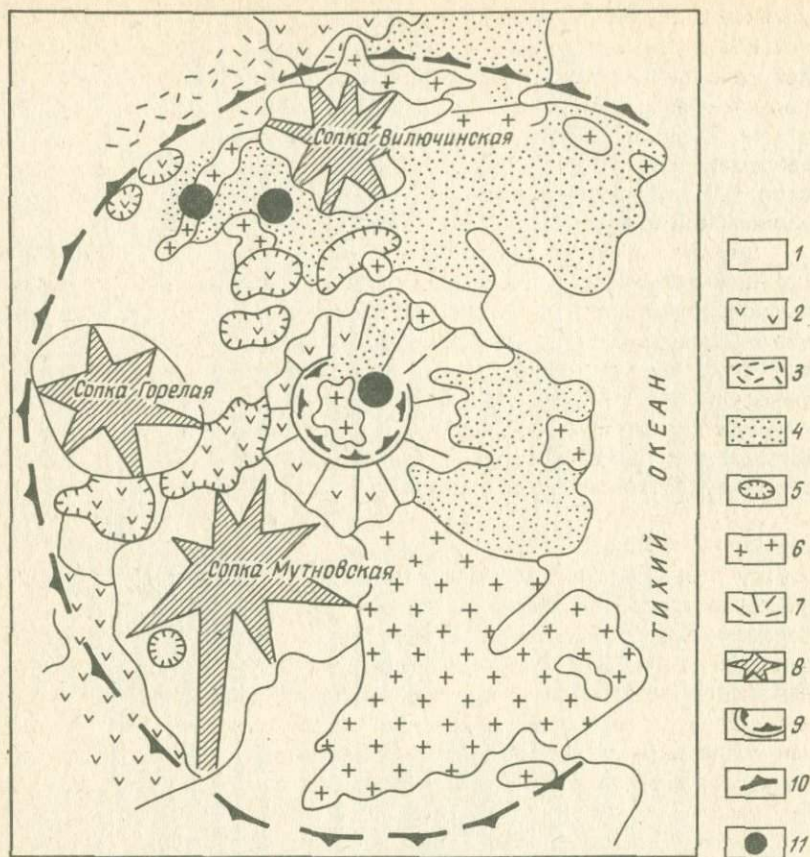


Рис. 22. Вилучинская вулканотектоническая структура. По данным Е.А. Лоншакова:

1 — четвертичные рыхлые отложения; формации: 2 — верхнемиоцен-плиоценовая андезитовая, 3 — среднемиоценовая риолит-дацитовая, 4 — раннемиоценовая андезитовая; 5 — субвулканические тела; 6 — миоценовые интрузии гранитоидов; 7 — склоны щитовых и щитовидных позднеэоцен-раннечетвертичных вулканов; 8 — четвертичные вулканы андезито-базальтового состава; 9 — кальдеры проседания; 10 — граница вулканотектонической структуры; 11 — точки минерализации

четвертичные андезито-базальтовые вулканы: Вилучинский, Горелый, Мутновский (рис. 22). В центре вулканотектонической структуры расположена Мутновская кальдера проседания. Пространства между этими вулканическими аппаратами сложены мощными игнимбритовыми толщами.

Южнее расположены крупные вулканоструктуры: Ксудач (II), включающая вулканические постройки Ходутка, Горы Детинка, сопка Бе-

ленькая и др., Желтовская (III), Курильская (IV). Последние две вулканотектонические структуры, пересекаясь, образуют два центра единой более крупной вулканотектонической структуры Южной Камчатки — Курильско-Желтовской. Все они опираются на Северо-Восточный разлом (I) м. Лопатка — Правая Асача, ограничивающий с запада прибрежную депрессионную зону. Полукольцевая Кошелевская вулканотектоническая (V) структура опирается на южную раму широтной Кошелевско-Курильской зоны.

Другим примером систем интрузивно-купольных кольцевых структур может служить Забайкалье, где эти структуры связаны с определенными формациями гранитоидов и зональными рядами рудных формаций — от редкометалльных до эпитермальных золоторудных и флюоритовых (см. табл. 4). Оконтуренный по космическим снимкам и топографическим картам Ундино-Борзинский свод, например, имеет овальную форму с диаметрами 200 и 100 км. По данным В.Г. Гладкова и В.В. Томилова, он пространственно и генетически связан с батолитами гранодиорит-тоналитовой формации карбон-триасового возраста. В пределах свода отмечаются более мелкие купола и кольцевые структуры с поперечниками 75, 50, 25 км, каждая из которых вмещает мелкие формы — все эти структуры вмещают интрузии мезозойских гранитоидов (гранит-лейкогранитовой формации различных комплексов). Малые купола с поперечниками < 10 км вмещают 90 % всех рудных полей и точек минерализации региона, причем от центров крупных сводовых поднятий к их периферии отмечается смена зональности оруденения: редкометалльная — олово-вольфрам-молибденовая — полиметаллическая — золоторудная — плавиковошпатовая. Рудные поля типа Балейского, Дарасунского контролируются штоками лейкократовых гранитоидов с поперечниками 1—3 км.

Кроме того, по данным тех же авторов, на территории Забайкалья отмечается 30 крупных кольцевых структур (более 100 км в поперечнике), 350 среднего размера (50—10 км) и не менее 50 тыс. мелких (5—0,5 км). Таким образом критерий прогнозирования оруденения, основанный только на дешифрировании кольцевых структур, становится весьма неопределенным, и может использоваться лишь совместно с детальными вещественными исследованиями и выделением более тонких типоморфных признаков рудоносных структур. Для разбраковки кольцевых структур очень большое значение может иметь оценка величины денудационного вреза.

Попытка решить задачу выявления продуктивных кольцевых структур в областях их широкого распространения с помощью количественных методов была предпринята М.М. Василевским.

Он по материалам дешифрирования территории Камчатки выделил огромное количество малых кольцевых форм, которые названы "кольцевыми фрактурами". Они рассматриваются автором не только как магматогенные структуры, но преимущественно как результат гидро-

термальных процессов, сопровождающих активный вулканизм. Сочетание разнообразных малых кольцевых форм различного генезиса — как интрузивно-субвулканических, так и собственно вулканических и гидротермальных называются "структурно-вещественными ансамблями", которые образуют кольцевые структуры более крупных размеров. Автор ограничивается анализом количественных характеристик кольцевых фразтур в пределах тех или иных рудоносных или прогнозируемых площадей. При этом составляются карты плотностей структурных неоднородностей, эпицентров кольцевых структур, которые коррелируются с данными по известной рудоносности для выявления прогнозных площадей. Одна из ценных разработок данной методики — выявление на аэрофотоснимках площадей гидротермально измененных пород, как составной части сложных кольцевых вулканоплутонических комплексов. Однако статистический анализ бесконечного множества мелких кольцевых фразтур без определения сущности каждой из них и взаимосвязи с системами более крупных структур, по мнению авторов, вряд ли может привести к успешному решению поставленной задачи.

Другой способ обнаружения рудоносных палеокальдер разработан Н.В. Скубловой [23] на примере Казахстана на основе комплексного геолого-геоморфологического анализа с моделированием геоиндикационных признаков вулканотектонических структур. Успешность использования этого метода во многом определяется прекрасными условиями дешифрируемости геологических объектов в пределах пенеплена Казахстана, где на среднemasштабных космических, аэровысотных и радиолокационных снимках распознаются не только отдельные вещественные комплексы пород, но даже отдельные жильные и дайковые тела, а палеокальдеры хорошо дешифрируются по кольцевым отпрепарированным в рельефе магматогенным формам (дайкам, стенкам кальдер, субвулканическим и интрузивным телам). На примере Казахстана Н.В. Скубловой показано, что может быть осуществлено моделирование геоморфологических признаков, свойственных тем или иным рудоносным палеокальдерам. Наибольшие веса имеют признаки степени эродированности, как функции величины неотектонического поднятия и его формы. Таким образом, тип, генезис и степень эродированности кольцевой структуры являются критериями ее перспективности. Например, для поисков кварцево-грейзеновой формации, связанной с поздними фазами палеозойских аляскитовых гранитоидов, перспективны слабоэродированные вулканоплутонические структуры, в пределах которых хорошо выражено центральное поднятие при малых площадях выхода интрузивных тел более ранних фаз гранитоидов.

Приведенные примеры иллюстрируют общую закономерную связь особенностей проявления тех или иных кольцевых структур на дистанционных материалах с их вещественным составом и генезисом оруденения, т.е. необходимость построения геолого-генетических и космогеологических моделей главных типов рудных формаций и оценки величины среза рудоносных и перспективных структур.

АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИКИ И ДУГОВЫХ СТРУКТУР

В последнее время появилось много новых данных, основанных на дешифрировании космических снимков, свидетельствующих о наличии дуговых форм рельефа с различными радиусами кривизны, которые никакого отношения к рассмотренным кольцевым структурам не имеют и должны быть выделены в самостоятельную группу рудоконтролирующих структур. Дуговые структуры описаны еще в 50-х годах А.Е. Остроумовым для Дальнегорского рудного района Приморья, М.А. Фаворской для Северного Сихотэ-Алиня, как характерные структуры обрамления

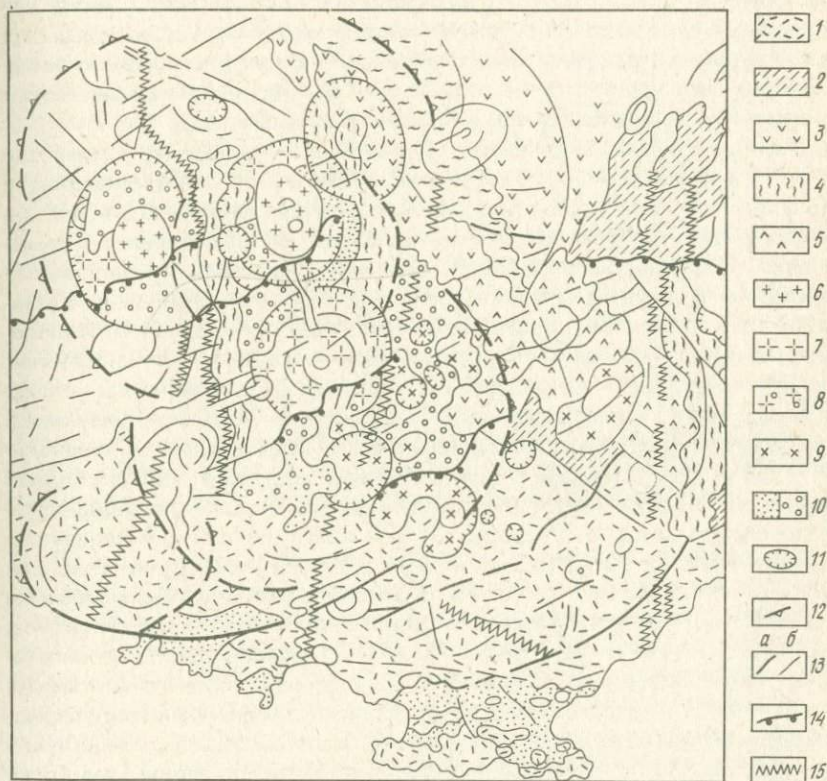


Рис. 23. Влияние сквозных широтных, меридиональных, дуговых и сложнодуговых систем нарушений на металлогеническую зональность Охотско-Магаданского звена вулканического пояса. По результатам дешифрирования космического снимка "Метеор":

1-10 — различные СЛК, выделенные по характеру фототона и расчлененности; 11 — обособленные формы рельефа; 12-14 — линеаменты разных порядков; 15 — сквозные зоны

погружающегося в кайнозой дна Японского моря и Татарского пролива. С.И. Стрельниковым установлены дуговые разломы с диаметром около 50 км в пределах Сетте-Дабана, с которым связаны проявления свинца и цинка Сарданинского типа. Г.В. Гальперовым и Н.В. Скубловой [25] выделены два типа дуговых структур в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса и мезозойд Северо-Востока: дуговые и сложнодуговые. Наиболее крупные дуговые разломы с радиусом кривизны 250 км контролируют положение магмоводов отдельных звеньев вулканического пояса и хорошо выражены крупнейшими гравиметрическими ступенями. Этим дугам конформно побережье Охотского моря, зональное распространение рельефа различных неотектонических зон, фотоаномалии и типы расчлененности рельефа на мелкомасштабных космических снимках (рис. 23). По палеомагматическим данным с наиболее крупными из кольцевых структур совпадают магмоконтролирующие каналы и палеосейсмофокальные зоны. Зонально по отношению к дуговым структурам размещаются вулканические породы пояса и связанная с ними золото-серебряная минерализация. Другой тип структур — сложнодуговые, имеет меньший радиус кривизны (от 200—180 до 40—50 км), образует взаимосвязанные системы и пучки и прослеживается вдоль границ различных структурно-формационных зон мезозойд Северо-Востока в северо-западном или субмеридиональном направлении, т.е. поперечном к простиранию вулканического пояса. Они выражены дуговыми долинами рек и хребтами, по асимметрии которых определяются направления падения плоскостей сместителей. Отдельным фрагментам этих структур подчинено распределение интрузивных пород позднеюрского и мелового возраста и границы рудоносных площадей — рудных районов и узлов с золото-кварцевым, золото-сурьмяным и олово-вольфрамовым оруденением. В области перекрытия верхояно-колымских складчато-надвиговых чешуй вулканиками образуются наиболее перспективные узлы с золото-серебряным и олово-серебряным типами оруденения [25].

С появлением различных дистанционных материалов высокой обзорности и разрешающей способности стало возможным расшифровывать чрезвычайно сложные деформационные структуры древнейших комплексов. Как правило, они испытывали многоактные различающиеся вектором направленности деформации. В рисунках складчатых деформаций они отражаются в виде складок более высоких порядков, периклинальных замыканий складчатых структур или четковидных пережимов. В условиях интенсивного проявления шарьяжной тектоники характерны не только продольные, но и поперечные надвиги. Образование надвигов, как известно, также сопряжено со сводовыми орогенными поднятиями, вследствие чего на космических снимках отражаются не концентрические зональные, а чешуйчато- и пластинчатообразные формы. Характерным примером может служить неотектоническое сводовое поднятие с веером пластин дагестанской части Большого Кавказа. Один из наиболее сложных "пучков" таких надвиговых пластин контролирует положение

Филизчайского стратиформного месторождения на южном склоне.

Очень важным для поисков и прогнозирования полезных ископаемых аспектом геодинамического анализа космических снимков является возможность обнаруживать значительное количество сдвиговых дислокаций и их взаимосвязанных систем. Сдвиги на космических снимках легко дешифрируются по смещениям структурных форм и комплексов форм рельефа, фотоаномалий, линеаментов, частей кольцевых структур.

КОМПЛЕКСНЫЙ СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННЫХ СЪЕМОК С ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЙ ДЕТАЛИЗАЦИЕЙ ПРОГНОЗНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Этот анализ применяется во ВНИИКАМ [25] в соответствии с принципами прогнозирования полезных ископаемых, разработанными Д.В. Рундквистом и др. В этом аспекте рассматриваются две различные системы анализа материалов съемок: изучение аномалий и комплексный региональный анализ с последовательной детализацией прогнозных площадей по принятым категориям оценки прогнозных ресурсов.

В первом случае главным является метод аналогий — установление хорошо выраженных на снимках аномалий, связанных с той или иной характерной рудоносной формацией. Хорошо иллюстрируют эту закономерность кольцевые комплексы щелочных пород и карбонатитов в различных регионах мира. Характерные фотоизображения подобных аномалий связаны с Печенгской полукольцевой структурой с медно-никелевым и платиновым оруденением, кольцевыми комплексами Хибинских щелочных массивов с апатит-редкоземельной минерализацией, щелочные массивы Бушвельдского комплекса и др. Авторами уже публиковались характерные типы рудовмещающих узлов Монголии, связанные с уникальными щелочными комплексами Хан-Богд и Мушугай-Худук с редкоземельной минерализацией [5]. Метод аналогий часто применяется и в районах, где поиски ведутся в условиях перекрытия чехлом более поздних образований пород фундамента [25].

Методика комплексного системного анализа дистанционных материалов с привлечением данных морфоструктурного, неотектонического, геофизического и других традиционных для металлогенического анализа методов базируется на следующих правилах:

— опережающей на порядок детальности, что связано с высокой обзорностью и разрешающей способностью космофотоизображений, на которых металлогенические таксономические единицы более низких рангов выделяются внутри более высоких (например, рудные районы в пределах металлогенических зон или рудные поля и узлы в пределах рудных регионов);

— смещение приоритета того или иного признака или метода исследований на каждом уровне генерализации при анализе взаимосвязи ме-

няющихся факторов и критериев рудоносности, которые рассматриваются только в пределах соответствующей металлогенической таксономической единицы;

— максимальное совмещение признаков (с оценкой веса каждого и силы связи, в случае математической обработки) как главный критерий выбора потенциально перспективных площадей и их очередности.

Отметим, что при переходе от одного масштаба исследований к другому не просто детализируется та или иная структура соответствующего металлогенического таксономического ранга, а практически реализуется системный подход, когда на каждом уровне исследования выделяется своя совокупность рудоконтролирующих факторов и структур и соответственно критериев прогноза. Например, при прогнозировании золото-серебряной формации в пределах вулканического пояса на Северо-Востоке СССР Г.В. Гальперовым и В.С. Антиповым [25] было показано следующее. На региональном уровне по комплексному геофизическому и космогеологическому критерию в пределах вулканического пояса оконтуривается блок поперечником в несколько сотен километров, ограниченный широтными, меридиональными и дугowymi нарушениями, в пределах которого отмечается максимальная концентрация оруденения. На локальном уровне исследований в пределах этого блока выделяется палеовулканотектоническая структура, поперечником около 60 км, в пределах которой минерализация сосредоточена в рудной зоне северо-восточного простирания. На детальном уровне в пределах рудной зоны северо-восточного простирания на аэрофотоснимках оконтурены элементарные рудоносные и прогнозные (по *K*-спектроаномалиям) блоки, границы которых определяются системами нарушений меридиональной сквозной структуры. При этом границы всех металлогенических таксономических единиц уточнены с помощью материалов дистанционных съемок.

Другой характерный пример можно привести по моделированию структурного образа золото-сульфидной и золото-кварцевой формации Ленского золотоносного района Северного Прибайкалья. На региональном уровне генерализации контуры рудного района контролируются блоковой структурой с повышенными значениями аномалий плотностей поля линейментов и испытывавшей относительное прогибание на неотектоническом этапе развития, что проявилось в пониженных значениях фоновых высот блока; на среднемасштабном уровне — хорошо выраженными на снимках складчатыми синклинорного типа структурами, вмещающими золотоносные черносланцевые формации позднего рифея; на детальном уровне — антиклиналью IV порядка в зоне субширотного смятия в узле пересечения сквозных систем нарушений северо-восточного, северо-западного и меридионального направлений.

Таким образом, изучая с помощью дистанционных материалов систему структурных рудоконтролирующих факторов на всех уровнях генерализации, мы подходим к выявлению структурной модели эндоген-

ных рудных формаций, развитие которых (как теперь становится все более очевидно) связано со всеми структурными этажами литосферы: от глубинных подкоровых до близповерхностных зон трещиноватости и смятия, в которых непосредственно локализуются рудные тела и залежи.

4. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МОРФОСТРУКТУРНЫХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ПОИСКА СКРЫТЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ СТРУКТУР

Физическое состояние литосферы и более глубоких сфер Земли очень тесно связаны с рельефом. Многие неоднородности внутри литосферы благодаря процессам гравитации и изостатического равновесия находят отражение в макро-, мезо- и микроформах рельефа. Все это помогает при поисках скрытых рудоносных структур методом морфоструктурного анализа. Однако требуются специальные исследования для определения уровней глубинности морфоструктур. С этой целью привлекаются геофизические данные, в первую очередь гравиметрические, которые могут не только подтвердить те или иные структуры, но и указать на глубину их заложения.

Как было показано на примере Туранской плиты и Средней Азии [26], одним из факторов концентрации оруденения является глубинность рудолокализирующих и рудоконцентрирующих структур.

Другой важный фактор концентрации оруденения — повышенная проницаемость коры для глубинных магматических расплавов в определенных участках литосферы — в узлах, образованных пересечением разноориентированных систем нарушений различной глубины заложения. Эти участки осложнены наличием разнообразных магматических структур. Морфоструктурные признаки и образы таких узлов, а также методы выявления были рассмотрены в предыдущих главах. Привлечение геофизических данных (анализ гравиметрических и магнитометрических полей в изоаномалах) позволяет установить дополнительные элементы структуры, которые не были выявлены при геологической съемке. В дальнейшем рассматриваются плановые соотношения вновь выделенных структур друг с другом и с известными глубинными региональными разломами.

Третьим фактором, оказывающим влияние на концентрацию и локализацию оруденения, является повышенная мобильность систем нарушений, участвующих в формировании узлов повышенной проницаемости. Внешними физиономическими признаками подвижности служат сдвиговые деформации, которые отображаются в элементах морфоструктуры, а также в соотношениях элементов геофизических полей. Неоднородность в вертикальной плоскости (ступени фундамента и т.п.) находят выражение в виде гипсометрических ступеней рельефа.

Рассмотрим только те факторы концентрации оруденения, которые можно анализировать морфоструктурными методами и путем изучения латеральных аномалий, неоднородностей геофизических полей и мощностей земной коры.

Комплексный анализ морфоструктуры и геофизических данных для изучения структуры, геологии и металлогении применяется нами на различных уровнях генерализации и отличается специфическими особенностями для каждого масштаба. В 1983 г. Е.Н. Сапожникова была использована такая прием для изучения переходной зоны системы континент — океан Востока Азии, т.е. в глобальном масштабе [35].

По определенному набору типов рельефа на востоке Азиатского материка была выделена единая морфоструктура — “континентальная окраина” [19]. Она обладает специфическими чертами крупных форм рельефа: 1) значительные площади территории (около 40 %) приходятся на депрессионные области и зоны, в том числе на акватории окраинных морей и глубоководных желобов; 2) контрастное чередование узких депрессионных областей и зон с относительно поднятыми хребтами и нагорьями, а также заливов и окраинных морей с полуостровами и островными дугами, поднятиями шельфовых зон и морских впадин (“клавишная” структура рельефа); 3) преобладание северо-восточной ориентировки структурных элементов рельефа. Этим она существенно отличается от центральной части Азии, представленной более массивными структурными формами рельефа и дискордантными по отношению к структурным элементам континентальной окраины. Эта морфоструктура при всей разнообразности геологических условий рассматриваемой области обнаруживает определенные черты единства.

За исключением северо-восточной области, континентальная окраина представляет собой относительно пониженную по сравнению с центральной частью территории. Между обеими морфоструктурами наблюдается значительная гипсометрическая ступень (1,5—2 тыс. м), являющаяся западной границей континентальной окраины. Она проходит с юга на север по восточному подножию хр. Танен-Таунджи, через излучины р.р. Меконг и Ялунцзян, по подножию Тибета, пересекает р.р. Вайхе, Лохэ, проходит по северо-северо-восточному отрезку р. Хуанхэ. В районе 40-й параллели она делает резкий изгиб к востоку, а затем на запад к оз. Далай-Нур. Далее граница проходит через Далай-Норскую котловину, по р.р. Хайлар и Аргунь. На 53—54° с.ш. граница делает резкий изгиб к востоку почти до истоков р. Зеи, а затем резко поворачивает к западу. Восточнее горы Скалистый Голец она вновь имеет северо-восточное простирание, пересекая Алданское нагорье, проходит по р.р. Алдан и Алах-Юнь, а в районе 63° с.ш. резко поворачивает на северо-запад и прослеживается вдоль восточного склона Верхоянского хребта до бухты Тикси. Система глубоководных желобов ограничивает континентальную окраину с востока. Как по геологическим, так и по морфоструктурным особенностям, она характеризуется зональностью и может подразделяться

на четыре крупные продольные зоны: 1) западную — собственно материковую ее часть; 2) центральную, куда входят акватории окраинных морей; 3) островных дуг; 4) глубоководных желобов.

Соотношение морфоструктуры континентальной окраины с глубинным строением

По геофизическим данным Н.А. Беляевского [1], Н.Я. Кунина и др. [12] в рельефе поверхности Мохо на материке Азии выделяется обширная морфоструктура 1 порядка, обладающая специфическими чертами строения земной коры и мантии. Это, по представлениям Н.Я. Кунина и др. [12], — Притихоокеанская моноклираль поверхности Мохо, характеризующаяся общим монотонным воздыманием границы Мохо к востоку от 40 до 25 км и утоненной низкоскоростной существенно салической континентальной корой. Последняя на границе с океаном сменяется сравнительно высокоскоростной тонкой фемическо-салической корой островных дуг. Притихоокеанская моноклираль по поверхности Мохо соответствует выделенной нами крупной морфоструктуре азиатской континентальной окраины (рис. 24).

Продольная зональность континентальной окраины обнаруживается также и по поверхности Мохо благодаря повышенной дифференцированности ее рельефа в пределах окраинных морей, а вдоль желобов и островодужной зоны — по наличию цепочки удлиненных локальных максимумов (рис. 25).

Анализируя особенности окраинно-континентальной морфоструктуры, можно обнаружить ее латеральную неоднородность как в структурных чертах рельефа земной поверхности, так и в строении поверхности Мохо. Выделяются трансрегиональные секущие зоны (или пояса), главным образом широтные, которые соответствуют сквозным системам нарушений. Благодаря им континентальная окраина распадается на крупные поперечные секторы и сегменты. Границы сегментов — широтные зоны и пояса — хорошо выражены в рельефе как аномалии структурного плана территории: по ним наблюдается азимутальное изменение простирааний северо-восточных элементов и появление элементов иной ориентировки, в том числе и в зоне островных дуг и желобов. Каждый сегмент характеризуется своеобразием морфоструктурного рисунка.

Сегментация континентальной окраины отчетливо проявлена также и в рельефе поверхности Мохо. Анализ "Карты глубин залегания поверхности Мохоровичича Центральной и Восточной Азии" Н.А. Беляевского [1] показал, что севернее 39—43° с.ш. наблюдается большая дифференцированность поверхности Мохо как в материковой части, так и в области окраинных морей и островных дуг (см. рис. 25, сектор Б). Кроме того, в южной половине (сектор А) поверхность Мохо под морями погружена больше, чем в северной. Зоне, разграничивающей оба сектора,

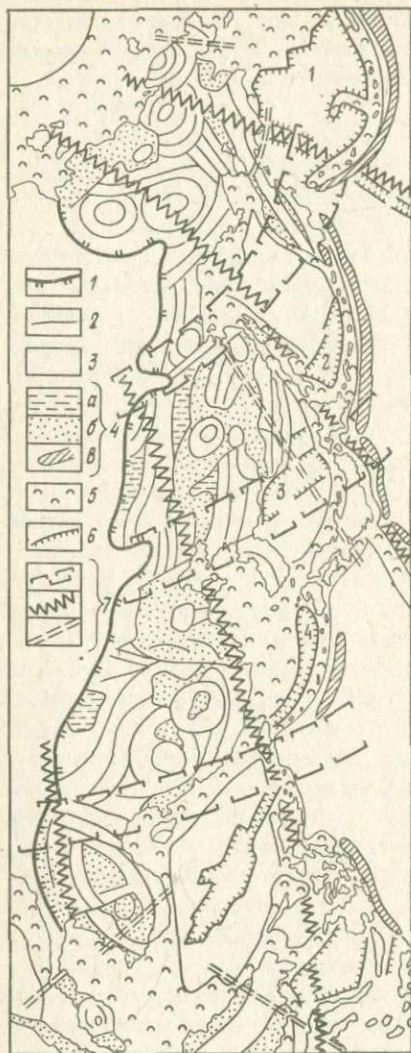


Рис. 24. Морфоструктурная схема континентальной окраины Востока Азии:

1 — граница континентальной окраины (КО), отделяющая ее от центральной части материка, гипсометрическая ступень; 2 — линеаменты, разграничивающие разновысотные области и расчленяющие КО; 3 — области относительных поднятий суши; 4 — области относительных опусканий: а — внутригорные и межгорные впадины и котловины, б — депрессионные области и зоны, в — глубоководные впадины (желоба); 5 — наиболее поднятые блоки для морей и океана (области шельфа, банки и т.п.); 6 — уступы в рельефе морского дна; 7 — сквозные системы нарушений. Впадины: 1 — Алеутская, 2 — Курилская, 3 — Японская, 4 — Окинавская

соответствует в материковой части Яньшаньский пояс. Оба сектора имеют различия в углах наклона обобщенной поверхности (тренда) Мохо.

Характер неоднородности поверхности Мохо позволяет выделить в пределах континентальной окраины и более дробные поперечные структуры — сегменты. Так, по широтному поясу 54–58° с.ш. проходит граница между Колымским сегментом (IV), с преобладанием локальных прогибов, и Приморско-Хинганским сегментом (III) с преобладанием

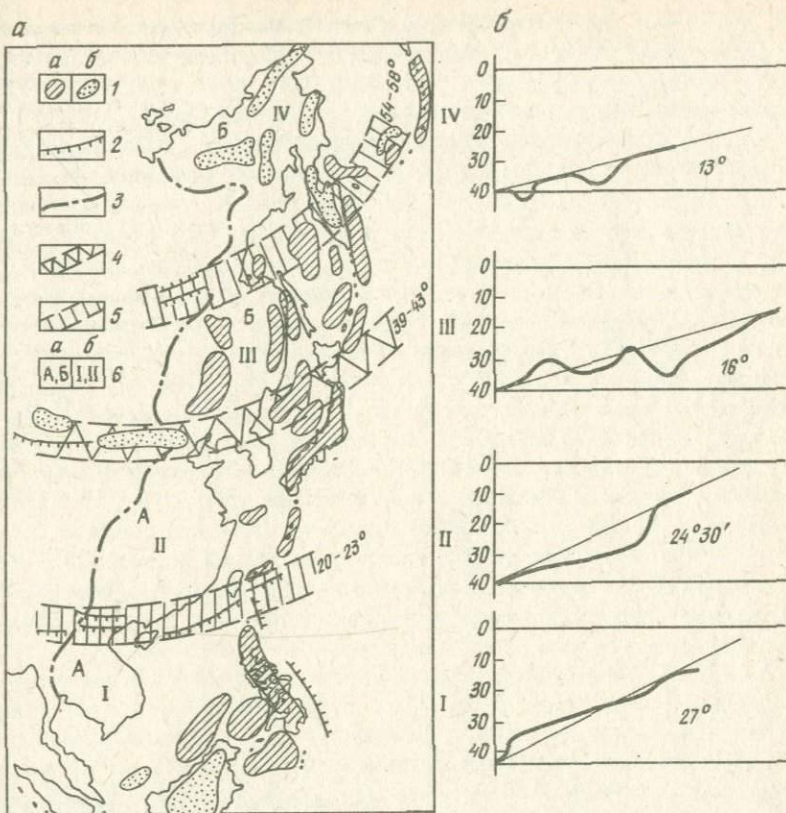


Рис. 25. Сегментация континентальной окраины (КО) по данным глубинной неоднородности:

а — элементы структуры поверхности Мохоровичича (по данным Н.А. Беляевского [1]), *б* — обобщенные профили поверхности Мохо и углы ее наклона: 1 — изолированные *max* (*а*) и *min* (*б*) в рельефе поверхности Мохо; 2 — градиентные зоны; 3 — 40-километровая изолиния глубины залегания поверхности Мохо; 4 — границы секторов; 5 — границы сегментов; 6 — индексы: *а* — секторов КО и *б* — сегментов КО

локальных поднятий в строении поверхности Мохо. В южной половине (сектор А) широтный пояс $20-23^\circ$ с.ш. вычленяет два сегмента с различным профилем тренда и угла наклона поверхности Мохо: I — Индокитайский и II — Восточно-Китайский (см. рис. 25).

Широтные зоны, служащие границами секторов и сегментов, проявлены в рельефе поверхности Мохо в виде системы широтно вытянутых прогибов ($39-43^\circ$) и поднятий ($54-58^\circ$) либо в виде широтных градиентных зон ($20-23^\circ$). На этих же зонах происходит изменение простира-

ний островных дуг и глубоководных желобов. По ним отмечается смещение последовательно к западу в направлении с севера на юг как западной, так и восточной границ континентальной окраины, а следовательно, и самих сегментов друг относительно друга.

Признаки сегментации континентальной окраины можно проследить по материалам Ю.А. Павлова, рассматривающего физические характеристики глубоководных впадин дальневосточных окраинных морей. Ю.А. Павлов выстраивает закономерный ряд из Алеутской, Япономорской, Курильской и Окинавской впадин по их размерам, сейсмичности, величине теплового потока, мощности земной коры. Однако, если рассмотреть данные Ю.А. Павлова в связи с наличием сегментов континентальной окраины, то можно заметить закономерное изменение всех упомянутых параметров от IV ко II сегменту. При этом глубоководные котловины морей северного сектора (Алеутская, Курильская, Япономорская) характеризуются малыми мощностями земной коры океанического типа и малыми значениями теплового потока в сравнении с котловинами морей южного сектора (Окинавского). Так, по данным В. Людвиг, Г. Шора, Ю. Павлова и других, Алеутская впадина (IV сегмент) имеет типично океаническую кору со средней мощностью 7—8 км, состоящую из базальтового и осадочного слоев. Для котловины Окинава (II сегмент) характерна кора со средней мощностью 22 км, в которой, по представлениям этих авторов, имеется гранитный слой.

Закономерно возрастает сейсмическая активность и выделяющаяся сейсмическая энергия от IV сегмента (асейсмичная Алеутская котловина) ко II сегменту (котловина Окинава, характеризующаяся повышенной сейсмичностью и энергией, по данным М. Катсумата и др. Котловины Япономорская и Курильская (III сегмент) очень близки по своим характеристикам и занимают промежуточное положение между Алеутской и Окинавской, находящихся в крайнем положении рассматриваемого ряда. Кроме того, к Япономорской котловине приурочены наиболее глубоководные землетрясения (650 км) по сравнению с другими рассматриваемыми котловинами (Курильская — 350 км, Окинава — 250—280 км, Алеутская — 220—250 км соответственно, по данным С. Миямура, Ю.А. Павлова, М. Катсумата, Д. Стоуна и др.).

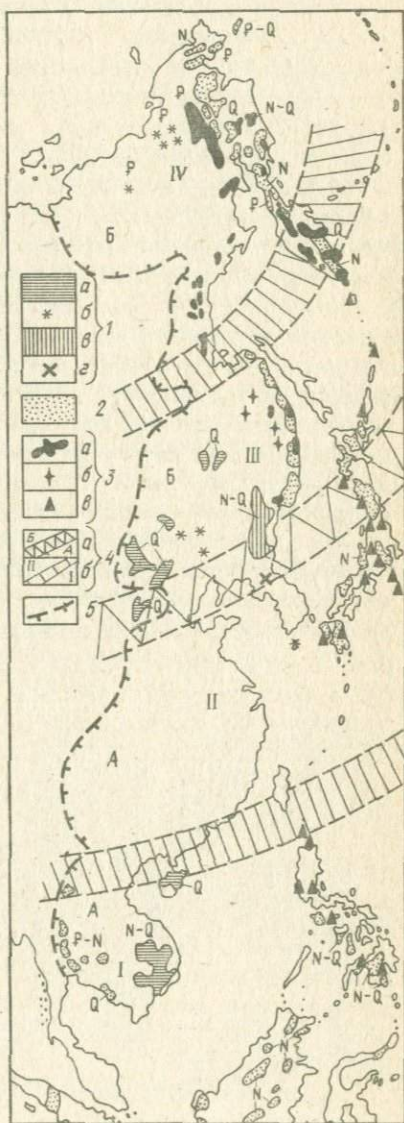
По нашему мнению, это объясняется тем, что рассматриваемая наиболее глубоководная часть Япономорской котловины пространственно расположена между 40 и 43° с.ш., а ее высокая сейсмическая активность свидетельствует о тектонической активности и глубинности корней продолжения широтного Яньшанского пояса.

Соотношение морфоструктуры и геологических особенностей континентальной окраины

Рассмотренные проявления поперечной неоднородности континентальной окраины на самом верхнем (в рельефе земной поверхности) и на нижнем уровнях (на границе Мохо), можно также проследить и на

Рис. 26. Сегментация континентальной окраины по особенностям распространения ареалов кайнозойского вулканизма. Поля развития кайнозойского вулканизма по данным Геологической карты Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана масштаба 1:10000000 под ред. Л.И. Красного:

1 — щелочная и щелочно-известковая серия: а — щелочно-оливиново-базальтоидная (лейциты, базаниты, шихлуниты, нефелиновые базальты и т.д.); б — то же, внemasштабный знак; в — щелочно-известковая (лимбургиты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендиты); г — то же, внemasштабный знак; 2 — известково-щелочная серия; 3 — толеитовая серия: а — ареалы, б — то же, внemasштабный знак, в — вулканические аппараты; 4 — сквозные линейные пояса — границы: а — секторов, б — сегментов и их индексы; 5 — границы континентальной окраины; I-IV — сегменты



среднем уровне — в геологических структурах. Крупнейший геораздел — широтный Яньшанский пояс и его продолжение в окраинных морях и островных дугах — вычленяет в континентальной окраине два крупных сектора, южный (А) охватывает области наиболее древней консолидации: древние платформы и кристаллические массивы. В северном секторе (Б) преобладают геоструктурные области герцинской и мезозойской складчатости и молодых эпипалеозойских платформ. Площадь вулканогенно-осадочного мезозойско-кайнозойского комплекса значительно больше в северном секторе. В пределах островных дуг наибольшие площади выступов палеозойских структур приходятся на южный сектор, что, по-видимому, свидетельствует о более древнем основании дуг южного сектора.

В пределах окраины континента, по данным Л.И. Красного, развиты следующие типы кайнозойских вулканитов. В материковой части Индокитайского сегмента (I) распространена разновидность щелочно-известковой серии — щелочно-оливиново-базальтоидная неоген-четвертичного возраста (N—Q) и отчасти четвертичного (Q). Для Приморско-Хинганского сегмента (III) преобладающей разновидностью щелочно-известковой серии являются — на востоке щелочно-известковая (лимбургиты, трахибазальты, трахиты, комендиты) неоген-четвертичная (N—Q), на западе — щелочно-оливиново-базальтоидная (Q). В Колымском (IV) сегменте щелочно-известковая серия имеет очень малое распространение в виде щелочно-оливиново-базальтоидной разновидности палеогенового возраста (рис. 26). Таким образом, материковая часть Восточно-Китайского (II) сегмента амагматична в кайнозойский период.

Обращает внимание размещение ареалов толеитовой серии в пределах континентальной окраины Азии: все они расположены в северном секторе как в материковой, так и в островодужной части. Южнее 43° с.ш. породы толеитовой серии встречаются лишь на островных дугах, но уже в виде отдельных вулканических построек на о. Хонсю (Япония) и двух групп щитовых и стратовулканов на Филиппинах (см. рис. 26). Таким образом пояс 39—43° с.ш. служит барьером для ареалов толеитового вулканизма.

Неодинаков в различных сегментах и характер распространения островодужной известково-щелочной серии пород (KZ) в материковой части континентальной окраины. Это породы полностью отсутствуют в материковой части II сегмента, а в I образуют на западе незначительную по площади цепь пород андезитовой разности неогенового возраста. В III и IV сегментах (в северном секторе) континентальной окраины присутствуют породы обеих разностей известково-щелочной серии: андезитовой и дацит-липаритовой. По-видимому, эти различия в характере магматизма на среднем уровне (т.е. в геологических структурах земной коры) отражают различную степень дифференцированности и мобильности фундамента.

Кроме того, наблюдаются отчетливые горизонтальные смещения от-

дельных звеньев Тихоокеанского мезо-кайнозойского вулканического пояса и даже развороты в их генеральном простирании вдоль широтных границ сегментов. Этот факт в сочетании с неодинаковым наклоном тренда поверхности Мохо в различных сегментах указывает на неодинаковый характер движения крупных блоков литосферы вдоль широтных поясов.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Если обратиться к особенностям металлогенической зональности в пределах континентальной окраины, то сегментация ее по этому признаку наиболее очевидна. Как известно, в пределах северо-западной части Тихоокеанского кольца наблюдается, во-первых, закономерное омоложение возраста металлогенической зональности с запада на восток. Во-вторых, специфической чертой этой части Тихоокеанского кольца является золотоносность и оловоносность. В-третьих, наблюдается расположение металлогенических зон в основном согласное с простиранием структурных элементов Тихоокеанского кольца.

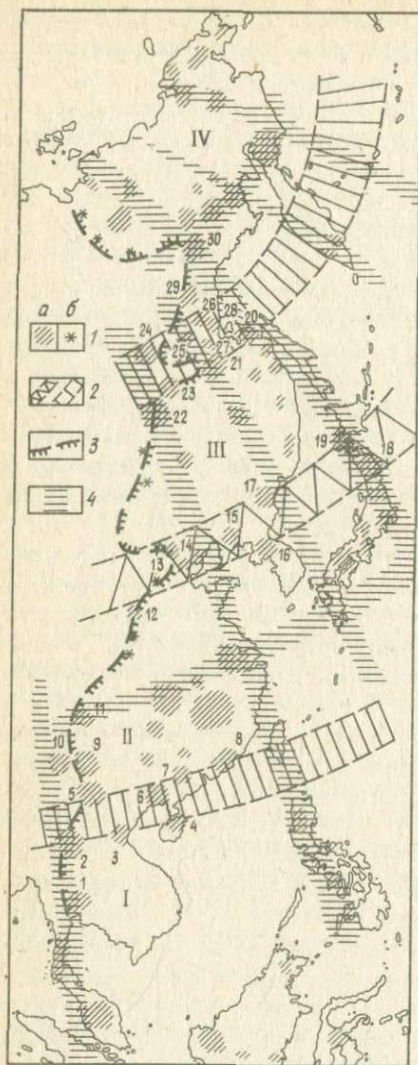
В то же время можно отметить целый ряд отклонений от приведенных закономерностей, которые связаны с поперечной сегментацией и границами сегментов. Наиболее ярко это проявлено в ориентировке структурно-металлогенических зон. Широтные границы сегментов подчеркиваются широтно ориентированными металлогеническими зонами, при анализе данных Е.А. Радкевич [17, 18], в пределах Яньшанского ($39-43^\circ$ с.ш.) и Монголо-Охотского ($54-58^\circ$ с.ш.) поясов. Граница между I и II сегментами ($20-23^\circ$ с.ш.) прослеживается по резким изгибам северо-восточных зон (Среднемеконгская золотоносная резко отклоняется к западу близ широты 20°), по резким смещениям (на 20° с.ш. Северо-Вьетнамская оловоносная зона резко сужается, Западно-Таиландская сурьмяноносная зона смещена относительно Пингской и Намской сурьмяноносных зон). На $22-23^\circ$ с.ш. наблюдается резкое отклонение от генерального северо-восточного простирания рудоносных зон: западно-северо-западное простирание имеет Гэцзю оловоносная, северо-западное — Фансианская многометалльная, резко изгибается Южно-Китайская золотоносная, восточно-северо-восточную ориентировку приобретает Прибрежная вольфрам-оловоносная.

Помимо описанных аномалий, связанных с границами сегментов, общий структурный рисунок рудоносных зон в каждом сегменте имеет свои черты, что выражается в азимутальном изменении северо-восточных структур. Наибольшие отличия свойственны IV сегменту, где появляются элементы структур северо-западного простирания.

Как показывает анализ распределения рудоносных зон в континентальной окраине, для некоторых металлов границы сегментов являются крупнейшими барьерами. Так, наиболее мощные вольфрамоносные зоны

Рис. 27. Структурная позиция скоплений (кластеров) месторождений на Востоке Азии:

1а — скопления месторождений по данным анализа "Металлогенической карты..." и [17] и их индексы (см. текст), б — месторождения; 2 — сквозные линейные пояса; 3 — граница континентальной окраины; 4 — сквозные системы нарушений; I—IV — сегменты



приурочены ко II сегменту как материковой части (Цзянсийская), так и островодужной (Китаками и Абакума вольфрам-золотоносные, Центральная о-ва Хонсю олово-вольфрамоносная). Южнее 20° с.ш. (в I сегменте) вольфрамоносные зоны отсутствуют. В III и IV сегментах они развиты очень слабо в виде единичных узких зон вдоль глубинных разломов. Для ртутоносных и молибденоносных зон барьерами служат с юга Яньшанский пояс, с севера — зона Монголо-Охотского пояса и Становика, так как в Приморско-Хинганском (III) сегменте зоны ртутоносные и молибденоносные зоны практически полностью отсутствуют.

Все изложенное свидетельствует о том, что широтные пояса — границы сегментов континентальной окраины, представляют собой мобильные линейные зоны сдвигового характера и глубинного заложения. Вместе с тем западная граница континентальной окраины, являющаяся гипсометрической ступенью, трассируется 40-километровой изолинией глубины залегания поверхности Мохо. Это свидетельствует о том, что западная граница представляет собой пояс глубинных зон разломов, которые пересекают поверхность Мохо.

Анализ данных Е.А. Радкевич [17] в сопоставлении с морфоструктурой континентальной окраины показал, что западная граница Тихоокеанского металлогенического пояса в рассматриваемой части в основном совпадает с западной границей континентальной окраины. Этот глубинный пояс трассируется рядом крупных скоплений месторождения, или "кластерами". В Индокитайском (I) сегменте — это кластеры № 1 и 2 (рис. 27), куда входят медные, сурьмяные и полиметаллические месторождения Таиланда. В КНР (II сегмент) к западной границе континентальной окраины приурочены кластеры: № 5 с месторождениями группы Имэнь (Cu, Ni, Co), Маоцзян (Ni), Гэцзю (Sn, W, Pb); № 9 с месторождениями Лимахэ (Ni, Cu), группа Дунгуань (Cu), Лэнманчан и группа Хойцзе (Pb, Zn) и др.; № 10 с медными месторождениями Личан и Шангуаньцунь; № 11 с месторождениями Кандин (Au), Инцзин (Cu), Дачжуну (Pb, Zn); № 12 с месторождениями Гэшан (Pb, Zn) и Мэньсяньбэйбу (Cu), а также западная граница трассируется рядом отдельных месторождений в этой части.

В Приморско-Хинганском (III) сегменте с западной границей континентальной окраины связаны кластеры № 22 и 23, куда входит большое число месторождений Забайкалья (СССР): полиметаллические Мангидайская и Култуминская группы, оловорудные Зеренское, Ононское, Смирновское, полиметаллические Керчинско-Заводское, Акатуевское, Покровское, Кличкинское и другие, молибденовые Сарыгичинское, Давенда и другие, золоторудное Холоджикан.

В IV сегменте к границе приурочены кластеры: № 24 (золоторудные Кабактан, Нагорный) в Становом хребте; № 29 (Сараданакское (Pb, Zn), Курун-Урях (Au)) — Учуро-Майское поднятие; № 30 (Шуринское, Чалманское (Sn), Водопадное, Накими (Au) и другие) и ряд месторождений Верхоянского хребта. Иногда западная граница трассируется рудными зонами: на юге в I сегменте — Пингская, Иомская сурьмяноносные, Таиландская меденосная; в III сегменте — Приаргунская полиметаллическая, Южно-Якутская золотоносная, Билякчанская многометалльная. Многие металлогенические зоны как бы обрываются на западной границе континентальной окраины (во II сегменте — северо-западная Фансианская многометалльная, Циньминь-Янцзынская медно-молибден-железородная, в IV сегменте — северо-восточная Яно-Борулахская, Терехтяхская и Дербек-Нельгехинская оловоносные).

В связи с глубиной западной границы континентальной окраины особый интерес представляют узлы пересечения ее с наиболее крупными

глубинными и мобильными зонами (поясами), каковыми являются границы сегментов. Такие узлы представляют собой специфические тектонические структуры глубокого заложения, повышенной раздробленности и проницаемости для глубинных магматических расплавов и благоприятны для локализации месторождений полезных ископаемых. Наиболее крупные кластеры месторождений приурочены именно к таким узлам. В широтном поясе, 20—23° с.ш., это группа меденосных и сурьмяноносных месторождений Таиланда (кластер № 2), группы Гэцзю (Sn), Имень (Cu) и месторождения Моцзян (Ni) в КНР (кластер № 5), в поясе 54—58° с.ш. — группа золоторудных и молибденовых месторождений в СССР (кластер № 23 — Холоджикан, Ковыхта и др.).

Большое количество скоплений месторождений имеется также и в пределах широтных поясов, разграничивающих секторы и сегменты. Наиболее крупные из них приурочены, как правило, к ограничивающей раме (например, в СССР группа Нижне-Амурских золоторудных месторождений), Удоканская многометалльная группа (№ 21), в юго-восточном КНР оловянные и вольфрамовые месторождения группы Хайфын, Импиньшань, Ляньхуаньшань и др. (№ 8). Наиболее значительные золоторудные месторождения Японии, по данным С.П. Балашовой, на севере о. Хонсю и на юго-западе о. Хоккайдо (месторождение Титосе, рудная провинция Китаками), а также крупные рудные районы, по данным Т. Мацукума, Т. Никамура, Т. Тацуми, Ю.К. Озерова и других, внутренней северо-восточной зоны Японии (рудный район Косака, скопления месторождений типа Куроко) сконцентрированы между 39 и 43° с.ш. (кластеры № 23 и 24). На продолжении широтного пояса 54—58° с.ш., на п-ве Камчатка в Озерновской широтной зоне и в полосе между Больше-Банной и Кагнисинской широтной зонами, имеются группы проявлений редкометалльной минерализации.

Структурная позиция узлов, вмещающих кластеры, внутри поясов обусловлена наличием скрытых систем нарушений как глобальных (ряд протяженных меридиональных зон, по данным Е.Н. Сапожниковой и др. [27]), так и региональных.

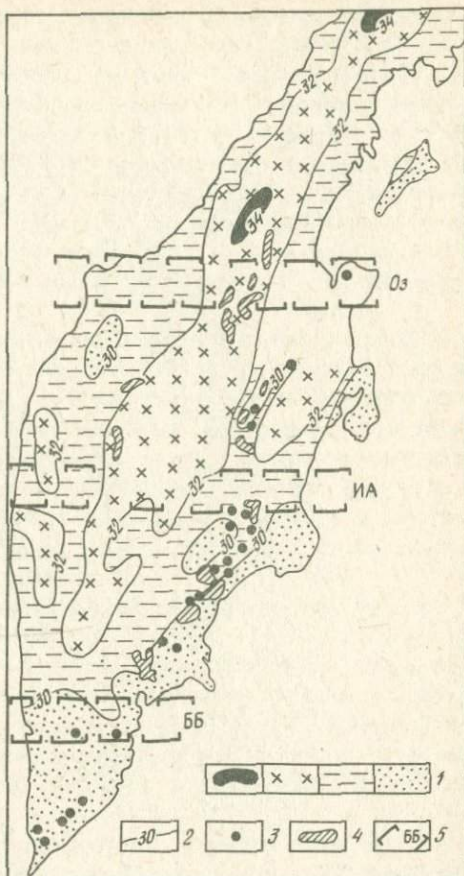
Проведенный комплекс исследований на восточной окраине Азии показал следующие важные моменты.

Границы активного взаимодействия системы континент — океан значительно расширены в глубь материка. Вся область перехода от Тихого океана к Азиатскому матерiku представляет собой единое образование — континентальную окраину, где наблюдается соответствие морфоструктурных элементов и глубинного строения континентальной коры.

Однородность внешних морфоструктурных признаков континентальной окраины ("клавишность") служит индикатором единства глубинного строения — наклонной в сторону материка поверхности Мохо — и, по-видимому, представляет собой отражение процессов торошения, связанных с мобильностью этой системы в области взаимодействия континента и океана.

Рис. 28. Глубинное строение и блоковые неоднородности Камчатki:

1 — шкала мощностей земной коры; 2 — изолинии мощности земной коры (по Ю.А. Павлову и А.Ю. Юнову с упрощениями); 3 — действующие вулканы; 4 — группы потухших вулканов; 5 — широтные сквозные зоны и их индексы (по [19])



Комплекси́рование морфоструктурных и геофизических исследований способствовало выделению крупных разделов континентальной коры, определенным образом влияющих на строение зоны перехода континент — океан, что фиксируется целым рядом признаков: распределением магматических ареалов, структурным рисунком рудоносных зон, распределением и рисовкой островодужной системы, характерными особенностями рельефа поверхности Мохо, различием угла наклона тренда поверхности Мохо.

На основе проведенного анализа были выделены новые элементы тектоники для данного региона: широтные глубинные пояса и глубинная структура западной границы континентальной окраины, а также особые тектонические образования — узлы. Показана как барьерная магматическая и металлогеническая роль широтных поясов, так и их рудоконцентрирующая роль.

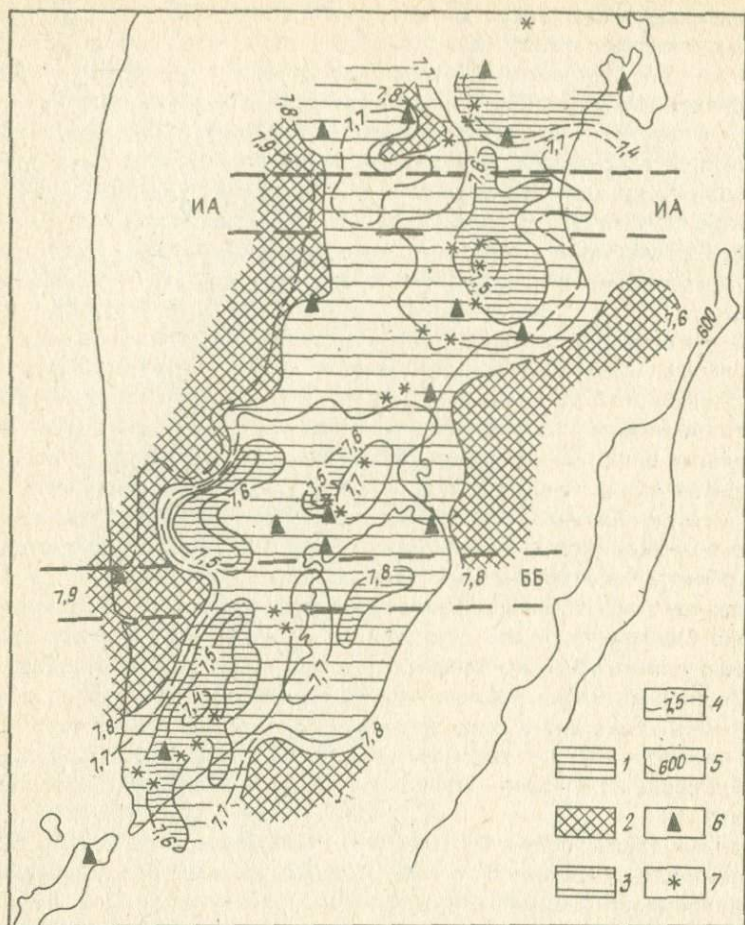


Рис. 29. Карта-схема поля скоростей V^{*P} в верхней мантии под Камчаткой по I варианту для $\Delta = 150-650$ км. По данным С.А. Федотова и др.:

1 - $V^{*P} = 7,7-7,3$ км/с; 2 - $V^{*P} = 7,8$ км/с; 3 - $V^{*P} = 7,6-7,8$ км/с; 4 - изолинии скоростей V^{*P} ; 5 - изобата; 6 - сейсмические станции; 7 - действующие вулканы Камчатки

Комплексирование морфоструктурного анализа и геофизических данных на региональном уровне, как правило, имеет целью подтвердить глубинность выделяемых морфоструктур. На примере Камчатского региона покажем, как привлечение геофизических данных помогает установить также и типы морфоструктур.

Поперечная широтная сегментация полуострова показана в работе [19]. При этом отмечалось, что широтные зоны расчленяют Камчатку на

крупные поперечные блоки, тренд поверхности рельефа которых ступенчато погружается с севера на юг. Анализ карты мощностей земной коры Камчатки (рис. 28) с позиций соотношения их с поперечными блоками и разделяющими широтными зонами показывает, что наблюдается обратная тенденция: подошва земной коры погружается ступенчато с юга на север. При этом существенные качественные изменения наблюдаются на границах блоков вдоль широтных Больше-Банной (ББ), Ичинско-Адриановской (ИА) и Озерновской (Оз) зон. Так, вдоль северной границы Больше-Банной зоны наблюдается наиболее значительный (порядка 5 км) перепад мощности земной коры между южным и центральным блоками.

Существенное увеличение глубин земной коры наблюдается между центральным и северным блоками (около 2—3 км перепад высот) вдоль Озерновской широтной зоны. Кроме того, процентное соотношение площадей поднятий и прогибов заметно различно в блоках, ограниченных названными широтными зонами. В Центральном — приблизительно 60 % приходится на выступы подошвы и 40 % — на ее прогибы. В северном блоке картина диаметрально противоположная: на большей части суши подошва земной коры глубоко погружена. Южный блок представляет собой область поднятия подошвы земной коры.

Озерновская и Больше-Банная зоны существенно отличаются от Ичинско-Адриановской зоны по типу. Последняя, как это явствует из распределения глубин залегания подошвы земной коры, не разделяет разноглубинные блоки. Однако Ичинско-Адриановская зона отчетливо выражена в резко дифференцированном поле мощностей земной коры: вдоль нее наблюдается чередование северо-восточных выступов и прогибов подошвы на востоке, меридиональных — на западе полуострова (см. рис. 28).

Данные карты поля скоростей продольных волн (V^P) в верхней мантии, по С.А. Федотову и другим, со всей очевидностью свидетельствуют о глубинности Больше-Банной широтной зоны. Во-первых, она фиксируется как широтный коридор повышенных скоростей V^P между локальными минимумами и максимумами северо-восточной и северо-северо-восточной ориентировки. Во-вторых, вдоль нее наблюдаются изменения простираций этих локальных максимумов и минимумов. В-третьих, на западе имеется аномалия в простирании изолиний скоростей продольных волн (V^P). Ичинско-Адриановская широтная зона выражена лишь незначительным изгибом изолиний скоростей V^P на крайнем востоке (рис. 29).

Неоднозначна выраженность всех трех названных зон и в более высоких этажах земной коры. В рельефе поверхности кристаллического фундамента наиболее заметными изменениями структурного плана характеризуются Больше-Банная и Озерновская зоны, вдоль которых наблюдаются окончания и изменения простираций структур северо-восточной ориентировки, а также перепады глубины поверхности фундамента

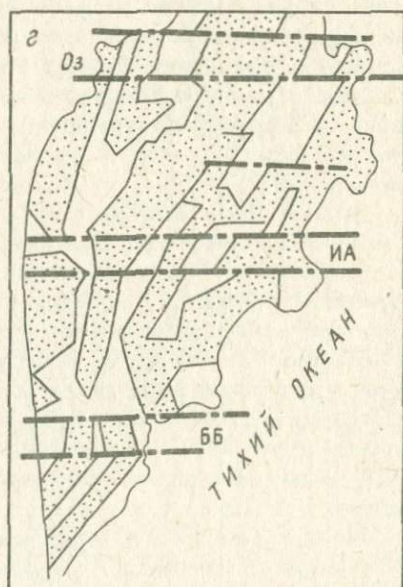
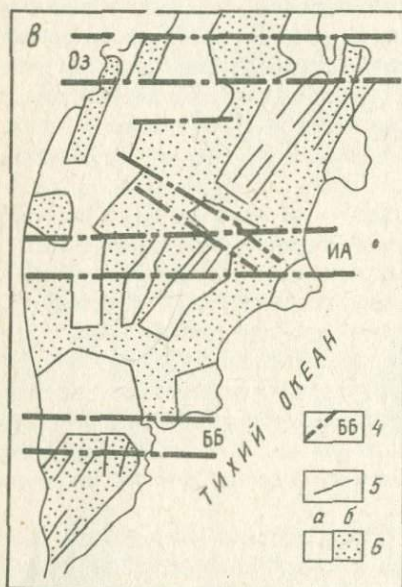
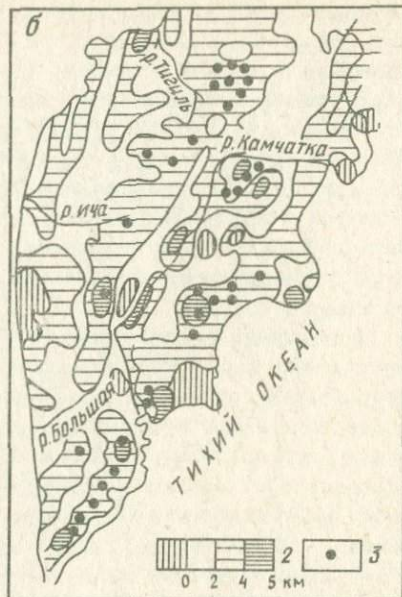
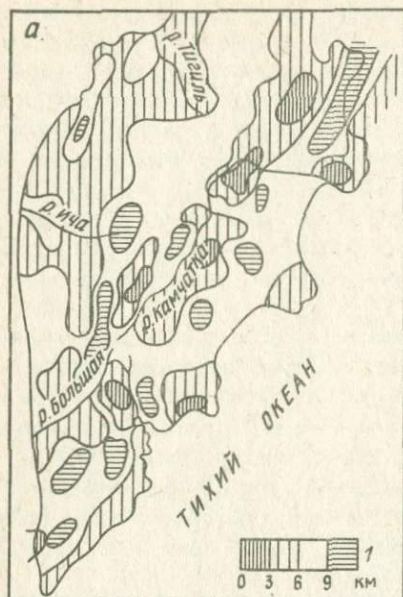
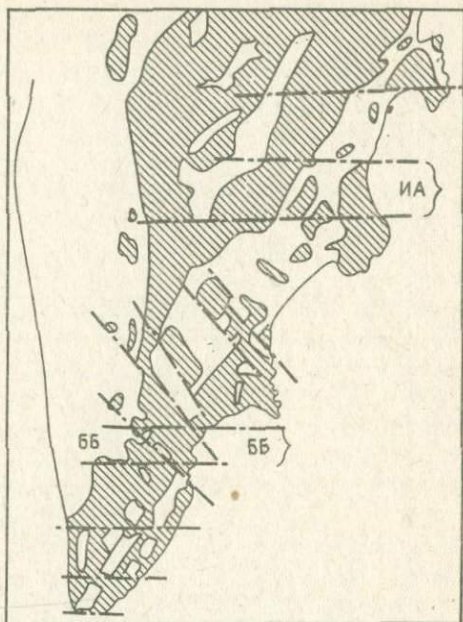


Рис. 30. Блочные неоднородности кристаллического и складчатого фундамента Камчатки (а, б — данные С.Т. Балесты и др., [8], в, г — интерпретация Е.Н. Сапожниковой):

1, 2 — глубины залегания поверхности фундамента, в км; 3 — четвертичные вулканы; 4 — элементы структуры; 5 — сквозные зоны и их индексы по [19]; 6 — блоки фундамента: а — поднятые, б — опущенные

Рис. 31. Распределение областей преимущественно положительного (заштриховано) магнитного поля Камчатки (по [8]) и их соотношения со сквозными зонами



(зона ББ). Вдоль Ичинско-Адриановской зоны наблюдаются качественные различия северного и Южного блоков: к югу от зоны сужения северо-восточных поднятий и расширение прогибов (рис. 30, а, в).

В поверхности складчатого мелового фундамента по границам Больше-Банной и Озерновской зоны имеются значительные смещения границ продольных элементов структуры. Вдоль Ичинско-Адриановской зоны происходит резкое изменение простираций основных структурных элементов (см. рис. 30, б, г).

Значительные смещения претерпевает северо-восточная зона отрицательных аномалий магнитного поля вдоль Больше-Банной широтной системы нарушений (рис. 31). Вблизи этой зоны также интенсивно проявлены элементы отрицательного магнитного поля северо-западной ориентировки. К северу от Ичинско-Адриановской зоны наблюдается резкое сокращение ширины отрицательного магнитного поля и изменение его простираения.

Сопоставление данных анализа геофизических полей (ΔT_a и Δg) с данными анализа рельефа показывает, что наибольшее сходство имеется между морфоструктурами (рис. 32) и строением поверхности складчатого мелового фундамента. Как видно на морфоструктурной схеме, Ичинско-Адриановская широтная зона является границей смены структурного пласта, наиболее значительные смещения северо-восточных продольных элементов приурочены к Больше-Банной, Озерновской широтным зонам. Это хорошо подтверждает

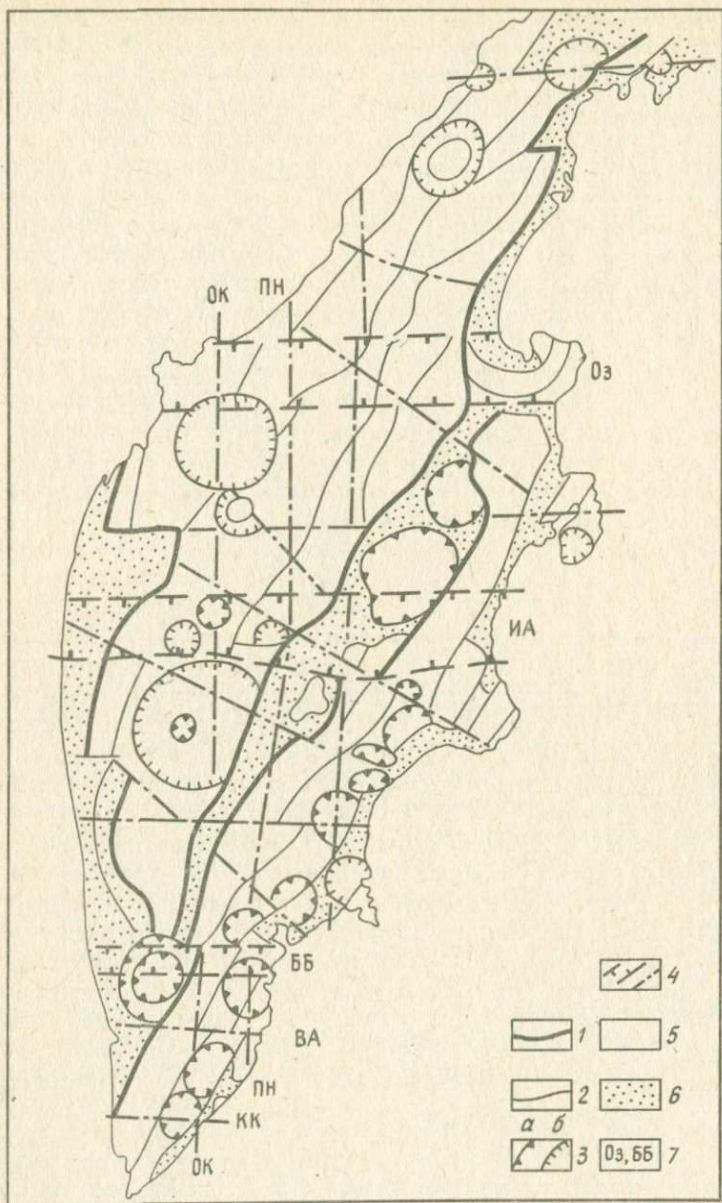


Рис. 32. Морфоструктурная схема Камчатки:

1 — границы структурно-геоморфологических областей; 2 — границы структурно-геоморфологических зон и подзон; 3 — границы кольцевых структур: а — вулканических, б — прочих; 4 — сквозные зоны различного типа; 5 — области относительно

ся и дешифрированием космического снимка системы КАТЭ. Кроме того, именно к этим зонам приурочено резкое сокращение площади суши и изменение простирания береговой линии: севернее Озерновской и южнее Больше-Банной зон. Это также может служить признаком вертикальных движений (погружения фундамента). В верхней части земной коры эти движения трансформировались в горизонтальные сдвиговые перемещения литосферы. Этим Больше-Банная и Озерновская зоны качественно отличаются от Ичинско-Адриановской. К последней приурочены различные аномалии в геофизических полях по разделам литосферы. Однако нет свидетельств значительных вертикальных подвижек вдоль Ичинско-Адриановской зоны. Как указывают М.И. Зубин и А.А. Таракановский [8], южная граница этой зоны совпадает с границей распространения вулканокремнистых толщ ($K_2?$) Валагинского хребта. К югу от Ичинско-Адриановской зоны ширина выхода этих толщ резко сокращается. По-видимому, на больших глубинах (скорее всего по поверхности Мохо — по данным С.Г. Балесты и др.) — имелись устойчивые поднятия, служившие барьерами для распространения тех или иных вещественных комплексов.

Нами совместно с Н.Л. Шилиным в работе [19] отмечались аномалии вещественного состава в пределах Ичинско-Адриановской зоны и, прежде всего, барьерная ее роль в распределении фаций верхнемеловых пород: замещение в разрезах терригенных пород северного хребта Кумроч тугамаи и лавами высокоглиноземистых базальтов, щелочных оливиновых базальтов и меймечитов в более южных хребтах Тумрок и Валагинском. В пределах описываемой зоны фиксируется северная граница площадей развития метаморфических пород Срединного хребта; Ичинско-Адриановская зона является южной границей областей четвертичного вулканизма Срединного хребта. Она же ограничивает с юга северную группу вулканов в пределах Центрально-Камчатской депрессии. Ряд исследователей геологии и геофизики Камчатки [8] отмечают широкое развитие надвигов вдоль широтных зон восточной части полуострова, движение блоков по которым направлено в сторону от вулканических зон. Заложение надвигов относится к позднему миоцену, т.е. ко времени заложения грабенов и оживления движения по широтным разломам, по данным В.А. Ермакова. М.И. Зубин, А.А. Таракановский указывают также, что с наиболее крупными широтными зонами территориально связаны землетрясения с преобладающим движением по горизонтали, т.е. почти чистые сдвиги. Эти авторы, на основании расчетов, выполненных с учетом свойств фокального слоя и комплексного рассмотрения наземных и морских геофизических данных и распределения эпицентров зем-

ных поднятий; 6 — области относительных опусканий; 7 — сквозные зоны: Оз — Озерновская, ИА — Ичинско-Адриановская, ББ — Больше-Банная, ПН — Паратунско-Напанская, ОК — Омольно-Камчатская, ВА — Вичаевско-Асачинская, КК — Кошелевско-Курильская *

летрясений, пришли к выводу о существенной роли широтных зон разломов, по которым происходят сдвиговые перемещения в условиях общего напряжения сжатия. Зоны растяжения имеют северо-восточное и северо-западное простирання.

Озерновская и Больше-Банная широтные зоны служат проводниками глубинных магматических продуктов. Так, к Озерновской зоне на западном фланге приурочена цепочка выходов палеоценовых субщелочных интрузий (селагиты, кринаниты, банакиты — $\epsilon\beta N_2$). Больше-Банная зона является повышенно-золотоносной по сравнению с фоном.

Описываемые широтные зоны наиболее глубинные и мобильные. Типологически они сходны, так как представляют собой скорее всего сбросо-сдвиги глубокого коро-мантийного заложения. Мобильность Ичинско-Адриановской зоны выражена гораздо слабее и, по-видимому, носит более поверхностный характер. В то же время на большом отрезке геологической истории она являлась значительным барьером для распространения различных вещественных комплексов.

К названным широтным зонам приурочены интересные проявления редкометалльной минерализации. Локализация их внутри зон определенным образом связана с пересечением широтных и меридиональных сквозных систем нарушений, по Е.Н. Сапожниковой и др. [32]. При этом рудные тела и серии даек в различных широтных зонах в большинстве случаев имеют меридиональную ориентировку. По всей вероятности, меридиональные системы нарушений представляют собой зоны раздвигов, благоприятные для локализации полезного компонента и дайковых свит. Широтные зоны служили источником глубинного магматического вещества. При этом наиболее проницаемыми и, следовательно, более благоприятными для концентрации рудоносных магматических флюидов и эманаций являются наиболее мобильные и наиболее глубоко проникающие в земную кору и мантию широтные зоны — Больше-Банная и Озерновская. Наиболее значительные объекты минерализаций приурочены к названным зонам.

Анализ геофизических полей на уровне рудных районов показал, что важную роль в концентрации и локализации оруденения также играют сдвиговые деформации. На примере Хайдаркенского рудного района была рассмотрена роль отрезка скрытой трансрегиональной Хайдаркан-Актюзской системы нарушений в локализации оруденения в Южно-Ферганском сурьмяно-ртутном поясе.

Все элементы морфоструктуры находят отражение в геофизических полях. Меридиональные и северо-западные системы нарушений хорошо прослеживаются в гравитационном поле как градиентные зоны. Кроме того, меридиональные зоны являются границами блоков с различным характером гравитационного поля. Фрагмент Хайдаркен-Актюзской северо-восточной зоны трассируется цепочкой локальных максимумов и минимумов поля Δg , а также подчеркнут интенсивными градиентными зонами поля силы тяжести. При этом оказалось, что северо-западные эле-

менты играют роль сдвигов по отношению к северо-восточному Хайдаркен-Актюзскому линеаменту. В местах интенсивных сдвигов локализуются рудоносные площади территории (см. рис. 15, 16).

Рассмотрение структурной позиции рудных полей Хайдаркенского рудного района показало, что они связаны с региональными глубинными разломами (широтными крутопадающими надвигами) и локализуются в узлах их пересечения с меридиональными, северо-западными и северо-восточными сквозными зонами. По физическим данным меридиональные и северо-западные зоны находят выражение в структурах фундамента и, следовательно, являются глубинными разломами. Позиция рудных полей Хайдарканского рудного района связана с региональной сквозной Хайдаркан-Актюзской северо-восточной зоной и приурочена к местам ее резких смещений глубинными разломами других простираний.

По геофизическим данным рудные поля представляют собой узлы пересечения глубинных разломов нескольких направлений и являются участками повышенной раздробленности земной коры и повышенной проницаемости.

Узлы концентрации оруденения в гравитационном поле представляют собой сложное сочленение градиентных зон различных направлений.

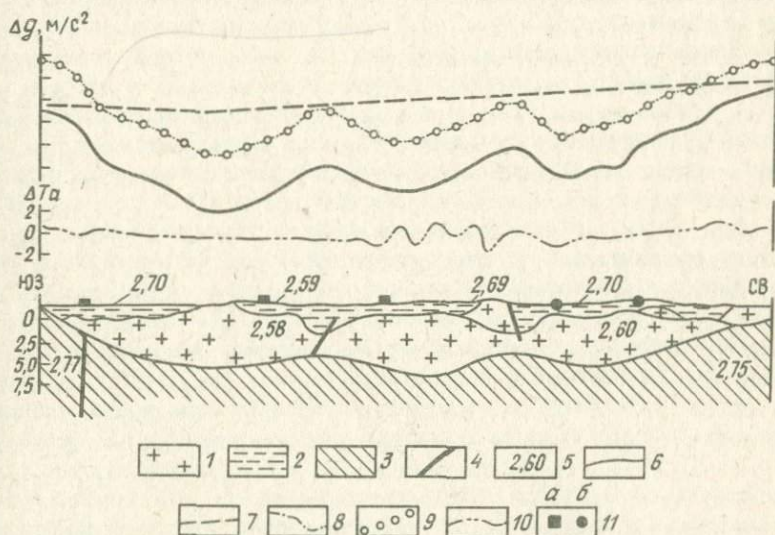


Рис. 33. Схематический глубинный геологический разрез оловоносных гранитоидов Ям-Алиньского района. По [13].

Верхний мел: 1 — граниты, гранодиориты, 2 — осадочно-вулканогенные образования; 3 — метаморфизованные образования (PR₂ — PZ₁); 4 — наиболее крупные разломы; 5 — плотность пород, принятая при расчетах, г/см³; 6 — наблюдаемая кривая Δg ; 7 — кривая регионального гравитационного фона; 8 — кривая остаточных аномалий Δg ; 9 — расчетные значения Δg , полученные способом подбора; 10 — кривая магнитных аномалий $\Delta T\alpha$; 11 — оруденения: а — касситерит-кварцевые, б — касситерит-сульфидные

Иногда наблюдается сгущение локальных минимумов и максимумов, резкие изгибы и смещения в градиентных зонах (см. рис. 16). Все это свидетельствует о сильно дифференцированном гравитационном поле в узлах концентрации оруденения.

Проведенный анализ геофизических характеристик морфоструктур на различных уровнях генерализации показал, что в процессе морфоструктурных исследований выявляются объемные формы, имеющие глубинные корни. При этом, чем крупнее структуры, тем больше глубина их заложения. Так, морфоструктура континентальной окраины Азии, представляющая собой область интенсивного взаимодействия континента и океана, охватывает всю литосферу и верхнюю мантию. Границы континентальной окраины и составляющих ее отдельных сегментов и секторов протягиваются на многие сотни километров и разделяют различные по характеру блоки, имеющие также коро-мантийные корни.

Региональные структуры, такие, как широтные зоны Камчатки или, например, как это было ранее нами показано [26], широтные и меридиональные сквозные системы нарушений Средней Азии имеют выражение в фундаменте.

При рассмотрении морфоструктур Камчатского полуострова в сопоставлении с геофизическими характеристиками мы обращали внимание на закономерности связи высот рельефа (неотектонических структур) и глубины залегания фундамента. Эти же соотношения выдерживаются и для горных сооружений Средней Азии.

При более детальных среднемасштабных и крупномасштабных исследованиях морфоструктуры более высоких порядков обычно увязываются с мощностями гранитного слоя, причем параметры этих структур не находятся в прямой зависимости от его мощности.

Хорошо вскрытые глубоким врезом на Памире блоки и купола, вмещающие гранитные массивы, по данным морфоструктурного анализа имеют характерные размеры поперечников 2—4 и 5—8 км. На этих глубинах по данным наземных геологических наблюдений и детальных геофизических работ находится подошва лакколитоподобных тел, или смещенных пластин гранитов в зонах надвигов.

На Дальнем Востоке локальные оловоносные купольные поднятия образуют системы сводово-купольных морфоструктур с поперечниками 2—4, 8—10, 15—17, 25—30 км. По данным Э.Н. Лишневского, они располагаются над скрытыми батолитоподобными телами мощностью 8—10 км (рис. 33) и имеющими глубину залегания от современной поверхности рельефа (от 0) до 5 км. Батолитоподобные тела при этом образуют более локальные выступы в виде выходов интрузий или "слепых" тел. По данным глубокого бурения такие "слепые" выступы апикальных частей кровли аляскитовых гранитов и окружающих их роговиков вскрыты на глубинах 0,5—1 км на ряде месторождений Кавалеровского рудного района Приморья [13].

Наконец, более крупные сводово-блоковые поднятия, достигающие

в поперечниках более 100 км, как правило, связаны с обширными минимумами силы тяжести и обычно распространяются на всю мощность земной коры. В Приморье, по данным Л.В. Морозовой, такие минимумы имеют характерную лопастную форму, которая хорошо коррелируется с фоновыми высотами блоков рельефа и отдельных куполов внутри свода.

Важным результатом комплексирования морфоструктурного анализа с геофизическими исследованиями является определение роли, которую играют мобильные глубинные зоны преимущественно сдвиговой природы в локализации и концентрации оруденения. При этом оказалось, что трансрегиональные зоны разломов-сдвигов являются индикаторами дифференцированного поля силы тяжести и глубинности этих зон разломов, т.е. на различных уровнях генерализации глубинные структуры разделяют мобильные блоки и имеют физиономические черты благодаря отражению их в рельефе (морфоструктуре). Это облегчает установление глубинных зон разломов.

Как было показано, скрытые сквозные зоны-сдвиги на уровне континентальной окраины Азиатского материка имеют глубокое заложение, являются блокоразделами, где происходит изменение крупнейших металлогенических зон и служат барьерами для продуктов магматизма или для металлогенических зон. Кроме того, вдоль этих крупных георазделов наблюдаются подвижки блоков (сегментов) основания литосферы, что находит выражение в различии углов наклона поверхности Мохо (Притихоокеанской моноклинали).

На региональном уровне зоны-сдвиги были прослежены по геофизическим данным на значительные глубины. При этом оказалось, что они представляют собой зоны типа сбросо-сдвигов, и многие из них корнями уходят в верхнюю мантию. Масштабы проявления этих зон разломов также значительны. Они достигают по ширине мощностей около 600-100 км и простираются на многие сотни километров, пересекая крупнейшие регионы, такие, как Камчатка, Приморье, Средняя Азия и Памир.

И, наконец, при рассмотрении на более крупномасштабном уровне площадей рудных районов была установлена мобильность (сдвиговый характер) зон разломов, контролирующих рудные поля и месторождения, а также показано отражение сдвигового характера этих разломов в поле силы тяжести.

А.Д. Щегловым с соавторами специально рассмотрен вопрос о влиянии сдвигов на образование стратиформных полиметаллических месторождений (периферия Колымского массива и типа Куроко в Японии), колчеданных (на примере рудного Алтая), лентообразных сульфидных залежей в синседиментационных зонах разломов Северной Америки и другие примеры. В пределах Сихотэ-Алиня этими исследованиями выявлена система сопряженных северо-восточных и субмеридиональных сдвиговых зон. Амплитуды левых сдвигов составляют несколько километров, по геофизическим данным наиболее крупные разломы этого

типа достигают верхней мантии. Сопряженные со сдвигами зоны растяжения, по данным В. П. Уткина и А. Д. Щеглова, являются наиболее благоприятными для рудоотложения как стратиформных, так и вулканогенных полиметаллических месторождений.

Как показано исследованиями в областях современного вулканизма и сейсмической активности, функционирование очагов магмообразования и сейсмической активности тесным образом связано с условиями растяжения и сдвиговыми деформациями. Поэтому надо иметь в виду, что не только конседиментационные и синвулканогенные месторождения связаны с проявлением сдвиговой тектоники, но и значительно более обширный класс месторождений, формирование которых определяется так называемыми очаговыми структурами.

Комплексирование геофизических и морфоструктурных исследований позволило также показать глубинность тектонических структур нового типа — узлов пересечения крупнейших трансструктурных линейментов. На всех уровнях генерализации наиболее рудонасыщенными оказываются те из них, что образованы пересечением глубинных коромантийных разломов со скрытыми структурами сдвигового типа. При этом наиболее перспективными являются также узлы, где наблюдается множество пересечений глубинных и мобильных разломов. Показана повышенная дифференцированность гравитационных и магнитных полей в пределах узлов. В морфоструктуре такие участки имеют специфическое выражение в виде повышенной контрастности рельефа и сложности (аномальности) морфоструктурного рисунка.

5. СТРУКТУРНАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

О ПРОЯВЛЕНИИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Общей особенностью строения всех орогенических областей является хорошо проявленная в их пределах морфоструктурная зональность — наличие продольных, по отношению к простиранию горно-складчатого сооружения, морфоструктурных зон. Морфоструктурные зоны отличаются фоновыми высотами ярусов рельефа и морфологическим обликом горного рельефа, они могут возникать вследствие неравномерного проявления горообразовательных движений с деформациями одного или нескольких уровней поверхностей выравнивания, а также вследствие последовательного причленения разновозрастных зон в процессе разрастания покровно-складчатого горного сооружения. Морфоструктурные зоны формируются на структурно-формационных зонах предшествующих стадий развития и несут на себе многие специфические черты их строения, которые проявляются в количестве и последовательности фаз

орогенического развития, типе неотектонических деформаций, особенно в структурах и литоморфных формах рельефа. Как правило, все морфоструктурные зоны разграничены крупнейшими продольными линейными элементами, которые по геолого-геофизическим данным обычно интерпретируются как зоны глубинных разломов. В дальнейшем на примерах различных типов горных областей проиллюстрируем основное положение о соответствии морфоструктурной, тектонической, формационной и металлогенической зональности.

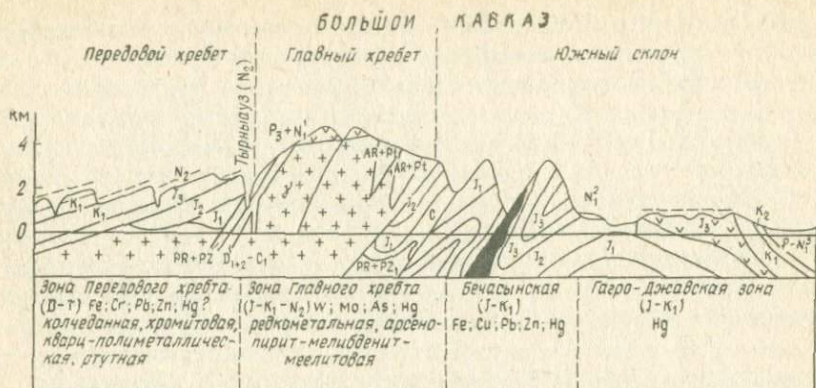
Встречаются два вида зональности: продольно-поперечная (каркасная) морфоструктурная зональность, соответствующая тектонической структурно-формационной зональности подвижных областей, и концентрическая (секториально-дуговая), связанная с орогенными сводовыми поднятиями, особенно характерными для областей тектономагматической активизации.

Продольно-поперечная морфоструктурная зональность осложняет мегасводовые поднятия горных стран и, в свою очередь, может осложняться сводами и куполами меньшего порядка. Первый тип соотношений прекрасно иллюстрируют мегантиклинории Большого и Малого Кавказа, разбитые на продольные несимметричные зоны и поперечные сегменты и блоки, а второй — сводовые поднятия Сихотэ-Алиня и Монголии, осложняющие их общий северо-восточный орогенический план.

Морфоструктурные зоны могут возникать как за счет неравномерного проявления интенсивности горообразовательных движений, вследствие чего различным образом деформируется один уровень поверхностей выравнивания, сформированный в предшествующую стадию тектонического покоя (Большой Кавказ), так и за счет последовательного приращения разновозрастных зон, разрастания горной страны с деформациями нескольких разновозрастных уровней планации (Малый Кавказ, Анды и другие области). И в том, и в другом случаях возникающая морфоструктурная зональность горного сооружения в своих границах обычно хорошо коррелируется со структурно-формационными зонами, образованными еще на стадиях геосинклинально-складчатого развития, при различных типах соотношения знаков движения. При этом отмечаются некоторые общие черты и типовые связи со структурно-формационной зональностью, последовательно усложняющиеся в ряду орогенных сооружений от современных и позднекайнозойских (альпийских) до позднепалеозойских (эпигерцинских и эпикаледонских) (рис. 34).

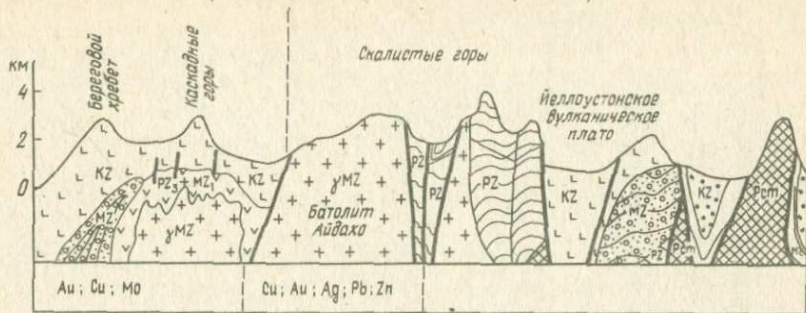
Наиболее отчетливо морфоструктурная зональность проявляется в пределах молодых областей незавершенного горообразования типа островных дуг, а также в областях альпийского орогенеза. Так, островные дуги, как отмечали еще Ю.А. Мещеряков и Н.В. Бронгулеев, имеют прямое отражение в рельефе: геантиклиналы — хребтами, прогибы — впадинами.

В областях альпийского горообразования наиболее отчетливо проявлена продольная морфоструктурная зональность, выражающаяся в закономерной упорядоченности ярусов горного рельефа и основных



орографических элементов с границами структурно-формационных зон. При этом отмечается либо прямой, либо инверсионный тип этих соотношений. Прямой тип зональности наблюдается в мегантиклинории Большого Кавказа, структурно-формационные зоны которого полностью совмещаются с орографическими единицами и, как правило, носят их названия: Предкавказская, Передового хребта, Главного хребта, Южного склона и др. (см. рис. 34). Наиболее древние образования — кри-

Орегон-монтанская зона Кордильер



Калифорнийско-колорадская зона Кордильер

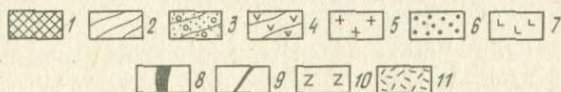
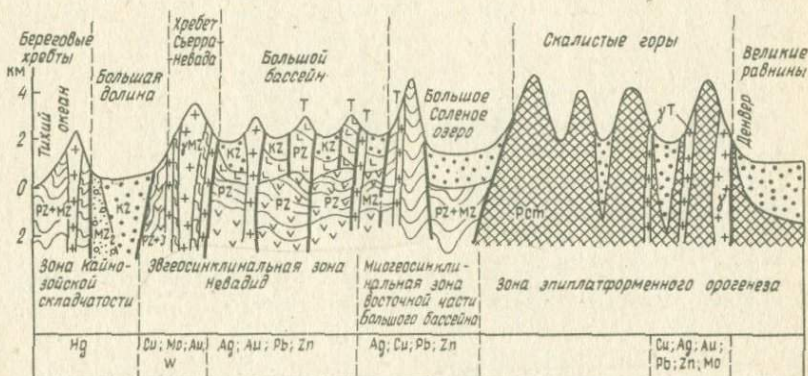


Рис. 34. Морфоструктурная и металлогеническая зональность разновозрастных подвижных областей:

1 — метаморфизованные породы докембрийского фундамента; 2 — дислоцированные образования палеозойского возраста; 3 — мезозойские терригенные толщи; 4 — звгосинклинальные образования мезозойского и палеозойского возраста; 5 — гранитоиды; 6 — кайнозойские рыхлые отложения; 7 — вулканы основного состава; 8 — вулканы и их жерловины; 9 — разломы; 10 — вулканогенно-осадочные образования; 11 — вулканы кислого состава

сталлические сланцы, гнейсы, герцинские вулканогенно-осадочные и интрузивные породы — слагают наиболее высокогорные части Главного Кавказского и Передового хребтов. В зонах последовательно снижающихся ярусов Горного рельефа южного и северного склона распространены киммерийские и альпийские геосинклинальные толщи.

Однако тип прямых соотношений рельефа и структуры характерен только для морфоструктур первого и второго порядков; для морфо-

структур более высоких порядков эти соотношения могут быть прямыми, обратными и смешанными.

Наряду с прямой морфоструктурной зональностью главных орографических систем Большого Кавказа для него характерно резко асимметричное строение с опрокидыванием к югу и сползанием шарьяжных пластин в зоне южного склона. Крупными надвиговыми системами осложнены и зоны сочленения Главного и Передового хребтов, что отражает общую картину горизонтального сжатия в процессе сближения Скифской и Иранской плит.

Иные соотношения морфоструктур и формационных зон характерны для Малого Кавказа, где прослеживается отчетливая корреляция разновозрастных орогенных и формационных зон: Сомхето-Карабахской, Севано-Ширакской, Памбак-Зангезурской. Первая и последняя представляют собой области умеренных малоcontrastных неоген-четвертичных сводово-глыбовых поднятий, унаследованных от предшествующей эпохи ($P_3 - N_1$). Область Севано-Ширакского эвгеосинклинального прогиба представляет собой инверсионное резко контрастное складчато-глыбовое поднятие с максимально дифференцированным рельефом. Этот тип зональности более типичен для областей эпимезозойского орогенеза, в которых максимум молодых орогенических поднятий характеризует наиболее позднее замыкание геосинклинальных прогибов (см. рис. 34, Сихотэ-Алинь).

Таким образом, в морфоструктурном плане альпийских горных сооружений наиболее отчетливо совпадают элементы орографической и тектонической зональности. Наряду с ними хорошо проявлена также поперечная блоковая неоднородность, которая отмечается повсеместно и в значительной мере также унаследована от геосинклинальных стадий развития. Широко известны поперечные сегменты Кавказа и роль в его структуре Транскавказского поперечного поднятия, блоковая неоднородность Малого Кавказа и поперечные сегменты Анд.

Иной тип соотношения морфоструктурной и тектонической зональности отмечается для эпимезозойского горного сооружения Сихотэ-Алинь. Оно имеет асимметричное строение и ярус максимальных высот горного рельефа соответствует области наиболее позднего замыкания геосинклинального развития (Восточный Сихотэ-Алинь), а области с устойчивыми геантиклинальными тенденциями соответствует слабо дифференцированный срединный ярус горного сооружения (Западный Сихотэ-Алинь). Общий морфоструктурный план горного сооружения с преобладающими диагональными структурными направлениями сильно усложняется за счет наложенных ортогональных систем блоков пониженного рельефа и депрессий, развитие которых наиболее характерно для позднего и посторогенного этапов ($P_3 - N_1$ и $N_2 - Q$).

Для эпипалеозойского активизированного в мезозое горного сооружения Северной Монголии также характерна инверсионная картина морфоструктурной зональности по отношению к палеозойским складчатым зонам. Максимальных поднятий, унаследованных с раннеорогенного эта-

па, достигают ранее наиболее погруженные части геосинклинальных трогов; относительно более стабильным режимом отличаются выступы до геосинклинального фундамента.

Еще более сложная картина взаимоотношений морфоструктурных и тектонических зон в Кордильерах Северной Америки, для которых отмечается очень хорошее совпадение границ при значительном разнообразии характера и темпов орогенических деформаций, наследующих лишь отдельные специфические черты предшествующего режима. Так, эпимеогеосинклинальные Скалистые горы отличаются ярко выраженной шарьяжной морфоструктурой. Унаследованные с юрского времени сводоглыбовые горы многофазных поднятий Береговой зоны формируются на гранитно-метаморфическом основании. Наконец, специфическую интенсивно дифференцированную блоковую морфоструктуру (горстовых хребтов и грабенов долин) имеет Внутренняя зона Канадских Кордильер и Провинция Бассейнов и Хребтов, разделяющие описанные крупные горные системы и являющиеся в целом областями менее интенсивных мезокайнозойских воздыманий. Они формируются на более стабильных блоках фундамента, а также на эвгеосинклинальных и вулканических образованиях. Таким образом, здесь наблюдается как бы совмещение различных стилей развития и форм унаследованности, отмеченное для альпийских и мезозойских эпигеосинклинальных областей. Наиболее высокие ярусы рельефа формируются либо на унаследованно воздымающихся горст-антиклинальных структурах, что характерно для альпийского типа морфоструктурной зональности (Береговые хребты), либо наблюдается инверсионный характер соотношений с формированием наиболее высоких ярусов горного рельефа над наиболее глубокими трогами геосинклинального этапа (Скалистые горы) (см. рис. 34).

Тесная корреляция продольной морфоструктурной и тектонической зональности горных стран, границы которой определяются долгоживущими глубинными разломами, независима от возрастного интервала, разделяющего эпохи замыкания геосинклинального режима и орогенеза, и глубоко унаследована как для эпикаледонских, эпигерцинских, эпимезозойских, так и альпийских горных стран. При этом в последовательном ряду рассмотренных горных стран, от молодых к древним, все более затушевывается эффект продольной морфоструктурной зональности за счет общей нивелировки горных ярусов рельефа экзогенными процессами и тектонической дезинтеграции гор при формировании более поздних наложенных впадин и прогибов типа "дива" и рифтогенных структур, проявлении интенсивной дифференцированной блоковой тектоники, преобразованных и унаследованных сводовых поднятий и других структур, связанных с наложением процессов тектономагматической активизации. В эти периоды, относящиеся к поздне- и посторогенным, существенным образом усложняется морфоструктурный план горных сооружений и формируются обычно хорошо выраженные в рельефе кольцевые и линейные морфоструктуры различных рангов. К этим перио-

дам относится также оживление и особый ритм блоковых движений в пределах описанных сквозных рудоконцентрирующих структур и рудоносных узлов пересечения линеаментов в их пределах.

Морфоструктуры гор и геодинамика

Возникновение рассмотренных общих морфоструктурных закономерностей строения и развития горных стран может обсуждаться как с позиций конвекционной гипотезы сжатия — расширения Земли, так и с позиций тектоники плит и пересмотренной на этой основе геосинклинальной концепции. В этом аспекте естественно возникает вопрос, в какой степени результаты морфоструктурных исследований могут подтверждать или опровергать представления геологов о крупных горизонтальных перемещениях литосферных плит. На примере Тянь-Шаня, Кавказа, Альп и других наиболее мобильных областей обосновывается возможность совершенно иной трактовки особенностей всего архитектурного ансамбля горного сооружения с позиций значительных горизонтальных перемещений континентальных масс при сучивании и шарьировании. При этом находят объяснение такие структурные особенности гор, как крайняя фрагментарность их тектонических элементов, линейность, наличие узких полос и тектонических клиньев шириной 30—40 км (пластин), ограниченных крупными зонами разломов. Эти особенности характеризуют практически все внутриконтинентальные горно-складчатые пояса и хорошо отражаются на морфоструктурных схемах. При попытках геологической интерпретации последних мы сталкиваемся с проблемой объяснения сложной блоковой раздробленности, в том числе и формационно единой зоны, которая часто не находит подтверждения при палеотектонических реконструкциях. Таким образом, результаты морфоструктурного анализа по существу отражают суммарную картину сучивания и "торошения" блоков. Наличие большого количества мелко раздробленных блоков гораздо труднее объяснить с помощью теории их дифференцированных вертикальных перемещений, если учесть значительную глубину очагов тектонических напряжений.

Механизм субдукции объясняет также общую асимметричность горных сооружений, наличие тыловых и форберговых зон, смену линейных морфоструктурных зон с векторным скольжением магматических и орогенических процессов. Для всей периферии Тихого океана характерно наращивание все более молодых тектонических зон в направлении к океану. Так, в Канадских Кордильерах миграция процессов активизации прослеживается на протяжении верхнего мела и третичного периода. С ее началом связано образование надвиговых структур Скалистых гор, затем происходит резкое возрастание роли вулканических процессов и гранитообразования во внутренних частях Канадских Кордильер, на поздних стадиях формируется островная зона, развитие которой еще не

завершено. Общая картина омоложения продольных тектонических зон с запада на восток в сторону океана характерна и для Сихотэ-Алиня. Вектор миграции активного тектонического процесса на Тянь-Шане отчетливо направлен с севера на юг — от относительно стабильного массива Чаткальских и Кураминских гор, высоты которых не превышают 3—3,5 км, к интенсивно шарьированному покровно-складчатому сооружению Южного Тянь-Шаня (до 5 км высоты) и далее к Памиру, где интенсивность неотектонических процессов воздымания гор достигает максимальных значений (7—8 км за неотектонический этап по подсчетам Д.В. Наливкина). С позиций концепции тектоники плит объясняется и раздвигание отдельных пластин с формированием поздних рифтовых зон и продольных тектонических долин и впадин.

Таким образом, если механизм перемещения плит предполагает очень медленное однонаправленное поступательное и постоянное движение с перемещением крупных геологических и топографических масс, то реализация этого процесса должна отражаться в последовательной миграции с запада на восток (для Тихоокеанского сегмента Кордильер) всех орогенических и магматических процессов при устойчивом их проявлении на протяжении по крайней мере последних 180 млн лет (период перемещения Северо-Американской плиты в сторону Тихоокеанской). В общем случае эта закономерность отражается в смене продольной морфоструктурной зональности. Вместе с тем фактический материал свидетельствует об эпизодических проявлениях как тектонических, так и магматических процессов и тектонических паузах, регистрирующихся развитием региональных поверхностей выравнивания, Дж. Гиллули пытается объяснить это противоречие тем, что передача постоянных тектонических напряжений, вызванных перемещением плит, происходит в условиях сформированных ранее неоднородностей коры и верхней мантии, вследствие чего различные геоблоки и структурно-фациальные зоны асинхронно вовлекаются в эти процессы и реализации тектонических напряжений в них протекают различным образом. При таком подходе, по-видимому, может быть объяснено и особое проявление некоторых специфических черт унаследованности в развитии морфоструктурных элементов. Однако объяснение особенностей формирования продольной морфоструктурной зональности горных стран, столь отчетливо коррелирующей с их тектонической зональностью, сложившейся на значительно более ранних этапах геологического развития, с позиций концепции тектоники плит требует дополнительной аргументации.

Упомянутое противоречие в отношении асинхронности тектонических явлений, что особенно заметно для различных сегментов горно-складчатых поясов, и роль крупных поперечных тектонических границ, объясняются неравномерной субдукцией отдельных частей плит,двигающихся с разными скоростями. Наличие сдвиговых перемещений вдоль этих границ, фиксирующихся различными методами, в том числе и мор-

фоструктурными, по-видимому, также может свидетельствовать в пользу рассматриваемой модели. Однако морфоструктурные данные свидетельствуют, как правило, о том, что эти перемещения не были очень значительными (не более первых десятков километров), в то время как сторонники перемещения плит оперируют в своих вычислениях сотнями километров.

В рамки глобальной тектоники практически полностью укладываются и явления активизации, которые уже давно рассматриваются вне геосинклинальной концепции. Тектономагматическая активность, возникающая в верхних слоях коры над зонами субдукции и вдоль трансформных разломов, приводит к существенным структурным преобразованиям и перестройкам, которые и вызывают сводоблочные воздымания и впадины. Над очагами разуплотнения и гранитизации, сопутствующими этим процессам, формируются сводовые поднятия, которые развиваются обычно дискордантно по отношению к продольным тектоническим зонам, межсводовые области и поперечные трансформные разломы обычно сопровождаются неотектоническими прогибами.

Вместе с тем многие особенности формирования гор не укладываются в рамки глобальной тектоники, равно как и некоторые особенности проявления магматизма и оруденения, что служит постоянным предметом дискуссии. Е.Е. Милановский при обсуждении орогенного развития Анд отмечает, что быстрое плиоцен-антропогеновое поднятие гор находится в противоречии с данными о более длительном поддвигании Тихоокеанской плиты, происходившем на протяжении мезозоя и кайнозоя. Если предположить резкое усиление процесса субдукции именно в этой части Тихого океана, то все равно остается непонятным, почему при "заталкивании" под Анды Тихоокеанской "плиты" вдоль зоны Беньофа, падающей под углом 30° , Центральные Анды поднялись на 4 км в виде единой глыбы шириной более 500 км. Кроме того, по мнению того же исследователя, противоречит теории субдукции устойчивая сеть линейментов (продольных и поперечных), сопряженных с сооружением Анд и отдельными его сегментами как в восточной части Тихого океана, так и на прилегающих частях древней Южно-Американской платформы. Однако принятая в современном варианте модель тектоники плит для этого региона вполне допускает неравномерное пододвигание в пределах отдельных сегментов, в частности, более активную роль плиты Наска, что в какой-то мере решает вопрос о корреляции со структурами дна. Кроме того, рассмотренный материал о проявлении трансформных разломов, главным образом как сдвиговых зон, ограничивающих микроконтиненты, также снимает это противоречие.

До последнего времени наиболее дискуссионным оставался вопрос о проявлении процессов унаследованности, особенно характерных для глубинных разломов, сквозных зон и некоторых относительно стабильных структурных форм, длительное развитие которых отмечается практически во всех орогенных областях. Так, рассматривая Канадское звено

Кордильер как один из классических примеров приложения новой глобальной тектоники, А.Д. Резвой акцентирует внимание как раз на том обстоятельстве, что отдельные крупные тектонические единицы, такие, как антиклинорий гор Перселл, что развивались длительное время, начиная с позднего докембрия, а с начала палеозоя уже выступали как области унаследованных поднятий. Даже новейшие движения, создавшие современный рельеф, наиболее активно проявились в центральной части этого антиклинория. Другим примером обращенной структуры служит антиклинорий Каскадных гор, сформировавшийся после инверсии позднепалеозойского прогиба в невадийскую орогеническую эпоху ($J_3 - K_1$).

Наличие крупных систем разрывных нарушений, в том числе сквозного типа, вдоль которых происходит неоднократная активизация магматических и рудных процессов на протяжении длительного времени, иногда от архея до современного, считается одним из наиболее веских аргументов против теории мобилизма. В последнее время делаются попытки объяснить и эти противоречия. Так, В.А. Буш [3] отмечает, что крупнейшие из трансконтинентальных линеаментов, в том числе такие, как "линия Шацкого" (транскавказское поперечное поднятие), т.е. зоны скрытых глубинных дислокаций сквозного типа, видимо, имеют такую глубину заложения, что могут неоднократно ремобилизовываться вне зависимости от перемещения плит, т.е. защищается гипотеза горячих линий и точек в мантии. Эта концепция полностью подтверждается исследованиями по глубине заложения крупнейших сквозных структур типа Урало-Оманского.

Палинспатические реконструкции, сделанные В.А. Бушем для Евразийской части, показывают, что трансконтинентальные линеаменты могут быть либо "рельсами", по которым перемещаются плиты, либо своеобразными "шлагбаумами", дальше которых плиты по каким-либо причинам двигаться не могут, в связи с чем вдоль этих линеаментов происходит резкое изменение структурного плана складчатых областей. Это прекрасно отражается в рельефе, даже в случае перекрытия чехлом платформенных отложений.

В противоречии с теорией мобилизма находятся и некоторые данные по морфоструктурам и тектонике областей активизации типа структур "дива". Здесь отмечается ритмичная смена широтной и меридиональной тектономагматической зональности (по М.С. Нагибиной) на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Эти ритмы накладывались на геологически консервативный субстрат, что и вызывало, с одной стороны, перестройку морфоструктурного плана, а с другой — консервацию в нем некоторых важнейших структурных элементов. В этих областях не отмечают геоморфологических свидетельств крупных горизонтальных перемещений, зато приводят многочисленные данные о сдвиговых перемещениях порядка нескольких десятков километров.

Морфоструктурное районирование, основанное на выделении глав-

ных орографических единиц и их границ, позволяет также устанавливать наиболее крупные таксоны, которые представляют собой отдельные литосферные блоки. Характер сочленения вдоль них морфоструктурных элементов свидетельствует о наличии горизонтальных перемещений, однако методика выявления последних и оценки их величины требуют дальнейшей разработки. Возможность оценивать мощные вертикальные перемещения в периоды орогенеза позволяет рационально использовать разработанные методы геоморфологического анализа для оценки перспективности рудоносных площадей с точки зрения уровней эрозионного среза продуктивных формаций.

Морфоструктурная и металлогеническая зональность

Реконструкция орогенного структурного плана с помощью морфоструктурного анализа позволяет выявить некоторые дополнительные закономерности размещения металлоносных площадей. Эти зависимости определяются прежде всего установленными общими закономерностями связи морфоструктурной (орогенической) и структурно-формационной зональностей, определяющих основные черты металлогенической зональности. Если снова обратимся к рассмотренным примерам, то для областей кайнозойской складчатости отмечается практически полное соответствие морфоструктурных, формационных и металлогенических зон (см. рис. 33).

Металлогеническая зональность Большого Кавказа, по Г.А. Твалчелидзе, находится в прямом соответствии с его структурно-формационной зональностью и как установлено нами, хорошо коррелируется с высотными ярусами рельефа и морфоструктурными зонами. Ее можно характеризовать как прямую. Более ранние герцинские высокотемпературные рудные формации (редкометалльная, хромитовая, колчеданная) приурочены к наиболее высоким ярусам горного рельефа Главного Кавказского и Передового хребтов. Более поздние формации киммерийского и альпийского возраста распространены на северном и южном склоне хребта и в пределах более погруженных сегментов западной и восточной части главного водораздела. Для последних также характерна зональность с появлением редкометалльных формаций в области главного водораздела и колчеданно-полиметаллических, барит-полиметаллических и других типов руд вдоль южного склона. Проявления альпийского металлогенического цикла имеют интразональный характер и главным образом оконтуривают с севера и юга область ядра современного сводового поднятия.

Металлогеническая зональность Малого Кавказа, хорошо известная по работам И.Г. Магакьяна, также согласуется с морфоструктурной зональностью и имеет инверсионный тип для альпийской эпохи (см. рис. 31). Так, более ранняя минерализация ($P_3 - N_1$) (медно-полиметаллическая,

колчеданная и медно-молибденовая) распространена на крыльях сводового поднятия Малого Кавказа — в пределах Сомхето-Карабахской (Алаверди-Кафанской) и Памбак-Зангезурской зон. В центральной части, приуроченной к эвгеосинклинальному троговому прогибу палеогенового возраста, располагается Севано-Акеринская зона с раннегеосинклинальным хромитовым и поздним золоторудным (Sb, Hg, As) оруденением миоплиоценового возраста. Наряду с этим продольные металлогенические зоны расчленяются на отдельные блоки, границы которых, установленные по морфоструктурным данным, хорошо согласуются с отдельными ареалами минерализации.

Исследования областей тектономагматической активизации, если их рассматривать в историческом плане, претерпели сильные изменения в связи с перестройкой взглядов от примата продольной металлогенической зональности, связанной с геосинклинально-складчатыми комплексами, к орогенной концентрической, связанной со сводовыми поднятиями, что легко установить, сопоставив, например, металлогеническое районирование Забайкалья по работам А.Д. Щеглова, И.Н. Томсона и В.С. Кравцова. То же самое можно отметить и для Восточной Монголии, где Н.А. Маринов, Р. Хасин и другие предлагают вариант продольных северо-восточных металлогенических зон, согласных с тектоническим планом каледонид и герцинид, а И.Н. Томсон, В.С. Кравцов и другие предлагают вариант концентрических металлогенических зон, разворачивающихся вокруг Хэнтэй-Даурского мегасводового поднятия. Еще более сложная картина металлогенической зональности отражается при учете шарьяжных и надвиговых перемещений тектонических пластин в областях такой высокой тектонической мобильности, как Южный Тянь-Шань, Урал, Альпы, Кордильеры Северной и Южной Америки и др. Именно в этих областях очень часто совмещены полиформационные рудоносные комплексы различных этапов развития тектономагматического цикла. Например, в известной Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоне Южного Тянь-Шаня по существу совмещены проявления минерализаций всех стадий развития позднегерцинского тектономагматического цикла, представленных широким спектром рудных формаций — от высокотемпературных грейзеновых и скарновых до эпитермальных ртутно-сурьмяных, флюорит-полиметаллических (см. рис. 3), золото-ртутных. Вместе с тем локальные условия проявления той или иной формации тесно увязываются с внутренней структурой зоны и контролируются различными тектономагматическими факторами — от купольных структур, вмещающих апофизы гранитоидов и малых интрузий пестрого состава, до зон крупных альпийских надвигов и куполовидных брахиформ того же возраста, оказывающихся благоприятными для размещения ртутно-сурьмяной минерализации.

Современная металлогеническая зональность складчатых областей в значительной мере обусловлена также неотектоническими движениями [21]. В областях с широким проявлением тектонических покровов даже

малоамплитудные неотектонические движения могут привести к существенному изменению металлогенической зональности "в плане". Например, обнажению перекрытых чешуй или созданию своеобразных пятнистых ареалов, в которых из-под эродированного покрова просвечивают или выжаты диапиры образований нижнего этажа, или наличие отторженцев — покровов, никак не связанных с образованиями рамы. Так, не без оснований считают, что гипербазитовый массив Крона на Среднем Урале, гранулитовый пояс шведской Лапландии и Сальных Тундр Кольского полуострова — пример таких образований, возникших в итоге эрозионного расчленения шарьяжных покровов. В другом случае изменения первичной металлогенической зональности связаны с перемещением пластин в собственно неотектонический этап, что особенно характерно для областей типа Кавказа или Тянь-Шаня. Здесь возможно перекрытие вследствие неотектонических движений древними пластинами более молодых металлогенических зон, что существенно влияет на оценку оруденения на глубину.

Следует отметить влияние неотектонических поднятий, широко проявленных в областях мезозойской и кайнозойской тектономагматической активизации, на вертикальный размах оруденения. Учитывая наличие четкой вертикальной зональности оруденения, неотектонические перемещения блоков даже небольшой амплитуды приводят к резкой смене металлогенических зон и принципиальным различиям их рудоносности. В итоге одна и та же зона может иметь резко различную металлогению в разных частях при косом срезе по вертикали.

Существенные изменения металлогенической зональности связаны с неотектоническими нарушениями сбросо-сдвигового характера, поперечными к простираанию, первичных структур, и широко распространенных во всех складчатых областях. Они приводят к резким смещениям металлогенических зон по простираанию, выклиниванию одних типов минерализации и появлению в пределах одной и той же металлогенической зоны блоков с существенно различными типами оруденения. Подобный случай был рассмотрен ранее на примере Южного Тянь-Шаня. Здесь в пределах Зеравшано-Гиссарской структурно-металлогенической зоны выделяются блоки, испытавшие неотектонические перемещения различной интенсивности и соответственно отличающиеся величиной эрозионного среза. В соответствии с этим в более интенсивно эродированных блоках размещаются раннеорогенные рудные формации — олово-вольфрамышьяково-медно-висмутовая и другие, а в менее эродированных — позднеорогенные ртутно-сурьмяная, пирит-арсенопиритовая и др.

Очень существенные изменения металлогении в связи с неотектоническими движениями и эрозионным срезом можно показать на примере многих разновозрастных складчатых областей.

Такие изменения типичны для орогенных вулканоплутонических поясов с контрастной сменой типов руд по вертикали: алунит, сера—золото, серебро—медь, молибден—медь, железо. Столь же отчетливая верти-

кальная металлогеническая зональность наблюдается в геоантиклинальных поднятиях, срединных массивах и активизированных структурах рамы складчатых областей. Для них характерна малая мощность осадочного чехла, в пределах которого могут быть развиты молодые стратиформные месторождения, и контрастная магматическая вертикальная зональность нижнего структурного этажа со сменой оруденения сверху вниз: флюорит, сурьма, ртуть → свинец, цинк, олово → олово, вольфрам, молибден → олово, редкие металлы. Неотектоническая активизация таких структурно-металлогенических зон приводит к разнообразию геологических обстановок и типов руд в пределах одной металлогенической зоны. Таким образом, с нашей точки зрения необходимо учитывать совместное влияние морфоструктурной зональности, образованной разнорядковыми структурными элементами, связанными как с продольной и поперечной структурно-формационной зональностью ранних этапов развития, так и с концентрической зональностью ареалов гранитоидов, формирующих сводовые поднятия, на поздних этапах развития.

Проведенные исследования показали также целесообразность совместного анализа морфоструктур и величины их денудационного среза, находящейся в функциональной зависимости от возраста образования и интенсивности последующих тектонических движений. Особенно хорошо подтверждается зональность и специализация оруденения относительно рядов сводовых и купольных морфоструктур, связанных с разновозрастными интрузивными ареалами. В зависимости от морфологического типа и особенностей орогенного развития они существенно отличаются по условиям локализации оруденения.

Первый тип сводовых поднятий, отмечающийся длительностью развития, характеризуется интенсивным денудационным срезом центральной части свода, в связи с чем более перспективными для сохранения эндогенной минерализации оказываются периферические части этих структур, а в их пределах узлы и блоки, образующиеся на пересечениях сквозных и региональных рудолокализирующих разломов. Структуры второго типа в целом характеризуются относительно менее интенсивным денудационным срезом, которому подвергнуты главным образом центральные части куполов и блоков устойчивых поднятий. Значительная часть площади этих структур вовлечена в процессы погружения в центральных и бортовых частях рифтогенных долин. В связи с этим в оптимальных условиях среза находятся области, располагающиеся в прибортовых частях наложенных грабенов и впадин с проявлениями гидротермальной низкотемпературной минерализации. В пределах купольных поднятий инверсионного типа часто размещаются более высокотемпературные кварц-редкометалльные месторождения.

Третий тип изометричных купольно-кольцевых морфоструктур, состоящих из купольных и кольцевых морфоструктур меньшего порядка, характеризуется инверсионным типом развития и значительно меньшей величиной денудационного среза. Составляющие их интрузивно-субвул-

канические поднятия в значительной мере сохранили покров эффузивов, заполнявших ранее области относительных опусканий — кальдеры и более крупные площади ареального вулканизма. Они характеризуются дифференцированной картиной металлогенической зональности, вследствие наложения металлогенических спектров отдельных составляющих их морфоструктур. Для локализации оруденения наиболее благоприятны центральные части составляющих их куполов второго порядка, особенно размещающихся в периферических частях этих структур. Это подтверждает вывод В.В. Соловьева об особой роли периферических кольцевых морфоструктур.

В вулканических областях Приморья и Монголии нами совместно с Д.И. Фрих-Харом были выделены морфоструктуры сложного строения с поперечником 40—60 км, объединяющие ареалы комагматичных пород с длительным и многофазным развитием. Для контроля минерализации в их пределах особое значение имеют магмоконтролирующие и магмовыводящие зоны разрывных нарушений, установленные с помощью фациального анализа и космических снимков. Сходные вулканотектонические структуры первого порядка с поперечниками до 30—40 км выделены В.В. Оточкиным для Камчатки. Каждая из этих структур имеет свою специализацию в соответствии с магматическими формациями, размещение которых она контролирует.

Таким образом, для областей активного проявления магматических процессов мезозойского и кайнозойского возраста металлогенические построения все более конкретно связываются с обособленными тектономагматическими структурами. Вместе с тем, при этих построениях, по-видимому, нельзя не учитывать и более крупных региональных закономерностей проявления металлогенической зональности, которая в одних случаях предопределяет специализацию тектономагматических структур, а в других — определяет несимметричное размещение зон повышенной концентрации оруденения. Наряду с этим рост локальных надынтризивных сводовых поднятий в пределах тех или иных структурно-формационных и металлогенических зон может привести к локальному появлению не свойственных этим зонам рудных формаций. Прогнозное значение морфоструктурного анализа заключается в возможности выделять структурные формы со скрытыми на глубине магматическими массами.

Таким образом, на современном уровне исследований для прогнозно-металлогенических целей очень важно выявление разнородных площадей менее крупного масштаба, чем структурно-формационные области, зоны и подзоны.

При этом, если совмещение геологических, морфоструктурных и металлогенических особенностей той или иной территории на уровне орогенических областей, зон и подзон не вызывает сомнений, то доказательств геологической однородности и металлогенической специализации структур меньшего порядка (блоковых, сводовых, кольцевых и др.) сплошь и рядом требует специальных более детальных геологических ис-

следований, чем и определяется значение морфоструктурного метода для геолого-съёмочных и поисковых работ. При этом далеко не все структуры могут подтверждаться непосредственно геологическими методами, о чем неоднократно писали А.П. Рождественский, С.К. Горелов, М.А. Фаворская и др. Так, в блок орогенного поднятия могут втягиваться поверхностные геологические образования без особого нарушения их строения, а само поднятие обусловлено глубинной перестройкой подкорового слоя. Таким образом, многие морфоструктурные данные могут свидетельствовать не о поверхностном, а о глубинном строении Земли и выявлять области и зоны повышенной проницаемости и очаговые зоны скрытого типа, особенно благоприятные для размещения оруденения.

6. АНАЛИЗ ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА И ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРИОДОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Гипсометрические уровни оруденения

Размещение рудоносных площадей в пределах морфоструктур орогенических областей показывает значительную выдержанность фоновых высот рудовмещающих блоков для определенных групп рудоносных формаций.

На выдержанность гипсометрических уровней выхода зоны оруденения в современном срезе ранее обращали внимание В.В. Богацкий, Ф.Я. Корытов, Л.И. Овчинников, И.К. Волчанская и др. В.В. Богацкий в 1947 г. впервые писал о том, что анализ гипсометрии позволяет говорить о природной разведанности рудных тел рельефом. Проведенный этим автором в 1970 г. статистический анализ локализации магнетитовых место-

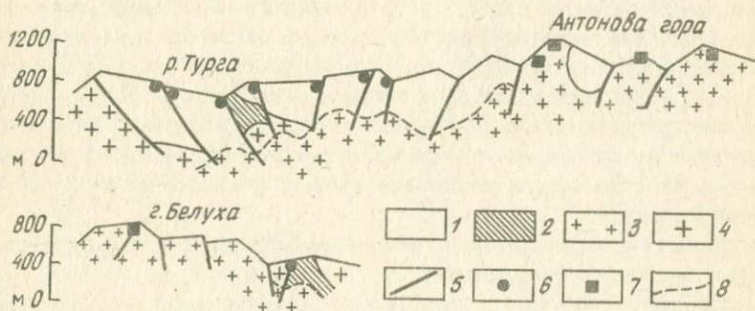


Рис. 35. Гипсометрические уровни оловянных и вольфрамовых месторождений Забайкалья:

1 — мезозойские осадочные образования; 2 — выступы докембрийского фундамента; 3 — гранитоиды, PZ; 4 — гранитоиды, MZ; 5 — разломы; 6—7 — месторождения (6 — олова, 7 — вольфрама); 8 — предположительная граница фронта гранитообразования

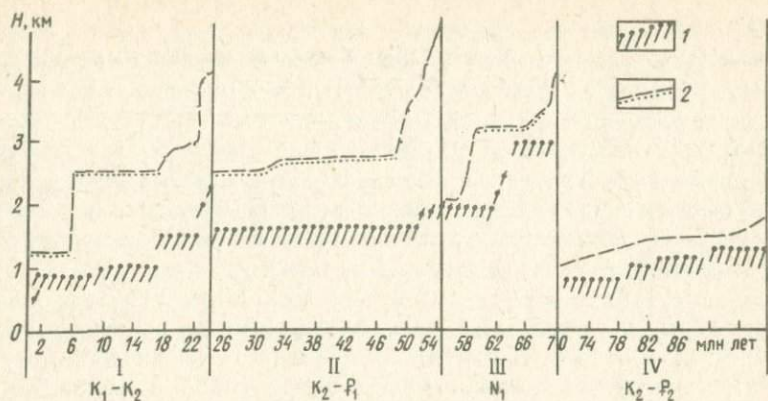


Рис. 36. Фоновые высоты рудовмещающих блоков (абсолютная высота) .|

Кордильеры Северной Америки: I — Сьерра-Невада и южная часть шт. Аризона (Au, Cu, Mo), II — Канадские Кордильеры (Cu, Mo, Ag, Pb, Zn), III — Большой Бассейн (Ag, Au, Pb, Zn); IV — Сихотэ-Алинь (Sn, W, Pb, Zn); 1 — положение зоны оруденения в рудовмещающих блоках, 2 — максимальные фоновые отметки окружающих блоков горных хребтов

рождений Южной Сибири показывает, что моды распределения соответствуют уровням 1 км для Кузнецкого Алатау, 0,4–0,5 км для Саян и Горной Шории. Моды распределения слепых рудных тел располагаются вблизи поверхности геоида (± 0). Протяженность одного “этажа” оруденения не превышает 0,5–0,6 км. Ф. Я. Корытов приводит для различных рудных формаций Монголии следующие данные: для олова 1,2–1,4 км, для флюорита — 1–2 км. Однако, по нашим данным, фоновые высоты рудовмещающих блоков для оловянных групп формаций достигают величин 1,5–1,6 км по обрамлению Хэнтэйского свода, а для флюоритового оруденения — 1,2–1,3 км. С некоторыми поправками данных Ф.Я. Корытова явления гипсометрической выдержанности зон оруденения для Монголии подтверждает Ю.М. Клейнер, который отмечает связь золотого и флюоритового оруденений с низкогорьями и высокими денудационными равнинами, а оловянного — со среднегорьем. Это явление он объясняет различной величиной среза одного деформационного уровня, причем не учитывается различная глубина формирования упомянутых групп формаций.

Уровневое размещение редкометального оруденения Забайкалья и оценка величины денудационного среза за позднемезозойский — кайнозойский этап развития в зональном ряду редкометальных формаций этого региона рассмотрены Ю.М. Тулохоновым. Обобщая эти данные, можно кратко записать следующий ряд зональности с соответствующими величинами денудационного среза (в км) :

W → AuMo → Sn—Pb—Zn → P—Au
2,1–1,5 1,5–1,0 0,5–0,2–0,3

Таблица 5

Фоновые высоты рудовмещающих блоков Кордильер Северной Америки.
По данным А. Нобля и топокарты масштаба 1:2 000 000

Тектонический сегмент (возраст)	Месторождения	Главные металлы	Фоновые высоты рудовмещающих блоков, км	Фоновые высоты окружающих блоков (максимальные), км
Канадский (поздне-меловой)	Тулсека	Zn, Ag, Co	1,6-1,8	2,4-2,9
	Аганак	Mo	1,5-1,8	2,6-2,9
	Кеннекотт	Cu	1,5-1,8	2,6-2,9
	Казино	Cu, Mo	1,5-1,8	2,6-2,9
	Кено-Хилл	Ag, Pb, Zn	1,5-1,8	2,6-2,9
	Аквилл	Pb, Zn, Ag	1,5	3,0-5,0
	Аляска-Джунго	Au	1,5	3,0-5,0
	Аляска-Тредвилл	Au	1,5	3,0-5,0
	Гнэт-Лейк	Cu	1,5	3,0-5,0
	Китхо-Лейк	Zn, Ag, Pb	1,5-1,8	3,0-5,0
	Ред-Крис	Cu	1,5	2,4-2,9
	Галор	Cu	1,5	2,4-2,9
	Шафт-Грик	Cu, Mo	1,5	2,4-2,9
	Кварц-Хилл	Mo	1,4	2,4-2,7
	Аниокс	Cu	1,4	2,4-2,7
	Лайм-Крик	Mo	1,4	2,4-2,7
	Моррисон-Лейк	Cu	1,4	2,4-2,7
	Гласиар-Галч	Mo, W	1,7-2,0	2,5-2,8
	Белл	Cu	1,7-2,0	2,5-2,8
	Дракисл	Cu	1,7-2,0	2,5-2,8
Пинчи-Лейк	Hg	1,7-2,0	2,5-2,8	
Алис-Арм	Mo, Cu, Ag	1,5	2,5-2,8	
Канадский (поздне-меловой)	Лим-Крик	Mo, Cu, Ag	1,5	2,5-2,8
	Хидден-Крик	Mo, Cu, Ag	1,5	2,5-2,8
	Сэм-Гусли	Ag	1,6-1,7	2,3-2,5
	Эндако	Mo	1,6-1,7	2,3-2,5
	Энстилл	Cu, Zn, Ag	1,6-1,7	2,3-2,5
	Лака-Шип	Mo	1,6-1,7	2,3-2,5
	Берг	Mo	1,6-1,7	2,3-2,5
	Накл-Берри	Mo	1,6-1,7	2,3-2,5
Южная часть шт. Аризона (поздне-меловой)	Мазер-Лоуд	Au	0,8	2,7-3,0
	Веринстон	Au	0,8	2,7-3,0
	Биг-Бенн	Mo, Cu	0,5	2,7-3,0
	Бишоп	Pb, Zn, Ag	1,5	4,3
	Дарвин	Mo	1,0	4,0
	Квеста	Cu	2,5	4,0
	Коппер-Бэзин	Cu, Ag, Au	1,5	2,4-2,6
	Джейром	Pb, Zn	2,0	2,4-2,6
	Айрон-Кинг	Fe	2,5	2,4-2,6
	Аджо	Cu, Au	0,8	2,4-2,6
	Лейк-Шор	Cu	0,8	2,4-2,6

Тектонический сегмент (возраст)	Месторождения	Главные металлы	Фоновые высоты рудовмещающих блоков, км	Фоновые высоты окружающих блоков (максимальные), км
Южная часть шт. Аризона (мел-палеоценовый)	Каса-Гранд	Cu	0,7—0,8	1,2—1,4
	Сакатон	Cu	0,7—0,8	1,2—1,4
	Силвер-Белл	Cu, Ag	0,7—0,8	1,2—1,4
	Магма	Cu	0,7—0,8	1,2—1,4
	Сьюпериор	Cu	0,7—0,8	1,2—1,4
	Глоуб	Cu	1,0	1,2—1,4
	Рэй	Cu	1,0	1,2—1,4
Южная часть шт. Аризона (мел-палеоцено-вый)	Майами	Cu	1,0	2,4
	Кристмас	Cu	1,0	2,4
	Коппер-Сити	Cu	1,0	2,4
	Моренси	Cu	1,0	2,4
	Сан-Манюэль	Cu	1,5—2,0	2,5—2,7
	Саффорд	Cu	1,0	2,8
	Тирон	Cu	1,5	3,2
Провинция Бассейнов и Хребтов (третичный)	Комсток	Ag, Au	1,5—2,0	2,0
	Топорак	Ag, Au	2,0	2,5
	Илай	Cu, Ag, Pb	2,0	3,3
	Боулдер	Au	3,0	3,2—4,3
	Криплл-Крик	Au	3,0	3,2—4,3
	Ледвилл	Ag, Pb, Zn	3,0	3,2—4,3
	Ред-Клифф	Pb, Zn, Ag	3,0	3,2—4,3
	Клаймакс	Mo	3,0	3,2—4,3
	Урад	Mo	3,0	3,2—4,3
	Квеста	Au	2,5	4,0
	Майнерал-Парк	Cu, Mo	2,2	2,2
	Бингем	Cu, Ag, Pb	2,0	3,2
	Тинтик	Cu, Ag, Pb, Au	2,0	3,2
Парк-Сити	Cu, Ag, Pb, Au	2,0	3,2	

Положение оловянных и вольфрамовых групп рудных формаций на определенных гипсометрических уровнях рельефа показано на рис. 35.

Для объяснения этих факторов естественно предположить, что различия в истории развития морфоструктур орогенических областей приводят к тому, что месторождения разных глубин и стадий формирования оказываются приуроченными к различным геоморфологическим уровням в современном рельефе, что и отражается в морфометрической характеристике этих уровней. Это заключение иллюстрируется табл. 5 и рис. 36, на которых показаны фоновые высоты рудовмещающих блоков для 70 месторождений различных морфоструктурных зон и провинций Кордильер Северной Америки, отличающихся формационной принадлежностью и возрастом, и для 23 месторождений Сихотэ-Алиня, образовавшихся в течение нижнего мела—палеогена (табл. 6). Фоновые высоты

Таблица 6

Гипсометрические уровни оруденения Сихотэ-Алиня

Месторождение	Возраст, млн лет	Гипсометрический уровень, км	Формационная принадлежность
Восток-2	103±4	0,7–0,8	Вольфрамовое, скарновое и грейзеновое
Тернистое	71–67	1,2	Касситерит-кварцевое
Арминское	94–88	1,2	Касситерит-силикатно-сульфидное
Зимнее	79	1,1	То же
Янтарное	74	1,1	Олово-серебряное, порфировое
Звездное	—	1,1	Касситерит-сульфидное
Татибинское	107–108	1,0	То же
Тигриное	—	1,2	Олово-вольфрамовое, грейзеновое и кварцевое
Горное	—	1,3	То же
Буреломное	—	1,1	Касситерит-сульфидное
Обычное, Дальнее	—	84–78	Грейзеновое
Верхнебольшеуусурское	—	0,8	Касситерит-сульфидное
Смирновское	60–50	0,7	То же
Ново-Монастырское	60–50	0,7	”
Садовое	50–40	0,7	Свинцово-цинковое скарновое
Темногорское	81	1,0	Касситерит-силикатно-сульфидное
Хрустальное	60	0,8	То же
Левицкое	60	0,8	”
Дубровское	58	0,8	То же
Ивановское	50–46	0,8	Сульфидное (хлорит-сульфидный тип)
Высокогорское	79–67	0,7	Касситерит-силикатно-сульфидное
Лысогорское	80±3	0,9	То же
Довгалеvское	66	1,1	”

рудовмещающих блоков образуют относительно более выдержанный “уровень” по сравнению с высотами окружающих блоков (см. рис. 36). Эта эмпирически выявленная закономерность может использоваться как один из поисковых критериев при разбуровке рудовмещающих блоков в пределах рудных районов.

ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ ВЕРШИННОГО УРОВНЯ ГОР В ОБЛАСТЯХ РАЗНОВОЗРАСТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Для исследования вопроса о причинах и закономерностях возникновения гипсометрических уровней оруденения был разработан метод палеореконструкций положения вершинного уровня гор [5] за время его существования, который отражен, на сводных графиках в координатах высота — время по принципу построения морфоциклических кривых, по С.К. Горелову и Ю.А. Мещерякову.

Построение таких графиков позволяет проследить динамику развития горного денудационного рельефа, как главного морфоструктурного репера. Этот способ имеет преимущество по сравнению с традиционными методами расчета величины денудационного среза и амплитуд тектонических поднятий, оценки которых очень неоднозначны.

Морфоструктурная кривая по существу представляет собой результирующую величину денудационного среза и тектонических поднятий. Построение морфоструктурных графиков базируется на представлениях о вершинном уровне гор, как главном морфоструктурном репере, отражающем суммарное действие тектонического и денудационного факторов.

Проблема вершинного уровня гор с различных точек зрения рассматривалась многими исследователями. Важное тектоническое значение вершинного уровня гор вытекает также из общих закономерностей уровня строения Земли, поскольку этот уровень является максимальным континентальным уровнем. По С.С. Воскресенскому, высота вершинного уровня гор отражает суммарный эффект влияния величин тектонического поднятия и денудационного среза, которые в отдельности не всегда можно достаточно точно оценить. Таким образом, вершинный уровень гор является не тектоническим, а морфоструктурным репером, по деформациям которого можно реконструировать морфоструктуры — результат взаимодействия тектонических и денудационных процессов (для орогенических областей с преобладающим значением фактора поднятий).

В.Л. Личков, наблюдая исключительно стройную картину размещения продольных разновысотных вершинных уровней гор в Средней Азии, сформулировал понятие о ступенчатости гор как результате их сводово-блоковой структуры, и тем самым подчеркнул, что денудационные поверхности — это в то же время поверхности структурные.

Дифференциация высот вершинного яруса гор может быть объяснена в основном влиянием тектонического фактора, так как денудация приводит к нивелировке высотного уровня и общей планации рельефа, а литологические различия субстрата почти никогда не приводят к резкой дифференциации высот вершинных поверхностей.

Н. Л. Костенко было показано, что ярусный рельеф гор Средней Азии представляет собой морфологическое выражение различных этапов тектонического развития области горообразования.

Как было показано, яркость вершинного уровня гор определяет морфоструктурную зональность, которая тесно связана не только с этапами неотектонического развития, но и с предшествующей историей формирования подвижной области.

Для определения высоты палеорельефа гор были использованы следующие приемы. Метод актуализма дает представление о максимально возможных значениях высот палеорельефа гор. Ю.А. Мещеряков подчеркивал, что в областях современного орогенеза горно-геосинклинальной стадии (островные дуги) область горообразования находится на сравнительно низком гипсометрическом уровне — промежуточном между уровнем океана и материков (острова современных океанов — лишь вершины горных цепей, основания которых лежат глубоко под уровнем океана). Альпийские горно-складчатые сооружения формируют максимальный, уже чисто континентальный, гипсометрический уровень. Полное представление о размахе горообразовательных движений дает гипсометрическая кривая современного рельефа.

Реконструкция размаха вертикальных движений основана также на методе анализа коррелятных отложений во впадинах. При этом высоту палеогор можно оценить по мощности и составу молассовых отложений. Интересные в этом отношении расчеты приводились Д.В. Наливкиным при анализе истории развития Памира. Толща конгломератов, мощностью свыше 1 км, образуется у подножья гор высотой не менее 3—

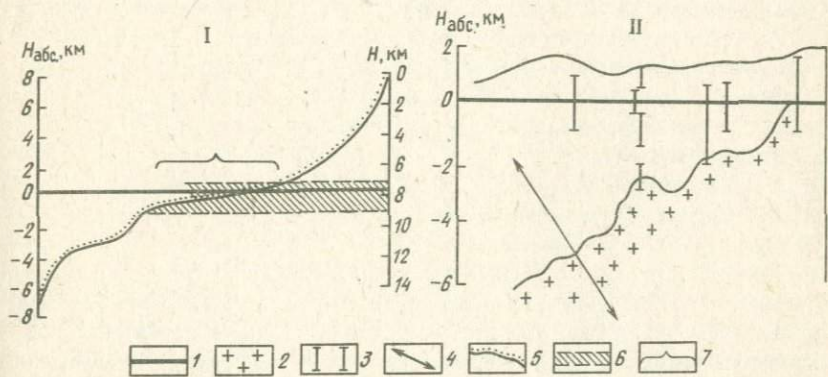


Рис. 37. Связь оруденения с поверхностью геоида (I) и вертикальный диапазон развития оруденения по отношению к кровле батолита (II):

до 0,3 км — стратиформные Fe, Cu, Pb, Sn, Hg, As и др., до 1 км — Au—Ag, Cu, Pb, Zn, Sn—Zn—Pb, Au—Mo, Cu—Mo и др., до 2 км — Sn—W, W—Mo, Au—W, Au—As и др., до 4 км — Au, до 7—8 км — редкоземельные карбонатиты (по Д.В. Рундквисту и другим, с упрощениями).

1 — поверхность геоида; 2 — фронт гранитообразования; 3 — вертикальный диапазон развития оруденения; 4 — удаленность от кровли криптобатолита, 5 — гипсографическая кривая, поверхность экзогенного рудообразования; 6 — зона наиболее активного эндогенного рудообразования; 7 — зона наиболее активного экзогенного рудообразования

4 км. Толща конгломератов, мощностью 3—6 км, образуется у подножия хребтов высотой 7—10 км. Отсюда следует вывод, что высота хребтов Северного Памира в неогене (до 8 км) превышала их современный уровень (до 7 км), который был снижен денудационными процессами. Опираясь на эти данные, а также учитывая общие законы циклического развития рельефа, установленные классическими трудами В. Дэвиса, Л. Кинга и других исследователей, мы допускаем для областей мезозойского и раннекайнозойского горообразования в ряде случаев реконструкцию максимального уровня гор более высокой, чем современная по отношению к расчетной нулевой поверхности геоида. Аналогичным образом можно реконструировать на графиках и положение других геоморфологических уровней.

Для условий горных поднятий средней интенсивности, которые по видимому, характеризовали мезо-кайнозойские горные сооружения, вероятнее всего, что днища прогибов не располагались выше исходной поверхности выравнивания, сформированной до главных фаз киммерийского и ларамийского орогенеза и служившей базисом денудации для растущих горных сооружений.

Следующим аспектом рассматриваемого вопроса является расчет положения зоны оруденения и ее перемещения вследствие орогенических процессов. Построение этой кривой опирается прежде всего на данные Д.В. Рундквиста и И.А. Неженского, о соотношениях различных по глубинности образования рудоносных формаций с гипсографической кривой современного рельефа (рис. 37). Кроме того, имеются многочисленные данные о глубинности формирования рудных формаций, которые в разное время рассматривались В. Эммонсом, В. Линдгреном, Н.В. Петровской, Е.А. Радкевич и др. По данным В.Н. Котляра, плутогенные и вулканогенные месторождения в складчатых областях формируются соответственно на глубинах от 2 до 5 и от 0 до 3 км. В складчатых областях сфера рудообразования для золоторудных месторождений, по данным Ю.Г. Сафонова, также не превышает 5 км, причем здесь распространены главным образом малоглубинные (0,05—1,5 км) и среднеглубинные (1,5—2,5 км) месторождения при среднем вертикальном размахе оруденения 1—1,5 км. Те же цифры приводятся и зарубежными исследователями. Так, А. Нобль отмечает, что очень многие геологические факты свидетельствуют о том, что большинство месторождений образуется вблизи земной поверхности на глубине нескольких сот метров, реже 2 км.

Эти данные используются при анализе развития рельефа и сопутствующих магматических и рудных процессов для различных по продолжительности орогенического развития морфоструктурных обстановок на примере рассмотренных ниже некоторых типичных областей мезозойского и кайнозойского возраста. При этом от того, с какой именно стадией развития орогена связано оруденение и какова дальнейшая история формирования рельефа, зависят особенности размещения продук-

тивных рудных зон в современном денудационном срезе гор, а также приуроченность их к тому или иному геоморфологическому уровню. Наибольшее разнообразие типов соотношений указанных факторов прослеживается в областях с наиболее сложным и многофазным развитием, прошедших как главные стадии орогенного, так и посторогенного или субплатформенного развития и претерпевших тектономагматическую активизацию. Эти области представляют собой и богатейшие рудные провинции, как например, Кордильеры Северной Америки, различные морфоструктурные обстановки которых прекрасно иллюстрируют закономерности положения зон оруденения в современном срезе гор. Совершенно иные условия нахождения зон оруденения в современном срезе в областях альпийского орогенеза.

Области мезо-кайнозойского горообразования

Главные эпохи горообразования в Кордильерах Северной Америки, Приморья и Монголии сопровождались крупными концентрациями различных металлов, которые были синхронны различным стадиям развития морфоструктур этих областей.

В книге И.К. Волчанской [5] рассматривалась в деталях история развития орогенного рельефа этих областей и закономерности проявления оруденения в том или ином ярусе гор. В данном разделе, вкратце используя материал первоисточников большого количества различных авторов, просуммируем в методическом плане основные закономерности этого процесса и проведем дополнительный анализ, который позволяет вывести обобщенные графики соотношения в развитии денудационного рельефа гор и положения зоны оруденения в современном срезе с учетом палеореконструкций на весь этап орогенного развития рельефа. Такой подход может с успехом использоваться для глубинного прогноза оруденения по совокупности морфометрических данных — отметок рельефа и гипсометрического положения рудных тел. С раннеорогенными этапами развития в Кордильерах Северной Америки связаны месторождения, распространенные в пределах хребта Сьерра-Невада, Береговых хребтов Канадских Кордильер, гор Британской Колумбии, морфоструктуры которых испытывали длительные унаследованные воздымания.

Позднемезозойское гидротермальное оруденение известно в зонах, обрамляющих хребет Сьерра-Невада — пояс Мазер-Лоуд (Cu, Ag, Au, Mo, W и др.) и Медный пояс Подножий (Cu, Pb, Zn, Au, Ag). Согласно Е.А. Хэю история развития рельефа этой области включает следующие основные этапы. В результате невадийской эпохи складчатости в позднеюрское время возник древний хребет Сьерра-Невада, который испытывал в течение раннемелового и раннетретичного времени медленные под-

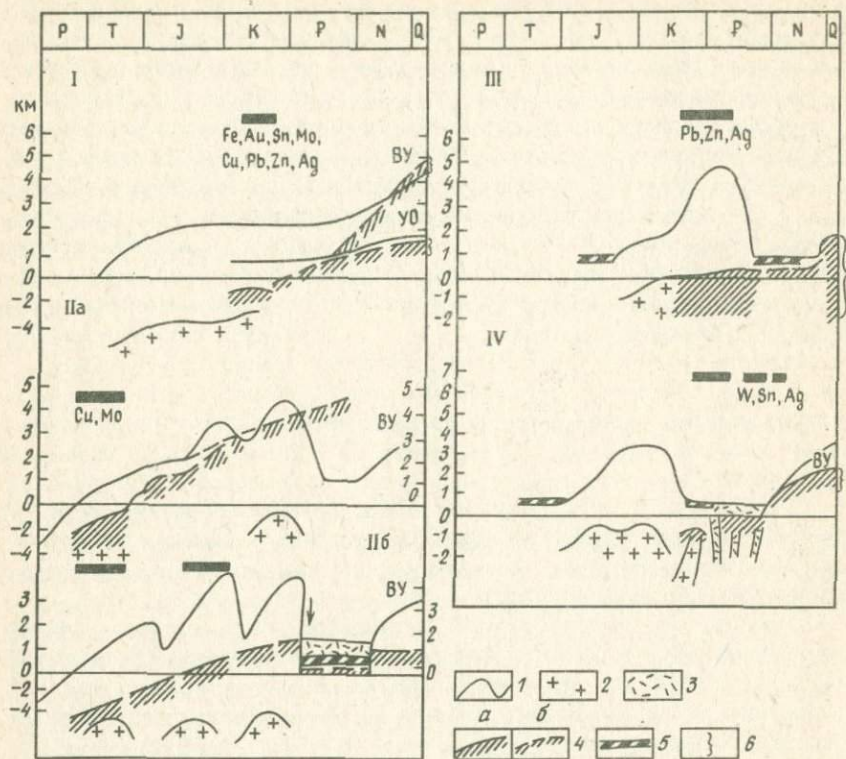


Рис. 38. Графики развития орогенного рельефа Северо-Американских Кордильер: I — Сьерра-Невада, IIa, б — горы Британской Колумбии, III — Западная Кордильера в штатах Орегон — Монтана, IV — провинция Бассейнов и Хребтов; 1 — кривая развития денудационного рельефа: (БУ — верхнего уровня, СУ — среднего уровня, УП — уровня подножий); 2 — интрузивный магматизм; 3 — эффузивный магматизм; 4 — положение зоны оруденения (а) и его предполагаемое перемещение (б); 5 — поверхности выравнивания; 6 — размах оруденения в современном срезе

нятия, компенсированные денудацией, в связи с чем высота хребта существенно не менялась. Именно в этот период происходило становление батолита Сьерра-Невада, с поздними магматическими продуктами которого связаны все перечисленные оруденения рассматриваемой области (от 95 до 77 млн лет). Формирование оруденения, принадлежащего к мезотермальной фации глубинности, могло происходить на глубине от 2 до 5 км палеоповерхности хребта (+2 км, рис. 38). К началу более мощных неогеновых поднятий высоты хребта достигали 2,1 км. Усиление фаз тектонических поднятий происходит в миоцене и плиоцене, когда формируются эрозионные поверхности горных долин и каньонов. Последняя стадия зафиксировала главную фазу поднятия хребта, происходившего в

интервале от 9 до 4 млн лет, когда сводовая часть его достигла максимальных отметок до 4 км. Таким образом, амплитуда новейших, неоген-четвертичных поднятий хребта оценивается в 2 км. В центральной, наиболее высоко поднятой его части, вследствие глубокого денудационного среза, суммарная величина которого за весь этап горообразования оценивается до 10 км, обнажается уже размытая часть батолита Сьерра-Невада. Как видно на графике (см. рис. 37), этот ярус не благоприятен для сохранения зоны оруденения в современном срезе. Менее интенсивные поднятия, а вследствие этого и менее значительный денудационный срез (не более 2—5 км) характерен для зоны подножия хребта, высоты этого яруса рельефа не превышают 1,5 км. Именно здесь сосредоточены практически все месторождения мезотермальной зоны Медного пояса Подножий и пояса Мазер-Лоуд.

Аналогичным образом развивались морфоструктуры хребтов Канадского сегмента Кордильер. Длительные, унаследованные с позднего мезозоя, поднятия в пределах Береговых хребтов привели также к интенсивному денудационному срезу, обнажившему крупные батолиты. Они расположены в центральных, наиболее приподнятых частях хребтов, современные высоты которых достигают 3—4 км.

Характерным примером подобных морфоструктур длительных унаследованных поднятий с 4 циклами горообразовательных движений, происходивших в поздне триасовое, позднеюрское, поздне меловое и неоген-четвертичное время, по Р. Томпсону, является северо-западная часть гор Британской Колумбии. При этом ранним этапам поднятий коррелятны крупные орогенные прогибы с граувакковыми и вулканическими андезитобазальтовыми молассами (формация Стикин).

Рудная минерализация приурочена к монзонитам раннетриасового возраста (Cu, Mo) и к вулканической формации Стикин (Au, Ag, Pb, Zn, Sb) поздне мелового—раннеюрского возраста. На графике (см. рис. 38, II, а, б) реконструированы пострудные условия развития рельефа в различных условиях. В первом случае многократные тектонические поднятия поздне мезозойского и раннетретичного времени вывели зону оруденения в область денудационного среза в пределах вершинного уровня гор. Во втором случае, в областях с относительно меньшими амплитудами поднятия или в пределах грабенов, испытывавших относительное прогибание в третичное время, условия были благоприятными для сохранения оруденения в современном срезе. И действительно, известные месторождения сосредоточены либо вдоль северо-западного обрамления горста Атлин в пределах блока относительно пониженного рельефа (2,1 км), приуроченного к меридиональной рифтоподобной структуре 130—132° з.д., либо в пределах сквозных широтных зон 56 и 58° (см. табл. 5), вдоль которых также сосредоточены третичные грабены. Обращают на себя внимание исключительная выдержанность фоновых высот рудовмещающих блоков (рис. 38, II).

В пределах Орегон-Монтанского сегмента Кордильер расположены крупные рудные районы с месторождениями цветных и редких метал-

лов — Кер'д' Ален (Cu, Ag, Pb, Zn, Cd, Bi) и Бьютт (Cu, Ag, Pb, Zn, Mo, Mn, Au, Cd, Bi, Te). Формировались они длительное время — от позднедокембрийского до третичного (Кер'д' Ален) и в позднемеловое — третичное (Бьютт). Однако наиболее продуктивной была ларамийская эпоха минерализации. Развитию орогенного рельефа этой части Кордильер, согласно Р. Мюджу, предшествовало формирование поверхности выравнивания (поздний палеозой — ранний мезозой). С конца поздней юры начинаются слабые поднятия и развитие орогенных прогибов с суммарной мощностью обломочных пород до 1 км. Максимального поднятия горная страна достигает к концу позднего мела, когда происходит внедрение поздних интрузивных фаз, связанных со становлением батолитов Нельсон, Кассиар, Боулдер (70—78 млн лет). В палеоцен-эоценовое время отмечаются новые фазы орогенических движений и магматизма, сопровождающиеся формированием высокогорного рельефа и надвигов Скалистых гор, с которыми связано внедрение штоков кварцевых монзонитов и образование главных рудных жил. В неогеновое время в связи с кайнозойскими орогеническими движениями Провинции Бассейнов и Хребтов, в результате сбросовой тектоники формируются внутригорные бассейны, долины и горстовые поднятия хребтов, локально проявляется третичный вулканизм, с которым связано золотое и вольфрамовое оруденение. С палеоценового времени высокогорное сооружение было эродировано более, чем на 15 км и современные реликты гор имеют максимальную высоту около 2 км. По-видимому, приведенная Р. Мюджем оценка величины денудационного среза преувеличена или характеризует блоки длительного унаследованного поднятия с начала невадидской орогении, в пределах которых зоны оруденения уничтожены. В блоках, где сохранилось оруденение, эти величины не могли превышать глубины его формирования, т.е. порядка 3—5 км. Выходы рудных тел наблюдаются в пределах среднего уровня гор (до 2 км), который формировался после палеоген-неогеновой поверхности выравнивания за счет инверсии палеоген-неогеновых областей относительного прогиба (см. рис. 38, III). В пределах этого уровня гор отмечается и верхний уровень выхода рудных тел (см. табл. 5). При этом интервал оруденения для Кер'д' Алена очень велик — от +2,0 до -0,7 км. Таким образом, для синорогенного проявления минерализации (в данном случае рассматривается ларамийское время), как установлено на примере Канадских Кордильер и Орегон-Монтанского сегмента, наиболее благоприятны блоки умеренных поднятий, а минерализация в общем случае должна сохраняться вблизи уровня доплиоценовой поверхности выравнивания, который, по-видимому, максимально приближен к фронту рудообразования предшествующего орогенного этапа развития.

С позднеорогенными стадиями развития мезозойских сооружений, сопровождающихся активизацией магматических процессов и формированием наложенных вулканических поясов, связано образование многих месторождений цветных и редких металлов. В пределах Провинции

Бассейнов и Хребтов эоцен-раннемиоценовые и миоцен-плиоценовые месторождения цветных и редких металлов связаны с вулканическими аппаратами центрального типа — свинцово-цинковые месторождения окрестностей Солт-Лейк-Сити, кальдеры Силвертон, редкометальное месторождение Клаймакс (W, Sn, Mo), связанное с многофазным штоком олигоценых риолитовых порфиров, месторождение Спер-Маунтин с огромными запасами бериллиевой минерализации, а также Li, F, U, Zr, сосредоточенной в субаквальных туфах кислого состава миоплиоценовой вулканической серии, месторождения ртути Кордеро и железа Айрон-Спринг, приуроченные к неогеновым экструзивам риолитов, и др. В истории формирования рельефа этой провинции выделяются следующие стадии (по Ю. Суппу): 1) рост древних хребтов в ларамийскую стадию орогении; 2) срезание этих хребтов до стадии пенеплена в палеогенное время; 3) формирование палеоген-неогеновых вулканических плато, сложенных покровами (и куполами) игнимбритов, лав, лавобрекчий и других вулканитов кислого состава. Вулканиты включают эоценовые — раннемиоценовые образования (группа Нидл-Изом), олигоцен-миоценовые (группа Квишана) и неогеновые потоки стекловатых риолитов и их пирокластов. Мощность эффузивов достигает 500—600 м, реже до 1 км. Они образуют серию моноклинально залегающих пластин, ограниченных крутыми сбросами; 4) формирование хребтов в результате разломно-блоковых движений в неогенное время, происходившее в несколько стадий тектонических движений в интервале 21—16 млн лет и в течение последних 7 млн лет.

На примере Провинции Бассейнов и Хребтов хорошо иллюстрируются соотношения особенностей форм современного рельефа и тектонической структуры, предопределившей их развитие. При этом лавовые прослои и игнимбриты образуют идеальный маркирующий горизонт и позволяют реконструировать допалеогеновые и неогеновые деформации. Наряду с блоковыми перемещениями по нормальным и опрокинутым сбросам и сдвигам, в ряде случаев наблюдаются кольцевые структуры, образованные под кровлей интрузивных массивов. При этом соотношения с рельефом могут быть прямыми и обратными. Обратные соотношения характерны для невоскрытых или слабевскрытых эрозией массивов, с кровлей которых обычно ассоциируют рудные залежи. Таким образом, степень эрозионного вскрытия палеоген-неогеновых интрузий в современном рельефе вследствие интенсивной блоковой тектоники является важным критерием для поисков скрытых рудных тел. При этом морфометрические данные показывают, что рудные тела располагаются в пределах наиболее приподнятых блоков современного горного рельефа, от 2,3 до 3,1 км (см. рис. 36).

Месторождения палеогенового возраста должны были оказаться вблизи современной поверхности в блоках унаследованного воздымания, а месторождения миоплиоценового возраста — в блоках инверсионного воздымания (см. рис. 38, IV). Последнее обстоятельство харак-

терно для большинства месторождений, связанных с крупными кальдерными комплексами, на завершающих этапах развития которых структуры обрушения сменяются купольными поднятиями в связи с внедрением наиболее поздних штоков и экструзий риолитовых лав.

В сходных условиях формировались наиболее поздние по возрасту месторождения ртути в пределах Береговых хребтов Калифорнии, что хорошо иллюстрируется на примере месторождения Нью-Идрия. Возникновение современных хребтов с высотами до 2,5 км здесь обусловили неоднократные восходящие движения в позднеюрское, среднемиоценовое и плиоцен-четвертичное время. При этом последние формировали вторично выжатый по кольцевым разломам купол серпентинитов, по обрамлению которого и размещается рудная минерализация того же возраста.

Поздним стадиям орогенного развития близок субплатформенный режим в условиях интенсивных процессов тектономагматической активизации, которым в ларамийскую эпоху подверглись выступы докембрийских пород в южной части штата Аризона и Нью-Мексико. Здесь размещается большое количество медных и свинцово-цинковых (с молибденитом, золотом, серебром и другими редкими металлами) месторождений того же возраста. Развитие рельефа этой области началось в раннем мезозое, в течение которого на докембрийских миссисипских и пенсильванских преимущественно осадочных, породах формировалась денудационная поверхность выравнивания, на которой в локальных прогибах накапливались раннемеловые конгломераты и мелководные осадочные образования. В конце мела — начале палеогенового времени в условиях относительно слабых блоковых движений повсеместно внедрились штоки диабазов, кварцевых монзонитов, диоритов, гранитов и гранит-порфиров, экструзии дацитов и образовались локальные покровы эффузивов. С этим этапом связана практически вся продуктивная минерализация района. В пострудное время продолжались блоковые подвижки с образованием горстовых хребтов и долин — грабенов, в которых отлагались палеогеновые конгломераты. Позднекайнозойский эрозионный цикл удалил большую часть верхних слоев (вулканических покровов и третичных конгломератов) и на значительной части территории обнажил домезозойские породы фундамента, в которых и размещается главная масса рудных тел. Для района в целом характерен субплатформенный тип развития, во многом определенный палеоген-неогеновыми орогеническими движениями Провинции Бассейнов и Хребтов. Умеренные поднятия неогенового времени вывели продуктивные рудные зоны на современном уровне среза на среднюю ступень рельефа (1,5—1,8 км) при максимальных высотах хребтов до 2,5—3 км (см. табл. 6).

Таким образом, на примере Северо-Американских Кордильер, которые характеризуются максимальным разнообразием режимов и стадий орогенического развития, очевидна зависимость условий сохранения

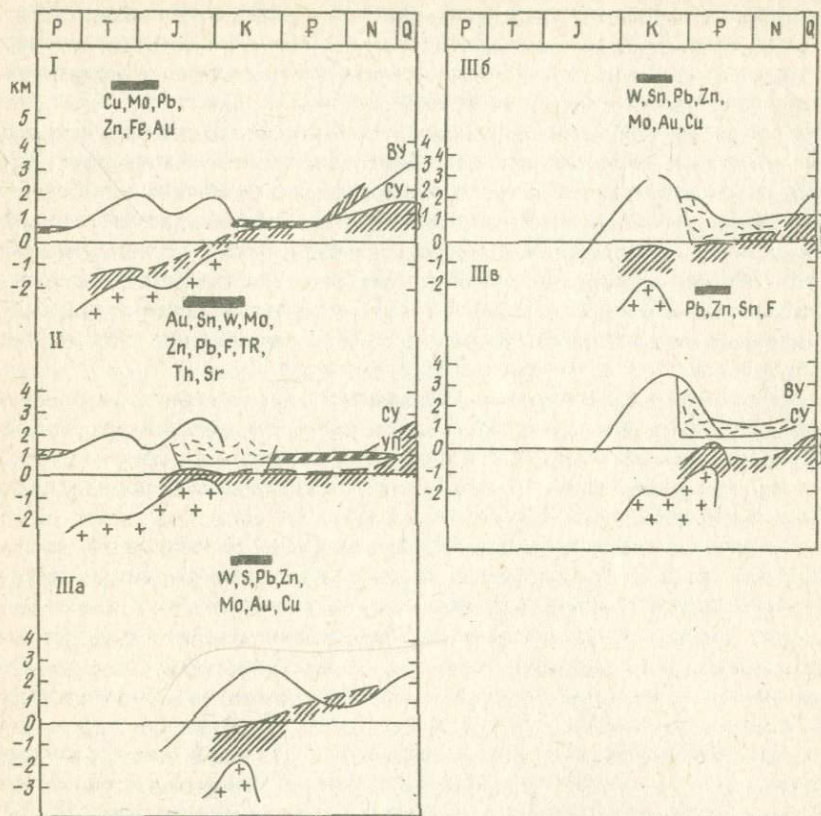


Рис. 39. Графики орогенного развития рельефа Монголии (I — Хэнтэйский свод, II — Восточная Монголия) и Сихотэ-Алиния (IIIa, б — раннеорогенная стадия, IIIв — позднеорогенная стадия)

Усл. обозначения см. на рис. 38

оруденения в современном срезе от возраста оруденения и режима последующих движений.

Некоторые из приведенных типов орогенических режимов присущи и для областей Монголии и Приморья. В Монголии резко различаются два режима. Первый характеризует длительные воздымания в пределах сводовых поднятий Северной Монголии, второй — позднеорогенный и субплатформенный — для Восточной и Южной Монголии.

Первый тип очень сходен с режимом Сьерры-Невады. Сводово-глыбовые поднятия типа Хэнтэйского развиваются унаследованно с раннемезозойского времени и подверглись интенсивному денудационному срезу, вскрывшему абиссальные части гранитов и образования нижних структурных этажей. В пределах центральных частей этих сводов, дости-

гающих 2—4 км высоты, промышленных скоплений минерализации нет, что, по-видимому, объясняется большой величиной денудационного среза, оценить которую геоморфологическими методами не представляется возможным. Здесь располагаются батолиты гранитоидов раннемезозойского возраста, которые по петрологическим данным формировались на глубинах 5—6 км. Наличие оловоносных россыпей четвертичного возраста свидетельствует о том, что зона оруденения оказалась в сфере денудационного среза уже в этап неотектонического поднятия, последовавшего за формированием мел-палеогеновой поверхности выравнивания, наиболее широко развитой в пределах Монголии. Следовательно, в предшествующий этап развития в конце нижнего мела зона оруденения оказалась максимально приближенной к этой поверхности (рис. 39), что подтверждается и расчетом соотношений высоты палеогор и глубины формирования оруденения в мезотермальных условиях (в среднем 2—3 км). Более благоприятными для сохранения промышленной минерализации оказались блоки умеренных неотектонических поднятий (с фоновыми высотами 1,4—1,6 км), образующие средневисотный уровень в современном рельефе.

Восточная Монголия представляет собой одну из наиболее типичных областей проявления процессов тектономагматической активизации в условиях субплатформенного развития и рифтогенеза. Это типичный режим палеоген-неогенового времени Провинции Бассейнов и Хребтов и южной части шт. Аризона. На сходство магматизма и металлогении Восточной Монголии с этими металлогеническими провинциями США обратил внимание В.И. Коваленко.

Позднемезозойская эпоха активизации ($G_3 - K_1$) сопровождала позднеорогенную стадию развития мезозойских горных сооружений и отличалась наиболее богатой минерализацией (Sn, W, Pb, Zn, Mo, TR, Th). Эта область характеризуется интенсивной пенепленизацией палеозойских складчатых сооружений в допозднеюрское время, широким распространением вулканических плато и впадин в позднемезозойское время и последующими слабо дифференцированными сводово-глыбовыми движениями (см. рис. 39). В пределах вулканической области редкометалльные месторождения (W, Sn и др.) размещаются в относительно слабоприподнятых блоках домезозойского фундамента, где распространены интрузивно-субвулканические фации позднемезозойских пород со средними гипсометрическими отметками 1,4—1,6 км. Выход на поверхность рудных зон в этих блоках обеспечивается сравнительно небольшими величинами постверхнеюрского денудационного среза (1—2 км), вследствие которого был удален верхний покров эффузивов и отложений кровли.

В периферической части унаследованных в современном рельефе областей относительно пониженного рельефа (на уровне 1,2—1,3 км) по обрамлению мезозойских впадин, размещаются месторождения флюорита. Образование его происходило в близповерхностных условиях. Кварц-флюоритовые жилы располагаются непосредственно в покровных

эффузивах (цаганцабские базальты $G_3 - K_1$). Сохранность рудоносной зоны обеспечивалась в относительно стабильных блоках, не испытавших воздыманий.

Нукутдабанская область Южной Монголии характеризуется режимом, близким к Восточно-Монгольской области. Центры минерализации здесь также контролируются крупными купольно-кольцевыми морфоструктурами, занимающими относительно более приподнятое положение в современном рельефе — в пределах фоновых высот 1,1–1,2 км (денудационные мелкосопочки) при уровнях высот этих областей 0,9–1,0 км (денудационные равнины). Таково положение Нукутдабанской группы вольфрамовых месторождений, Модонской группы месторождений цветных металлов, Хара-Маритинского узла с проявлениями оловянной и полиметаллической минерализации.

С раннеорогенными этапами развития морфоструктур Западного и Центрального Сихотэ-Алиня связаны месторождения скарново-шеелитовой формации раннемелового возраста, формировавшиеся вблизи гранитоидных массивов на глубинах до 3–8,5 км. Синхронно с главными стадиями орогенного воздымания в позднем мелу и начале палеогена формировались месторождения олова. Соотношения этих этапов оруденения с типами морфоструктурных обстановок очень сходны с приведенными для Монголии, хотя в целом для этой области развитие орогенных процессов приходится на более позднее время (от начала мела до палеоцена включительно). Для сохранения оруденения этих этапов в денудационном срезе гор также не благоприятны блоки длительных унаследованных воздыманий и центральные части сводов и куполов (см. рис. 39). Эти части структур наиболее эродированы и в их пределах вскрыты батолитовые фации гранитов, причем величина денудационного среза И.И. Берсеневым оценивается в 5–10 км. Все практически значимое оруденение сосредоточено в блоках относительно пониженного рельефа в среднем ярусе гор, фоновые высоты которых 0,5–0,7 км в пределах Западного Сихотэ-Алиня и 1,0–1,3 км в Центральном Сихотэ-Алине. Позиции рудоносных блоков характерны для периферических частей сводов, не испытавших столь энергичных поднятий на позднеорогенных этапах развития, а также в пределах сквозных зон с режимом относительного прогибания блоков в те же периоды развития, где они были прикрыты чехлом эффузивов (см. рис. 39).

В пределах Сихотэ-Алиня, в его восточной части, синорогенные оловянно-полиметаллические месторождения размещаются в центральных частях куполовидных поднятий с фоновыми высотами 1,0–1,3 км. В пределах этих куполов практически отсутствуют выходы гранитов, а проявления магматизма представлены лишь субвулканическими телами и дайками. В целом менее интенсивные поднятия на позднеорогенном этапе развития этой зоны Сихотэ-Алиня обеспечили оптимальные соотношения глубины формирования рудных тел и послерудного денудационного среза, вскрывшего верхнюю часть рудоносной зоны в верхнем

ярус гор. Этот режим сходен с режимом Центральной части Канадских Кордильер.

Для оруденения, связанного с позднеорогенными этапами развития (палеоцен—миоцен) Восточного Сихотэ-Алиня, также наиболее благоприятными оказываются блоки максимальных инверсионных поднятий и центральные части кольцевых и купольных морфоструктур, в пределах которых эродирован чехол эффузивов (величина денудационного среза оценивается в 1—2 км). Примерами могут служить Соболевская и другие кольцевые морфоструктуры Северного Сихотэ-Алиня, вмещающие редкометалльные малосульфидные проявления, а также купольные поднятия, расположенные в области пересечения Главного синклинория Сихотэ-Алиня Приморским вулканическим поясом, вмещающим оловянную минерализацию (Лысогорский, Краснореченский, Горно-Таежный, Ятаган). Наряду с этим для позднеорогенного оруденения Приморья характерно наличие как бы второго, более глубинного уровня, который сейчас вскрывается глубокими скважинами в Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах на глубинах от 0,4—0,6 км до —0,2 км. Формирование этого уровня видимо связано с мощными кальдерами обрушения в пределах вулканического пояса. Возможное перемещение зоны оруденения приведено на рис. 39. Таким образом, учитывая описанные модели динамики развития морфоструктур, можно говорить о том, что в Приморье более раннее оруденение будет выведено на более высокий геоморфологический уровень (осредненные значения его приведены на рис. 39), а более позднее будет встречаться на более низких гипсометрических уровнях, что, по-видимому, особенно характерно для Восточного вулканического пояса.

Из рассмотренных примеров следует, что общая тенденция развития рельефа областей мезозойского горообразования и тектономагматической активизации характеризуется наличием ранних фаз максимального поднятия, сопровождающегося внедрением больших масс гранитоидных пород и поздних фаз нисходящего развития рельефа, когда снижается уровень гор, образуются наложенные впадины и рифтогенные прогибы с вулканизмом. Последующие движения неотектонического этапа проявляются унаследованно для структур длительного восходящего развития типа крупных сводовых поднятий — Береговых хребтов Кордильер, Сьерра-Невады, сводов Монголии и Сихотэ-Алиня. Наряду с этим отмечаются случаи инверсионного развития, особенно характерные для палеоген-неогеновых вулканических областей.

Особенности развития морфоструктур областей мезо-кайнозойской тектономагматической активизации показывают наличие трех крупных стадий развития — раннеорогенной, синорогенной и позднеорогенной или субплатформенной, которые иллюстрируются различными типами кривых развития рельефа на соответствующих графиках (см. рис. 38, 39). От степени унаследованности этих режимов в современной структуре гор и возраста оруденения зависят геоморфологические уровни оруденения.

Во всех рассмотренных случаях хорошо подтверждается полученный на примере Сьерра-Невады вывод о том, что для сохранения в современном денудационном срезе гор оруденения раннеорогенного этапа развития в условиях морфоструктур длительных унаследованных воздыманий необходимы малые амплитуды поздне- и посторогенных поднятий, или режим относительного прогибания блоков. Эти условия реализуются в периферических частях сводовых поднятий и в пределах сквозных зон рифтоподобного типа.

Наряду с этим, синорогенные рудные формации, представленные в большинстве случаев относительно высокотемпературными минеральными ассоциациями, формирующимися в непосредственной близости или в пределах массивов гранитоидов, располагаются в относительно приподнятых, центральных частях куполов, расположенных в зонах обрамления морфоструктур длительного воздымания, унаследованного с раннеорогенного этапа.

Для вывода на поверхность зон оруденения позднеорогенного этапа наиболее благоприятен режим инверсионного воздымания блоков, который реализуется либо в пределах сквозных зон относительного воздымания, либо в центральных частях купольных поднятий.

Области позднекайнозойского горообразования

Положение оруденения в морфоструктурах молодых позднекайнозойских горных сооружений совершенно иное. На примере Анд, схематизированные графики развития рельефа которых иллюстрируются на рис. 40, хорошо видно, что горное сооружение находится в стадии максимального синорогенного воздымания, кривая развития рельефа гор достигает максимальных значений 5—7 км. На примерах наиболее известных месторождений Перу и Боливии рассмотрим в пределах каких структурных ярусов рельефа прослеживаются выходы зон синорогенного (неогенового) оруденения.

Крупные полиметаллические месторождения Перу палеоген-неогенового возраста размещаются в высокогорной части Центральных Анд в пределах яруса гор с фоновыми высотами 4,5 км, окружающего высокогорную депрессию с оз. Хуни (4,0—4,2 км). Этот блок сложен палеозойскими и мезозойскими геосинклинальными отложениями с карбонатными и вулканическими породами и вулканическими поясами эоцено-олигоценевого и олигоцен-четвертичного возраста. Согласно Е. Феррару и Н. Ноблю, орогенические движения в этой части Перу происходили с позднемелового до четвертичного времени, включая три стадии поднятия и промежуточные периоды формирования денудационных поверхностей выравнивания (см. рис. 40). Вслед за палеоцен-эоценовой стадией поднятия и складчатости последовала эрозионная стадия Пуна, сопровождающаяся локальным вулканизмом. Затем последовала первая фаза поднятия горного пояса Кордильер и внедрение штоков и тел кварцевых мон-

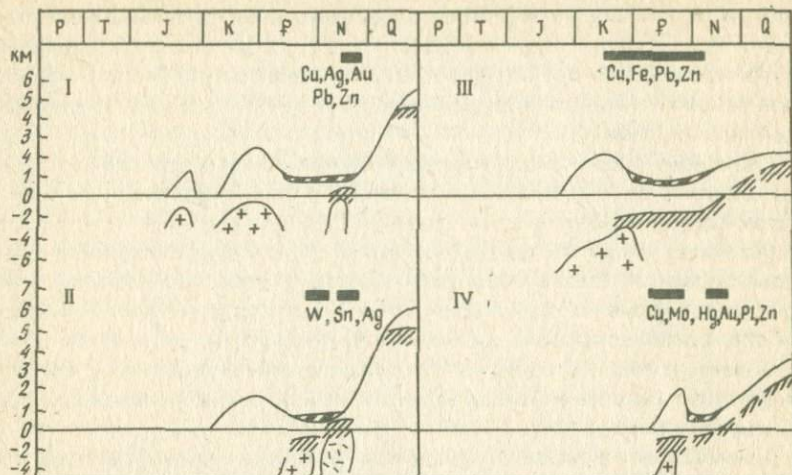


Рис. 40. Схематизированные графики развития рельефа Анд (I – Перуанский сегмент, II – Боливиийский сегмент) и Малого Кавказа (III – Сомхето-Карабахская зона, IV – Севано-Ширакская зона).

Усл. обозначения см. на рис. 38

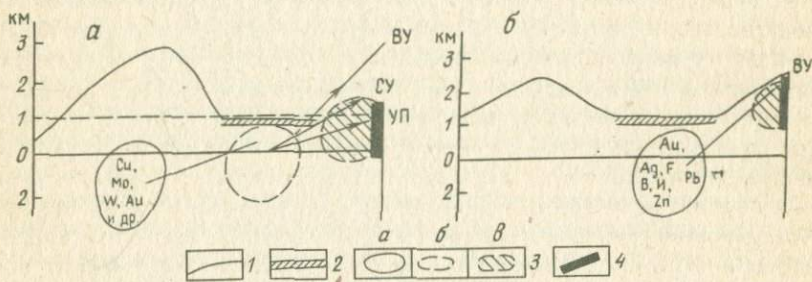


Рис. 41. Обобщенные графики перемещения зоны оруденения для ранне- (а), и позднеорогвиного (б) этапов:

1. — кривая развития горного денудационного рельефа; 2 — поверхности выравнивания, 3 — положение зоны оруденения: а — первичное, б — перемещенное, в — в современном срезе; 4 — интервал промышленного оруденения; ВУ — верхний уровень гор, СУ — средний уровень гор, УП — уровень подножий

цонитов и кислых вулканитов, после чего следует эрозионная стадия Юнин. Вторая фаза поднятия Кордильер и формирование эрозионной поверхности Чакра происходит в плиоценовое время. Третья, четвертая, фаза поднятия гор сопровождаются современной эрозией и вулканической активностью.

Наиболее продуктивная минерализация жильного типа (Zn, Pb, Ag, Cu) связана со штоками интрузивных пород эксплозивных брекчий (шток Серро-де-Паско и др.), главный период внедрения которых охватывал интервал от 11 до 9 млн лет, и происходил в условиях первой фазы поднятия (главной орогенной стадии развития горного пояса). Сформированные на этой стадии прогибы, интрузивные и вулканические купола, слабо вскрытые эрозионными процессами, в позднем плиоцене — четвертичном времени были пассивно вовлечены в поднятие, в результате чего современные выходы рудных тел отмечаются на высоте до 4,5 км, что примерно на 0,5—1,5 км ниже максимального уровня гор. По видимому, месторождения находятся на уровне эрозионного вреза в надрудную зону, причем глубины формирования оруденения примерно соответствуют указанной величине (0,5—1,5 км).

Сходное положение в современном денудационном срезе гор занимают и боливийские оловянно-серебряные месторождения, распространенные в периферической части грабена Альтиплано в пределах высокогорного яруса 5—5,5 км. Они размещаются в плиоценовых субвулканических штоках и жерлах натровых латитов и риолитов и их брекчиевых тел с возрастом 9,5—7,5 млн лет (К-Аг метод). История орогенического развития этой области, обобщенная в 1975 г. Е.Е. Милановским, охватывает период с позднего мела, когда умеренные поднятия начинают господствовать на большей части Центральных Анд и параллельно формируются крупные орогенные прогибы с молассами и вулканическими продуктами. В палеогене—миоцене формируется грабен Альтиплано, мощность вулканогенно-осадочных отложений в котором достигает 10 км (рис. 41). В миоцене формируется региональная поверхность выравнивания, которая вскрывает кровлю нижнемиоценовых интрузивных пород с возрастом 20 млн лет (массивы Кимса-Крус и Иллинав). Поверхность перекрыта плиоценовыми риолитами с возрастом от 7,8 до 2,5 млн лет. С ранним периодом извержений риолитовых туфов ассоциировано внедрение рудоносных штоков. В главную орогенную стадию, охватившую плиоцен-четвертичный период, произошло мощное поднятие всей Андийской системы. Оно привело к тому, что современные выходы зоны оруденения находятся на абсолютных высотах 5,0—4,2 км при размахе оруденения до 0,8 км (шток Потоси). Этот ярус ниже максимального уровня гор в этой части Анд на 0,8—1,0 км, что примерно соответствует величине надрудной зоны (см. рис. 40).

Таким образом, в условиях интенсивного кайнозойского позднеорогенного воздымания горного сооружения, как хорошо видно на примере Анд, зона вскрытия продуктивных рудных горизонтов занимает один из

верхних уровней в морфоструктуре горного сооружения, который ниже максимального на величину глубины формирования рудных тел. Минерализация плиоценового возраста формировалась в приповерхностных условиях вблизи уровня палеоген-неогеновой поверхности выравнивания. Сохранение рудных зон гарантировалось очень быстрым поднятием, не компенсированным денудационным срезом, что подтверждается хорошей сохранностью в рельефе высокогорных ярусов миоценовых и плиоценовых поверхностей выравнивания, часто перекрытых потоками лав.

Аналогичная картина ярусности в размещении эндогенного оруденения характерна и для Малого Кавказа, который в целом испытал значительно менее интенсивные неотектонические поднятия (до 3–4 км в вершинном ярусе). Оруденение, связанное с первым циклом орогенеза, в пределах Сомхето-Карабахской зоны ($K_2 - P_2$) развивалось синхронно с формированием поверхности выравнивания, заключившей этот цикл горообразования ($P_1 - P_2$). В современной морфоструктуре горного сооружения этот уровень не превышает 2,0–2,3 км (Алавердская купольная морфоструктура), а зона оруденения располагается несколько ниже (на 0,8–1 км), учитывая глубину его формирования. Второй цикл альпийского горообразования связан с замыканием палеогеновых эвгеосинклинальных прогибов в Северо-Ширакском синклинии, которое происходило в две стадии. В раннеорогенную стадию внедрялись гранодиоритовые массивы и возникло связанное с ними медно-молибденовое оруденение. В конце этой стадии формируется миоплиоценовая поверхность выравнивания, бронированная лавами (см. рис. 40). Позднекайнозойский цикл горообразования приводит к интенсивному воздыманию рудовмещающих блоков, вследствие чего зона оруденения располагается в более высоком ярусе гор (2,0–3,0 км). Более поздние проявления ртутной минерализации ($N_1 - N_2$) связаны с разломами и имеют интразональный характер.

ЦИКЛИЧНОСТЬ И СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ГОР И ПРИЧИНЫ СОХРАННОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ В СОВРЕМЕННОМ СРЕЗЕ

В ходе развития рельефа рассмотренных разновозрастных областей проявляются две противоположные тенденции — восходящего развития, которое характеризуется максимумом поднятия, и нисходящего, с общим снижением рельефа как за счет денудационных, так и тектонических процессов. По существу эти тенденции соответствуют наиболее крупным этапам — собственно орогенному и посторогенному, или позднеорогенному. Последний термин мы считаем неудачным, так как ранне- и позднеорогенные стадии выделяет Е.Е. Милановский для орогенного этапа развития кайнозойских эпигеосинклинальных сооружений, которые, по нашему мнению, до этого этапа еще не дожили. Собственно

орогенный (мы называем его главный орогенный) этап, как хорошо видно на всех приведенных графиках, включает максимум поднятия горного сооружения и прекрасно иллюстрируется кривыми развития рельефа позднекайнозойских эпигеосинклинальных горных сооружений, достигающих, по-видимому, максимальных значений (в среднем 5—7 км абсолютной высоты над уровнем моря). Для мезокайнозойских горных сооружений главный орогенный этап охватывает период от раннего мезозоя до раннего кайнозоя.

Поздний орогенный и посторогенный этап развития в общем случае характеризуется нисходящей кривой развития рельефа, формированием поверхностей выравнивания, внутригорных и межгорных депрессий с массовым проявлением наземного вулканизма, контрастных базальтриолитовых и субщелочных ассоциаций, заканчивающихся, как правило, площадными излияниями субщелочных толеитовых оливиновых базальтов. В этот период наиболее отчетливо проявляется тектоническая дезинтеграция горного сооружения, распад сводовых поднятий и оживление глубинных зон разломов, вдоль которых закладываются межгорные и внутригорные депрессии. В Кордильерах Северной Америки в этот период особенно активно проявляются процессы рифтообразования и орогенические движения блокового типа (орогения бассейнов и хребтов). Сходные режимы развития отмечаются для Приморья ($P_3 - N_1$) и Монголии ($J_3 - K_1$).

Наряду с этим отдельные морфоструктурные зоны (типа Сьерра-Невады, Британской Колумбии, Береговых хребтов, сводовых поднятий Центральной Монголии и др.) испытывали устойчивые воздымания, или несколько фаз воздыманий, вследствие чего у них сильно растянут во времени максимум кривой горного поднятия (Хэнтэйский свод, хр. Сьерра-Невада) или отмечается несколько сближенных максимумов поднятия (до четырех в Британской Колумбии).

В соответствии с рассмотренными тенденциями развития горных областей и их отдельных зон, коренным образом различаются условия вывода на поверхность и сохранения в современном эрозионном срезе продуктивных зон оруденения разновозрастных эпох минерализации. Для сохранения минерализации раннеорогенного и собственно орогенного этапов в морфоструктурах длительных унаследованных поднятий необходимым условием является малая амплитуда поднятий. Эти условия реализуются либо в периферических частях, длительно развивающихся сводовых поднятий типа Хэнтэйского или Сьерра-Невады, либо в условиях развития сквозных зон относительных прогибаний и рифтовых структур, наложенных впадин и депрессий (Бикинская и Кавалерово-Дальнегорская сквозные зоны Приморья, сквозные зоны Канадских Кордильер и др.), в бортовых частях которых складываются оптимальные условия среза.

Минерализация главного орогенного этапа может сохраняться также в условиях режимов умеренных горных поднятий в периферической части сводов, в пределах среднего яруса гор, где условия менее интенсив-

ных поднятий обеспечили вскрытие мезотермальных рудных зон соответствующего этапа (Центральная часть Канадских Кордильер, Центральный Сихотэ-Алинь).

В случаях полициклического развития, когда более ранние горные сооружения разрушаются до состояния поверхности выравнивания, повторный орогенез выводит останцы этой поверхности на различные геоморфологические уровни как благоприятные (в среднем ярусе гор), так и менее благоприятные для ее сохранения (верхний ярус гор). Примером таких обстановок являются внутренние плато Канадских Кордильер, Восточная Монголия, раннеорогенные этапы развития кайнозойских горных областей.

Для минерализации позднего орогенного и посторогенного этапа, наоборот, благоприятными оказываются блоки инверсионных воздыманий в пределах сквозных структур, центральные части куполовидных и сводовых поднятий, в пределах которых обеспечивается необходимый денудационный срез кровли вмещающих пород или более поздних эффузивных покровов (Среднегобийское и Прикеруленское поднятия Монголии, блоковые и куполовидные поднятия Провинции Бассейнов и Хребтов, Южной Аризоны, пояс поперечных поднятий и сквозной зоны 49—52° с.ш. в Канадских Кордильерах, оловоносные купольные поднятия Приморья и др.). К этим случаям близки и те, когда минерализация более раннего этапа "захороняется" более поздними образованиями и снова выводится из-под них активными тектоническими поднятиями.

Существенно отличается положение зон молодого оруденения в современном срезе в пределах позднекайнозойских горных сооружений. Как было показано на примере Анд, контуры кривой перемещения зоны оруденения практически повторяют кривую горного поднятия, располагаясь ниже на величину надрудной зоны.

Из анализа рассмотренных графиков следует также, что на поздних орогенных и посторогенных стадиях развития мезозойских и кайнозойских орогенических областей зона оруденения предшествующих циклов развития максимально приближена к палеоповерхности денудационного выравнивания. Останцы этой поверхности сохраняются в дальнейшем либо в средних ярусах горного рельефа, испытывавших умеренные неотектонические поднятия, либо в захороненном состоянии, под покровами субплатформенных осадочных или эффузивных образований. Вблизи этих древних поверхностей, как видно на примере Провинции Хребтов и Долин, Малого Кавказа и других областей, формируется малоглубинное оруденение, связанное с поздними орогенными стадиями.

В Монголии подобная же палеоповерхность, как мы отмечали, устанавливается в подошве позднеюрских — раннемеловых эффузивов. Вблизи этой поверхности должно располагаться как оруденение ранне-мезозойского возраста, связанное преимущественно с гранитоидным магматизмом, так и оруденение поздне-мезозойского возраста, коррелятивное времени образования этой палеоповерхности. Это положение хо-

рошо подтверждается в ряде рудных районов Монголии (Бэрхэйском, Гал-Шарыинском и др.). Промышленная минерализация располагается в пределах гобийского уровня рельефа (1,2–1,6 км), где сохраняются останцы этой поверхности в периферических частях мезозойских впадин.

В этой связи отметим приводимые Ю.А. Мещеряковым данные о чрезвычайной продуктивности мезозойской поверхности выравнивания Урала (с высотой 0,5–0,6 км), к которой приурочены не только россыпные месторождения и коры выветривания, но и железные шляпы коренных месторождений.

В пределах Тянь-Шаня при всей сложности его покровно-складчатой структуры, также отмечается устойчивая картина размещения рудных формаций герцинского цикла развития вблизи законсервированной мезозойскими платформенными образованиями поверхности выравнивания в интервале высот 2–4 км (в зависимости от типа рудной формации).

Учитывая отмеченное закономерное формирование яркости горного рельефа в связи с историей орогенического развития и деформациями разновозрастных исходных поверхностей выравнивания, можно говорить о наиболее благоприятных геоморфологических уровнях оруденения. Эти уровни устанавливаются также статистическим анализом гипсометрического положения выходов рудных тел, которые дают выдержанные значения для каждого региона и определенных групп рудных формаций. Анализ уровней необходимо производить для поисков скрытых рудных тел.

Специфический режим подвижности блоков в пределах сквозных структур создает в ряде случаев благоприятные условия для сохранения оруденения от денудации.

Режим растяжения и относительного прогибания блоков на фоне интенсивного воздымания горного сооружения в течение орогенического цикла благоприятен для сохранения раннеорогенных рудных формаций от интенсивного среза, проходящего в центральных частях сводовых поднятий. Режим относительного воздымания локальных блоковых и кольцевых морфоструктур в пределах зон поперечных воздыманий в альпийских орогенах, наоборот, способствует удалению надрудной кровли и выводу в зону среза позднеорогенных рудных формаций.

Оптимальные условия среза для сохранения зон промышленного оруденения в альпийских орогенах обеспечиваются благодаря крупным поперечным неотектоническим ступеням в рельефе, которые развиваются вдоль сквозных поперечных структур. Характерным примером в этом отношении служат Восточный и Западный Памир, где промышленные концентрации оруденения сосредоточены в пределах меридиональных ступеней относительно пониженного рельефа (3–4 км), обрамляющего блоки Центрального Памира (до 6–7 км).

Отличительной их чертой является интенсивный денудационный срез и вскрытие крупных батолитов. В пределах же Восточного Памира,

например, уровень кровли рудоносных интрузивных массивов либо находится вблизи поверхности, либо на глубине.

Изложенный материал позволяет рекомендовать анализ динамики развития морфоструктур, как один из возможных путей изучения закономерностей размещения эндогенного оруденения в современном срезе.

Наряду с этим можно сделать и более общие выводы, связав циклическое развитие рельефа и закономерности размещения оруденения на разных стадиях орогенического развития. Циклический характер орогенического развития проявляется в смене режимов поднятия режимами субплатформенного типа. В соответствии с этим и более ранние глубинные мезотермальные рудные формации сменяются более поздними близповерхностными телетермальными. Реконструкция положения зон оруденения на графиках палеорельефа подтверждает представления В.В. Богацкого, А.Н. Кена, В.И. Васильева, Д.В. Рундквиста, И.А. Неженского о связи рудообразования с поверхностью геоида. Более ранние и более глубинные формации (3—5 км) проявляются в условиях орогенного рельефа, высоты которого примерно соответствуют величине надрудной зоны. В более поздние стадии развития, при общем снижении гор и развитии поверхностей выравнивания (на уровнях от 0 до +1 км), проявляются близповерхностные телетермальные и эпитеермальные рудные формации (глубина оруденения от 0 до 1—1,5 км). И в первом, и во втором случаях фронт рудообразования располагается вблизи поверхности геоида. Отсюда следует очень важный для поисков оруденения вывод, что для заверщенного цикла рудообразования как ранние, так и поздние рудные формации орогенного этапа должны располагаться вблизи поверхности выравнивания, образование которой предшествует новому циклу горообразования. Поэтому роль древних поверхностей выравнивания как экспонированных, так и погребенных под более поздними покровами, очень велика не только для поисков экзогенного оруденения, но и для оценки перспектив эндогенной рудоносности. В случае нового цикла горообразования благоприятными для поисков оруденения предшествующего этапа будут те морфоструктурные зоны, ярусы или блоки рельефа, в пределах которых лучше всего сохраняются останцы поверхностей выравнивания, как в экспонированном, так и в погребенном виде.

7. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО КОМПЛЕКСУ ПРИЗНАКОВ

Приемы и методы морфоструктурного анализа, опирающегося на использование материалов дистанционных съемок и топографических карт, направлены на изучение строения земной коры с целью прогнозной оценки территории на различные полезные ископаемые, в том числе и на нефть. Наши многолетние исследования в области изучения свойств

рельефа и ландшафта позволили выработать рациональный комплекс приемов анализа материалов дистанционных съемок и установить важнейшие признаки структурных черт рельефа, несущих информацию о глубинных структурах и свидетельствующих о благоприятных условиях для проникновения в верхние этажи литосферы рудоносных расплавов.

Основные принципы прогнозной оценки площадей на различные виды полезных ископаемых заключаются в комплексном анализе рельефа и других элементов ландшафта по дистанционным материалам и топографическим картам различных уровней генерализации, с одной стороны, с другой — комплексный анализ данных геофизики, магматизма, петрохимии и т.п. Анализ морфоструктур, благодаря выработанным приемам и методам, позволяет устанавливать прогнозные участки и привязывать их к определенной структурной позиции, что само по себе очень важно, так как ограничивает площади для поисков и разведки. Привлечение данных геофизики дает возможность оценить глубинность тех или иных морфоструктур, и тем самым выделить трехмерные элементы структуры в литосфере. Данные по магматизму, петрохимии и другие также позволяют оценить глубинность структур, а привлечение этих показателей дает возможность устанавливать генезис тех или иных структур.

Комплексный характер работ по прогнозной оценке площадей выражается также в том, что территория подвергается морфоструктурному и другим видам анализа (геолого-геофизическому и т.п.) на различных уровнях генерализации. Здесь можно провести аналогию с геологическим картированием, когда при более детальных исследованиях опираются на данные геологии и тектоники большей территории и соответственно на более крупные тектонические структуры. Подобного рода анализ проводится и при морфоструктурных исследованиях в прогнозных целях. Необходимо привлекать дистанционные материалы различных масштабов для того, чтобы установить: 1) соотношение региональных и локальных структурных элементов; во многих случаях это позволяет более четко определять тип тех или иных структурных элементов и их порядки, что имеет большое значение при прогнозной оценке; 2) получить дополнительные элементы дешифрирования, которые привносят новую информацию о глубинных сферах; 3) определить более четко структурную позицию изучаемой площади. Благодаря свойству современных дистанционных материалов совмещать на каждом уровне генерализации признаки двух и более соседних уровней представляется возможность устанавливать иерархические соотношения и типы структур.

Важным моментом при прогнозных исследованиях является анализ разломов (линеаментов) с точки зрения их выраженности в рельефе и других элементах ландшафта, установление их типов, а также глубинности. Как показали М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, в локализации и концентрации оруденения важная роль принадлежит скрытым глубинным системам нарушений, являющимся проводниками глубинных рудоносных магматических расплавов и эманаций. Эти структуры имеют глубо-

кие корни и дискордантны по отношению к структурно-формационным и металлогеническим зонам. При этом скрытые системы нарушений имеют ряд признаков выражения в поверхностной оболочке литосферы и, в частности, в структурных чертах рельефа. Поэтому при поисках месторождений полезных ископаемых анализ рельефа направлен на установление таких специфических физиономических черт скрытых нарушений, которые были бы индикаторами глубинных неоднородностей земной коры и мобильности. Эти признаки наиболее существенны и являются решающими для концентрации и локализации полезных ископаемых.

Признаки подвижности блоков вдоль сквозных систем нарушений выражаются в рельефе в виде гипсометрических ступеней, а также контрастных структурных форм рельефа. В верхней части земной коры вертикальные движения вдоль сквозных систем нарушений трансформируются в горизонтальные. Последние, по данным Е.Н. Сапожниковой и Н.Л. Шилина [22], находят отражение в структурных формах рельефа в виде сдвиговых деформаций. В методике морфоструктурного анализа разломы-сдвиги хорошо дешифрируются по смещениям элементов основного структурного плана. Значительные перепады фоновых высот блоков вдоль сквозных систем нарушений свидетельствуют о различной глубине залегания фундамента и, следовательно, могут указывать на глубинность сквозной зоны.

Данные многочисленных исследований показывают, что именно такие сквозные системы нарушений являются наиболее проницаемыми для магматических и рудоносных расплавов. Они наиболее благоприятны для локализации и концентрации оруденения. Таким образом, задача морфоструктурных исследований заключается в целенаправленном отборе среди различного рода сквозных нарушений таких, которые вызывают наибольшие аномалии (изменения, отклонения и т.п.) в структурах основного плана, особенно их смещения. Сквозные линейные элементы сдвигового типа прослеживаются при морфоструктурных исследованиях на различных уровнях генерализации и характеризуются некоторыми специфическими особенностями на каждом из них. Во-первых, масштабами проявления как по протяженности, так и по мощности. Это хорошо видно на примере широтных сквозных систем нарушений Дальнего Востока, где они представлены в виде мощных (до 2—3° — порядка 200—300 м) широтных поясов, вдоль которых наблюдаются смещения целых сегментов континентальной окраины или широтных зон Камчатки мощностью до 60 км, смещающих отдельные глубинные разломы основного структурного плана. В Средней Азии сквозная Хайдаркан-Актюзская зона смещает надвиговые пластины, вмещающие рудоносные тела.

Во-вторых, в геофизических полях такие системы нарушений, как правило, выражены крупными градиентными зонами, являющимися границами разнородных блоков фундамента и даже более глубоких оболочек Земли.

В более крупном масштабе (на уровне рудных районов) сквозные системы нарушений этого типа, обычно в дополнение к градиентным зо-

нам, могут трассироваться еще и цепочками локальных максимумов и минимумов, создающих линейно вытянутые неоднородности геофизических полей.

В-третьих, металлогеническая роль сквозных систем нарушений сдвигового типа на разных уровнях генерализации также неоднозначна. Так, широтные пояса Востока Азии служат границами, на которых происходит изменение простираний, смещение и окончание рудоносных зон, а также представляют собой барьеры для тех или иных металлов. Одновременно они являются рудоконцентрирующими зонами с точки зрения приуроченности к ним большого числа крупных рудных районов различной специализации, например, золоторудные Нижне-Амурские месторождения, Удоканские полиметалльные и другие вдоль южной рамы пояса 55–58° с.ш.

В то же время широтные пояса Камчатки характеризуются тем, что вмещают рудные районы повышенной концентрации полезного компонента, что и определяет их рудоконцентрирующую роль. При этом они не специализированы на какой-либо определенный вид минерализации.

Те же сквозные системы, но рассмотренные на региональном уровне генерализации, как правило, являются специализированными на какой-нибудь вид рудного сырья. Так, Хайдаркан-Актюзский линеамент контролирует на своем протяжении редкометалльные, редкоземельные и сурьмяно-ртутные месторождения. Однако в Хайдарканском рудном районе, где он пересекает Южно-Ферганский ртутный пояс, наблюдается определенная специализация на сурьму и ртуть. На этом уровне генерализации отрезок Хайдаркан-Актюзской сквозной зоны также является разломом-сдвигом по отношению к рудоносным надвиговым пластинам Южно-Ферганского пояса широтной ориентировки. Однако рудные тела в пределах пластин ориентированы вдоль северо-восточной Хайдаркан-Актюзской сквозной зоны.

Таким образом, при прогнозной оценке среди сквозных нарушений наиболее перспективными следует считать системы разломов-сдвигов и сбросо-сдвигов, имеющих специфические признаки выражения в морфоструктуре.

Дальнейшая локализация площадей для поисков и разведки в пределах перспективных зон заключается в выявлении узлов пересечения сквозных систем нарушений с линеаментами других направлений. Однако рудоносны далеко не все такие узлы пересечений сквозных систем нарушений.

Рассмотренные особенности узлов, вмещающих оруденение, позволяют установить внешние их признаки, которые могут быть приняты как прогнозные для последующего выделения перспективных площадей. Наиболее проницаемыми и наиболее благоприятными для локализации руды являются те узлы, где пересекается большое количество линейных элементов. Это создает благоприятные условия для проникновения рудоносных расплавов в самые верхние части коры. В этом отношении участки с блоковой неоднородностью и соответственно с повышенной

дифференцированностью рельефа являются индикаторами вертикальных движений и проницаемости самой верхней оболочки земной коры для магматических масс.

Признаком неоднородности и высокой проницаемости служат также сдвиговые деформации, поэтому узлы пересечения разломов-сдвигов сквозного типа с разломами основного структурного плана наиболее перспективны для концентрации рудного вещества. Особое внимание при прогнозной оценке территории следует уделять пересечению сквозных систем нарушений различного типа: разломы-сдвиги, сбросо-сдвиги, раздвиги и т.п. Наличие таких разломов значительно повышает проницаемость узлов и свидетельствует о многоактности процессов активизации, способствовавшей поднятию рудных масс. Как правило, для площади с узлами такого типа характерен контрастный характер магматизма. И как отражение высокой неоднородности земной коры и контрастности состава продуктов магматизма в пределах таких узлов наблюдается контрастный резко расчлененный и дифференцированный по высоте рельеф. Это находит отражение в сложном рисунке морфоструктур на площади узла.

В то же время эти благоприятные условия реализуются только при наличии глубинного канала, через который поступает рудоносный расплав. Поэтому наиболее перспективными могут считаться узлы пересечения сквозных систем нарушений, корни которых уходят в глубокие горизонты земной коры и даже в мантию, с региональными глубинными разломами корового типа. При этом узлы представляют собой сложные тектонические структуры, имеющие определенные параметры объема и глубины. Это особый тип тектонических структур, обладающих специфической выраженностью в верхней оболочке коры и в морфоструктуре.

Особенности проведения анализа с целью прогноза перспективных площадей на возможность обнаружения скрытого оруденения заключаются в том, что для каждого уровня генерализации применяется своя последовательность и комплекс приемов исследования.

С переходом к более крупномасштабным исследованиям и, следовательно, на другой уровень генерализации на первый план выступают такие важные элементы, как блоковая расчлененность, наличие круговых (кольцевых) структур различного порядка и типа: Все эти элементы значительно усложняют морфоструктуру узла и служат показателем интенсивной раздробленности и высокой проницаемости земной коры. При прогнозной оценке территории задачей является установление соответствия морфоструктурного образа различным элементам тектонического строения рудного района или поля на основе комплекса геолого-геофизических и магматических данных. Морфоструктурный образ рудоносной площади гораздо сложнее ее геологического строения в силу свойств рельефа отражать суммарно элементы структуры различных этажей земной коры. Поэтому морфоструктурный образ рудного района или другой какой-либо единицы отражает значительно более глубокие эле-

менты структуры, чем те, что закартированы при наземных наблюдениях или бурении.

При еще более детальных исследованиях — рудного поля или месторождения — прогнозная оценка площадей проводится при очень тесном взаимодействии структурно-геоморфологического анализа с геологическими, петрографическими и другими исследованиями. На основе структурно-геоморфологических данных выделяются комплексы форм рельефа и ландшафта (СЛК) с учетом их высотных соотношений (обособленные формы рельефа), отдельные элементы структуры которых коррелируются с геологическими и магматическими образованиями.

Благодаря такому комплексному подходу, возможно не только определение структурной формы для рудоносной площади, но и восстановление генетической модели ее строения.

Прогнозная оценка территории на всех уровнях генерализации проводится с учетом геолого-геофизических и других особенностей территории. Для каждой геоструктурной области или зоны имеется своя специфика и особенности проявления геологической структуры в элементах рельефа (морфоструктуре). Однако предлагаемый подход в значительной степени унифицирован и позволяет вести прогнозно-металлогенетические исследования с помощью морфоструктурного анализа в различных геоструктурных обстановках и получать сопоставимые результаты.

Наряду с прогнозированием по структурному фактору и в связи с аномалиями, непосредственно связанными с особенностями мест локализации рудоносных формаций, самостоятельное научное направление представляют поиски слепых рудных тел, т.е. скрытого оруденения. Теоретическую основу этого направления составляет моделирование эндогенных рудных формаций. Различные типы геологических моделей рудных формаций охарактеризованы во многих отечественных и зарубежных публикациях. Построение генетической модели рудной формации, по В.А. Кузнецову, предполагает максимально полное познание всей системы формирования данного типа месторождения, начиная от источников рудного вещества и способов их переноса и кончая условиями концентрации в рудные залежи. Модель — это обобщенный объемный образ месторождения, отражающий взаимосвязь типовой геологической ситуации залегания месторождения, морфологии рудных тел, зональности. Наряду с генетическим моделированием в последнее время широко распространилось проспекторское понимание модели месторождения как совокупности главных признаков типовых месторождений по формализованным описаниям, удобным для обработки на ЭВМ. Такие модели месторождений входят в прогнозно-поисковые комплексы.

С позиций морфоструктурного анализа для целей прогнозирования к модельным описаниям месторождений следует добавлять необходимость реконструкции пострудных условий существования месторождения, от которых зависит его сохранение в эрозионном срезе. Кроме того,

в прогнозно-поисковые комплексы следует добавлять некоторые компоненты моделей рудных формаций по их отображению на космоаэрофото-материалах и в особых признаках рельефа. Соответственно задачу прогнозирования можно разбить на две составляющие.

1. Поиски морфоструктурных и космоаэрогеологических компонентов моделей определенных типов рудных объектов. Для целей анализа рельефа эта задача может быть сужена и все многообразие типов месторождений сведено к нескольким наиболее крупным классам, типизированным главным образом по структурным и формационным признакам. Например, модели месторождений Pt, Cr, Fe, Ti, Cu, Ni в связи с расслоенными интрузиями основного-ультраосновного состава; месторождений Fe, Mg, Cr, Ti, Cu офиолитовых комплексов и аллохтонных пластин альпинотипных гипербазитовых комплексов; стратифицированных дислоцированных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ (Cu, Pb, Zn, V, P, Au, Mo); вулканоплутонических комплексов с куполами и кальдерами (Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, Au, Ag, B, F); батолитоподобных и малых интрузий пестрого состава среди карбонатно-терригенных толщ (W, Sn, Mo, Sb, As, Bi, Be, Nb, Ta), а также модели различных морфологических типов месторождений, связанных с дайковыми комплексами рифтогенных стадий развития и интрузиями центрального типа (TR, апатит, Fe, Ti, флогопит, Ba, Sr). При выделении главных компонентов моделей следует строго соблюдать иерархические уровни, отличая прежде всего региональные и локальные факторы концентрации оруденения [26], которые тесно взаимосвязаны. При этом действует не только общее правило, что региональные факторы определяют позиции объектов локального и детального уровней и соответственно признаки последних могут быть руководящими для поисков только в пределах соответствующей металлогенической таксономической единицы, но существует и обратная взаимосвязь — в локальных рудоносных формах отражаются более крупные региональные признаки. Эта взаимосвязь наиболее отчетливо демонстрируется с помощью космических снимков, обзорность и высокая детализация которых дает возможность рассматривать рудные объекты сразу на нескольких уровнях генерализации. Например, практически во всех структурах рудных узлов и полей обычно хорошо отражаются региональные и трансрегиональные сквозные системы нарушений. При этом именно в пределах рудных полей они часто контролируют наиболее крупные промышленные рудные тела [5].

По соотношениям кольцевых и линейных форм при дешифрировании космоаэрофотоснимков часто можно делать заключение о типовых образах тех или иных рудоносных формаций и выявлять места наиболее вероятной концентрации скрытого оруденения.

Проиллюстрируем способ использования объемного моделирования рудных полей для построения компонентов аэрокосмогеологических образов на примере оловорудных месторождений Кавалеровского района Приморья. Особенности близповерхностной структуры практически всех месторождений этого района определяются системами разрывных

нарушений и поясами даек в складчатых комплексах мезозойских терригенных отложений. Среди этих систем наиболее устойчиво проявляются субмеридиональные и северо-западные, связанные со сквозными трансрегиональными линеаментами. Под рядом месторождений глубоким бурением установлено присутствие массивов лейкократовых гранитов на глубинах от 0,5 до 1 км от современной поверхности. Месторождения с наиболее глубокозалегающими выступами лейкократовых гранитов отличаются наиболее значительными интервалами оруденения (рис. 42).

В зависимости от глубины залегания кровли гранитоидов меняется степень выраженности локальных купольных и кольцевых структур в рельефе и их соотношения с системами разломов. Чем ближе к поверхности находится кровля массивов лейкогранитов, тем меньше по размеру и более отчетлива кольцевая структура. Чем более глубоко залегают гранитоиды, тем больше по площади контуры кольцевых структур, больше появляется дополнительных концентров, менее отчетлива их морфологическая выраженность. Наряду с этим отмечается обратная зависимость в степени выраженности линейных структур — линеаментам тем более отчетливо проявлены, чем глубже залегают интрузивный массив [26]. Причем именно эти нарушения в структурах рудных полей

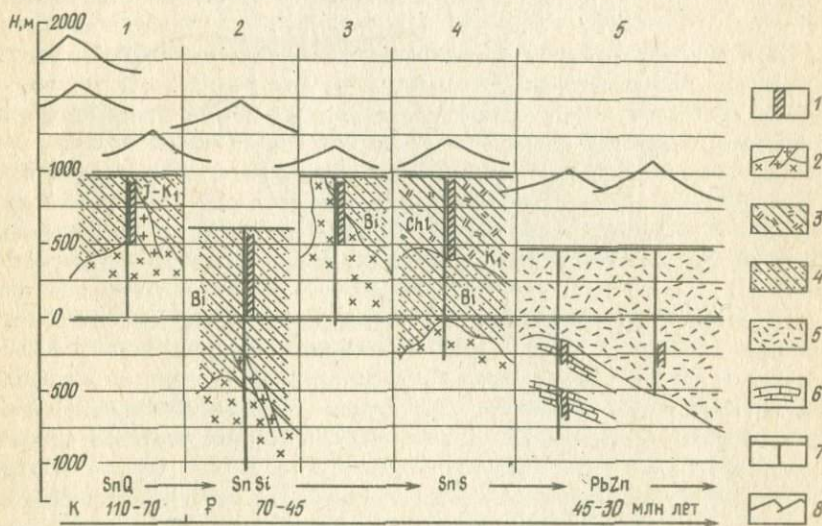


Рис. 42. Влияние уровня среза и неотектоники на "этажи" (1-5) оруденения Сихотэ-Алиня:

1 — интервал промышленного оруденения; 2 — интрузии лейкогранитов эоценового возраста; 3 — хлоритовые роговики; 4 — биотитовые роговики; 5 — мел-палеоценовые эффузивы; 6 — мезозойские осадочные образования с линзами известняков; 7 — горные выработки и скважины; 8 — уровни рельефа; рудные формации: SnQ — касситерит-кварцевая, SnSi — касситерит-силикатная, SnS — касситерит-сульфидная, PbZn — свинцово-цинковая.

вмещают наибольшее количество даек и рудных тел. Таким образом морфоструктурные характеристики рудных полей могут быть индикаторами особенностей их глубинного строения.

2. Поиски наиболее благоприятных гипсометрических уровней оруденения являются дополнительным критерием для прогнозирования скрытого оруденения. Методика проведения работ должна существенно отличаться в зависимости от возраста орогенического сооружения и оруденения. Принципиально наиболее различаются области позднеальпийского горообразования с неоген-раннечетвертичным оруденением и области многофазного развития с более древними эпохами оруденения.

Для позднеальпийских складчатых областей было показано, что оруденение, как правило, размещается в высоком ярусе гор ниже фрагментов плиоценовых поверхностей выравнивания на глубину образования данной рудной формации. В качестве примера рассмотрим решение задачи прогнозирования такого типа оруденения, используя для этого данные И. Вапцарова по особенностям размещения полиметаллического оруденения в Старой Планине. Известная глубина залегания оруденения h составляет 400 м от древней поверхности выравнивания N_2 , которая распространена в блоке A_1 на высоте 1600 м, а в блоке B_3 на высоте 1200 м (рис. 43). Требуется найти глубину залегания оруденения x в блоках A_2, A_3, B_1, B_2, B_3 с учетом величины их эрозионного среза (d):

A_1 ($h = d; x = 0$) — руда выходит на поверхность

A_2, A_3 ($d > h$) — руда уничтожена эрозией

B_1, B_2 ($x = h - d$) — благоприятные блоки, при $h = 400$ м, если $d = 200$ м, то глубина оруденения 200 м, при $d = 300$ м, $x = 100$ м

B_3 — бесперспективный блок, так как рудовмещающий слой погружается ниже глубины залегания оруденения.

Рассмотренный случай по существу сводится к оценке величины эрозионного вреза, которая легко определяется морфометрическими методами.

В областях с более сложной историей развития и более древними эпохами оруденения приходится пользоваться эмпирическими данными. Требуется прежде всего выделить морфоструктурные зоны и произвести морфометрический анализ блоковой тектоники с привлечением данных по гипсометрическим уровням распространения тех или иных рудных формаций. Рассмотрим решение такой задачи на конкретном примере Сихотэ-Алиня. В современном эрозионном срезе этой области отмечается два наиболее хорошо выраженных уровня промышленного оруденения. В интервалах от 1,3 до 0,5 км сосредоточена основная масса месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формации. Эти месторождения распространены в пределах морфоструктурной зоны Центрального Сихотэ-Алиня, где средние высоты блоков колеблются от 1,3 до 2,0 км. Блоки максимальных поднятий являются бесперспективными из-за интенсивного эрозионного среза. Промышленная минерализация размещается: в блоках с высотами 1,0–1,3 км (высота их совпада-

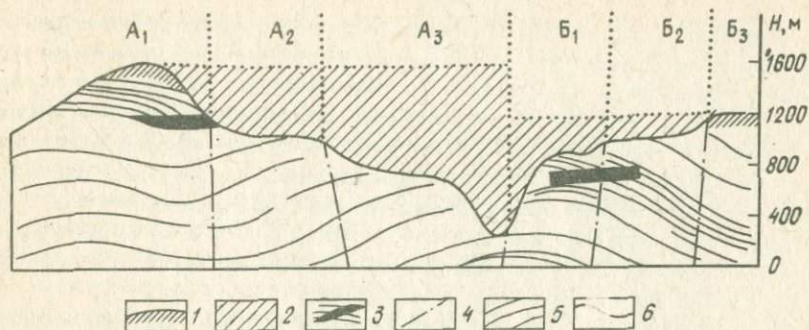


Рис. 43. Определение глубины залегания оруденения по уровню эрозионного среза:
 1 — поверхность выравнивания (дорудная); 2 — величина эрозионного вреза, 3 — зона оруденения; 4 — разломы, ограничивающие блоки (A_{1-3} , B_{1-3}), для которых требуется вычислить глубину залегания оруденения; 5 — залегание слоев рудовмещающей толщи; 6 — современная поверхность денудационно-аккумулятивного рельефа гор

ет с верхним уровнем интервала промышленного оруденения, т.е. оно выходит на поверхность).

Второй интервал промышленного оруденения Сихотэ-Алиня — касситерит-сульфидная и свинцово-цинковая формации распространены от 0,5 до —1 км, т.е. ниже уровня океана. Свинцово-цинковое оруденение размещается в пределах Прибрежной морфоструктурной зоны восточного склона хребта Сихотэ-Алинь в блоках рельефа, высоты которых значительно ниже окружающих их блоков (0,7—0,6 км при максимальных высотах соседних блоков до 1,0—1,6 км). При этом наиболее характерна приуроченность оруденения к нижним частям вулканотектонических структур, палеокальдерам и к блокам мезозойских осадочных пород под подошвой мел-палеогеновых эффузивов.

Именно такие пониженные блоки рельефа при прочих благоприятных факторах могут быть индикаторами скрытого оруденения нижнего яруса.

Следует также обратить внимание, что в рассмотренном случае оба гипсометрических уровня оруденения Сихотэ-Алиня приурочены к различным в генетическом отношении палеопервностям денудационного рельефа гор. В пределах Центрального Сихотэ-Алиня оруденение формировалось в условиях интенсивного денудационного среза палеосвода, возникшего еще в конце нижнего мела, в Прибрежной зоне — вблизи законсервированной вулканитами доверхнемеловой поверхности выравнивания.

Как уже отмечалось, наличие фрагментов древних поверхностей выравнивания в полициклических орогенных областях является важным поисковым критерием, в том числе и для поисков скрытого оруденения. Такое поисковое значение имеет доюрский (триасовый) пенеплен Южно-

го Тянь-Шаня, который консервируется подошвой юрско-меловых красноцветных отложений. Распространение его не заходит дальше высотного яруса гор 3—3,5 км. Именно с этим ярусом связано разнообразное редкометальное, полиметаллическое, сурьмяно-ртутное оруденение Центрального Таджикистана. Гобийский пенеплен Южной Монголии (1,3—1,5 км), с которым связано флюоритовое оруденение, фиксирован подошвой цаганцабских эффузивов нижнемелового возраста. С неогеновой поверхностью выравнивания Западного (3,5 км) и Восточного (4,5 км) Памира, связаны проявления комплексной (W, Bi, Au, Ag, Pb, Zn), оловянной и боросиликатной формаций.

Оценка перспективности геоморфологических уровней оруденения, не только экспонированных, но и погребенных, в орогенических областях является важным фактором прогнозирования скрытого оруденения.

Морфоструктурный анализ рельефа применяется в совокупности с другими методами прогнозно-металлогенических исследований и позволяет оценивать неотектоническую подвижность блоков, условия денудационного среза, закономерности структурного контроля в размещении орогенных рудных формаций. К важнейшим положениям, позволяющим научно обосновать использование морфоструктурного анализа в металлогенических целях, являются установленные общие связи рельефа орогенных областей с особенностями их глубинного строения, тектоникой, магматизмом и металлогенией.

1. Структурный план рельефа обусловлен каркасом главнейших структурных элементов, границами которых обычно служат разломы глубокого заложения, неоднократно оживляющиеся в геологической истории, границы ранее сформированных структурных форм, а также скрытые магматические массы и глубинные неоднородности фундамента.

2. Одно из важных следствий этого положения — закономерное проявление морфоструктурной зональности горных стран, как специфической формы связи их геоморфологической, неотектонической и формационной зональности. Различается каркасная продольно-поперечная и концентрическая морфоструктурная зональность, которая определяется различными типами тектономагматических процессов — образованием покровноскладчатых структур и сводообразованием. В соответствии с этим следует различать типы металлогенической зональности, которая в областях полициклического развития имеет интегральный характер.

3. Выявление крупнейших линеаментов, ограничивающих основные морфоструктурные элементы, имеет важное поисковое значение. Продольная неоднородность горноскладчатых сооружений определяется сквозными системами нарушений. Отмечается особая активность этих структур в поздне- и посторогенные стадии развития, когда они характеризуются повышенной магматической проницаемостью и рудоносностью. Новые данные, полученные с помощью космических снимков на значительные части континентов, позволяют увязать геодинамические аспекты плитной тектоники с различными типами сквозных структур. На отдельных участках они могут развиваться как зоны растяжения и континентального рифтообразования, или раннего рифтогенеза с более поздним перекрытием аллохтонными пластинами офиолитов (Оманский, или Кипрский типы), на других — служат сутурными зонами столкновений микроплит или микроконтинентов с преобладающими движениями сдвига-надвигового типа... По-видимому, смещения со сдвиговой составляющей и наиболее характерны для сквозных структур, погребенных под чехлом более поздних осадков и в фундаменте платформ.

4. Осуществлен новый подход к оценке денудационного среза в связи с динамикой развития морфоструктур орогенных областей. Проанализированный обширный региональный материал позволил охарактеризовать типовые морфоструктурные обстановки, выделить эволюционные ряды однотипных морфоструктур и рассмотреть условия вывода в современном срезе и сохранения от денудации оруденения, формирующегося в разные стадии орогенного развития.

5. Разработаны морфоструктурные и космоаэрогеологические критерии поисков эндогенного оруденения, включая типоморфные блоковые, кольцевые структуры, различные типы разломов, узлы пересечения. Последние охарактеризованы как аномальные блоки, отличающиеся по комплексу признаков, включая геофизические; они обладают особой сложностью и неоднородностью строения, глубиной и специфическим режимом подвижности составных частей. В их пределах региональные сквозные структуры выражаются линейными зонами особой магматической проницаемости, локализуемыми поля гидротермально- и метасоматически измененных пород и наиболее крупные промышленные залежи и тела.

Выявленные закономерности формирования и строения морфоструктур горных областей и связь их с размещением полезных ископаемых позволяют переходить на новый уровень металлогенических исследований, связанных с моделированием главных признаков металлогенических объектов различного ранга и прогнозированием скрытого оруденения.

1. *Беляевский Н.А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. — М.: Недра, 1981.
2. *Боровиков А.М., Ковалевский В.Е., Прусевич А.А.* Стандартизированная методика серийного дешифрирования космоснимков с многократным контролем сходимости по материалам Сибири // Космические методы изучения природной среды Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск, Наука, 1983. — С. 100—113.
3. *Буш Б.А.* Трансконтинентальные линейаменты и проблемы мобилизма // Геотектоника. — 1983. — № 4. — С. 14—26.
4. *Васильев В.И.* Распределение рудных тел и узлов в центрально-площадных структурах // Тр. ВСЕГЕИ, 1973, С. 46—50.
5. *Волчанская И.К.* Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. — М.: Наука, 1981.
6. *Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н.* Морфоструктурные образы рудоконтролирующих линейных зон и узлов Средней Азии // Дистанционные исследования при поисках полезных ископаемых. — Новосибирск, Наука, 1986. — С. 74—80.
7. *Вольперт М.И., Востоков Е.Н.* Узловые структуры земной коры и особенности современных движений в их пределах // Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Т. I. — Таллинн, 1982. — С. 91—92.
8. *Зубин М.И., Таракановский А.А.* Глубинное строение современных вулканических областей Камчатки (по гравиметрическим данным) // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. — Владивосток, 1985. — С. 55—57.
9. *Кальметьева З.А., Лесик О.М.* О связи афтершоков Исфара-Баткенского и Хайдарканского землетрясений с разрывной тектоникой // Геофизические исследования сейсмогенных зон Киргизии. — Фрунзе, Илим, 1983. — С. 18—34.
10. *Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линейаментной тектоники. — Л.: Недра, 1986.
11. *Критерии* прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1986.
12. *Кунин Н.Я., Потальев С.В., Шейх-Заде Э.Р.* Основные особенности рельефа поверхности Мохоровичича Азии. — ДАН СССР, 1985. — Т. 291. — № 3. — С. 673—677.
13. *Лишневский Э.Н., Миронюк А.Ф., Ложников А.В.* Объемное строение и оловоносность Эзоп-Ям-Алиньского района в Приамурье // Геология рудных месторождений. — 1981. — № 6. — С. 90—98.
14. *Металлогения* скрытых линейаментов и концентрических структур / И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, Н.Т. Кочнева и др. — М.: Недра, 1984.
15. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
16. *Назаретян С.Н.* Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). — Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1984.
17. *Радкевич Е.А.* Металлогенические зоны Тихоокеанского рудного пояса (Объяснительная записка к Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса масштаба 1:10000000). — Владивосток, 1984.
18. *Радкевич Е.А., Бабич О.Н., Федчина Г.Н.* Месторождения Тихоокеанского рудного пояса (кадастр). — Владивосток, 1984.
19. *Рудоконцентрирующие* структуры Азии и их металлогения. / М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. — М.: Недра, 1983.
20. *Рудоносность* и геологические формации структур земной коры. / В.В. Жданов, К.А. Марков, Б.М. Михайлов и др. / Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1981.

21. Рундквист Д.В., Волчанская И.К. Неотектоника и металлогения // Геотектоника. — 1987. — № 3. — С. 3—16.

22. Сквозные рудоконцентрирующие структуры // Мат. Всес. совещ. — М.: Наука, 1989.

23. Скублова Н.В. Структурно-геоморфологические методы прогнозирования металлогенических исследований. — Л.: Недра, 1987.

24. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. — М., Наука, 1985.

25. Тектоно-магматические и металлогенические исследования на основе материалов дистанционных съемок / Под ред. А.В. Перцова, Г.В. Гальперова, И.К. Рундквист. — Л.: Недра, 1988.

26. Тектоно-магматические факторы концентрации оруденения / Под ред. М.А. Фаворской. — М.: Наука, 1988.

27. Темников Ю.И. Механизм формирования рудосных гранитоидных плутонов Забайкалья // Докл. АН СССР. — Т. 260. — № 1; 1981. — С. 34—40.

28. Трофимов Д.М. Об узлах пересечения разрывных нарушений и их роль в строении земной коры // Методы дистанционных исследований для решения природоведческих задач. — Новосибирск, Наука, 1986. — С. 9—12.

29. Фузайлов И.А., Зуннов Ф.Х. Особенности строения земной коры основных геоструктур Средней Азии // Некоторые актуальные проблемы геологии и рудосности складчатых поясов. — Ташкент, 1980.

30. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. — М.: Недра, 1987.

31. Щеглов А.Д., Уткин В.В., Раткин В.В. О роли сдвиговых дислокаций в формировании стратиформных месторождений свинца и цинка // Тихоокеанская геология. — 1983. — № 3. — С. 47—55.

32. Annotated bibliographies of mineral deposits on the western hemisphere. Ed. D. Ridge. Pennsylvania, The Geological Society of America. Inc. Memoir, v. 131, 1972.

33. Geomorphology from space. A global overview of regional landforms. Ed. N. M. Short and R. W. Blair. NASA, Washington, DC, 1986, p. 122—123.

34. Kutina I. Regularities in the disturbed distribution of ore deposits along 2 "Mendocino latitude", Western United States — Global tectonics and metallogeny, 1980, v. 1, N 2, p. 134—193.

36. Tweto O., Case G.E. Gravity and magnetic features as related to geology in the Leadvill Quadrangle, Colorado. Geol. Survey Prof. Paper, 1972, 726, p. 34.

35. Sapognicova E.N. The morphostructure of the continental extremity of Asia and the forecast of the perspective ore areas. Pred. Soviet — China Simp. "Geology, Geophisic and Geochemistry and metallogeny of Asia — Pacific continental margin". Vladivostock, 1987, p. 123—135.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
1. Структурный анализ рельефа в металлогении	5
2. Морфоструктурный анализ.	29
3. Дешифрирование материалов дистанционных съемок для выявления рудоносных структур	64
4. Комплексование морфоструктурных и геофизических исследований для поиска скрытых и погребенных структур	81
5. Структурная и металлогеническая зональность подвижных областей.	104
6. Анализ денудационного среза и палеогеоморфологические реконструкции периодов рудообразования	119
7. Прогнозирование скрытого оруденения по комплексу признаков	144
Заключение.	155

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Волчанская Инга Константиновна
Сапожникова Елена Николаевна

**АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Заведующий редакцией *В.А. Крыжановский*
Редактор издательства *Л.А. Журавлева*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Обложка художника *К.В. Голикова*
Технические редакторы *Л.Н. Фомина, С.Г. Веселкина, Н.С. Анашкина*
Корректор *М.Л. Грабилина*
Оператор *Л.В. Фролова*
ИБ № 7693

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 28.12.89. Т — 20126.
Формат 60x88¹/₁₆. Бум. офсетная № 2. Гарнитура Универс. Печать офсетная.
Усл.-печ. л. 9,8. Усл. кр.-отт. 10,04. Уч.-изд. л. 11,23. Тираж 1260 экз.
Зак. № 274 /1755-2. Цена 55 коп.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине

Ордена "Знак почета" издательство "Недра".
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата" Госкомитета СССР
по печати.
109033, Москва, Волочаевская ул., 40

алон.

55 коп.

5255

НЕДРА