Геологическая литература

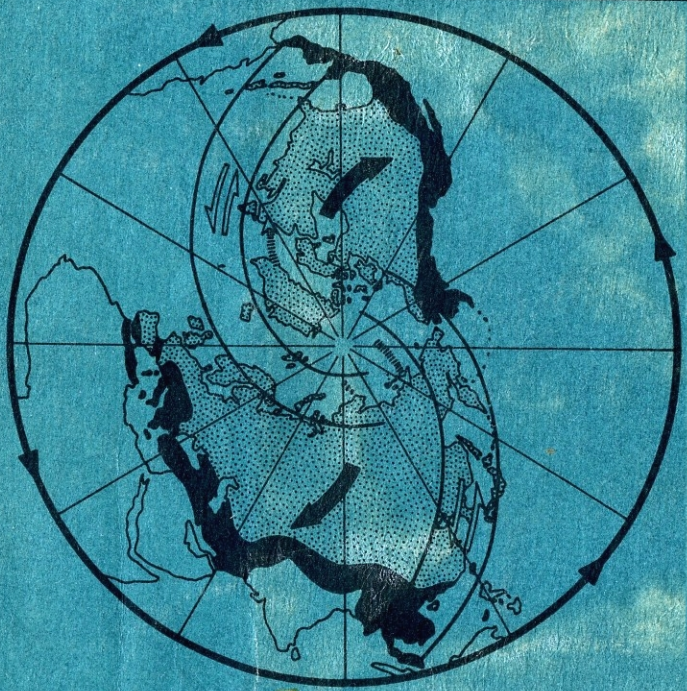


Геологическая литература

«Наука»

В.П.Уткин

Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование





АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт

В.П.Уткин

Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование

Ответственный редактор
член.-кор. АН СССР А.Д. ЩЕГЛОВ



МОСКВА "НАУКА" 1989

УДК 55I.24:553.2I2+553.3./4(57I.63)

Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование/ В.П.Уткин. - М.: Наука, I989. - I66 с. - ISBN 5-02-003235 -2

Работа посвящена анализу комплекса сдвиговых дислокаций и их роли в формировании и размещении в континентальной коре магматических образований и рудных месторождений. На примере Сихотэ-Алиня показана эволюция сдвиговых дислокаций от пликативных к деструктивным формам, обеспечившим растяжение коры и формирование вулкано-плутонического пояса с вертикальной магмометаллогенической зональностью. Решающая роль сдвиговых дислокаций в генерации и перераспределении рудномагматического вещества в земной коре определила закономерности размещения рудных районов, узлов и месторождений. Установлен иерархический ряд генетически соподчиненных рудоконтролирующих структур сдвиговой природы.

Для геологов, тектонистов, специалистов, изучающих геодинамические и структурные условия проявления магматических и рудных образований земной коры.

Ил. 73. Библиогр.: I50 назв.

Рецензенты: И.Н.Говоров, В.В.Голозубов

у $\frac{I804020000-523}{055(02)-89}$ 368-89, кн.2

(С) Издательство "Наука", I989

ISBN 5-02-003235-2

Предисловие

Тесная пространственно-временная связь магматизма, рудообразования и тектоники не вызывает сомнений, и рассмотрение этих синхронных явлений как единого процесса всегда представляет исключительный интерес. Однако если вещественная форма проявления этого многогранного природного процесса изучается широко и детально, то тектонические условия магматизма и рудообразования исследуются все еще недостаточно.

Такое положение складывается по-видимому из-за недооценки роли тектонических факторов в формировании магмы и рудообразовании. Во многих работах, посвященных проблемам магматизма, если и делается попытка изложить тектонические условия его проявления, то чаще всего без привлечения новых фактических материалов, а лишь на основе теоретического анализа с использованием таких терминов, как "деструкция коры", "орогенный" или "посторогенный магматизм", "рифтогенез", "субдукция", "тектоническая активизация" и т.п. Эти термины, как известно, отражают лишь общие, зачастую весьма расплывчатые, а потому и неоднозначные понятия о тектоногенезе и без дополнительных подтверждений новыми фактическими материалами не могут с необходимой для сегодняшнего дня полнотой объяснить тектонические условия магматизма и рудообразования. Очень слабо исследована геодинамика тектонических дислокаций. Между тем геодинамический фактор является главным в формировании наиболее ярко выраженных структурных элементов земной коры - складчатых и разрывных систем, а также структур, связанных с деструкцией земной коры и контролирующих магматизм и рудообразование. Геодинамические режимы, как известно, весьма разнообразны, и лишь некоторые их формы способствуют высвобождению, движению и перераспределению глубинного вещества в земной коре, определяя тем самым пространственно-временные закономерности проявления магматизма и рудообразования. Решению проблемы влияния геодинамического фактора на процессы магматизма и рудообразования и были посвящены наши исследования.

Полигоном для детального изучения геодинамических условий проявлений магматизма и формирования месторождений служил Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс - крупное звено Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического мегапояса. Вулканизм в пределах пояса протекал, как известно, в условиях значительного растяжения континентальной коры, поэтому важно было выявить природу

этого явления. В свою очередь, пространственный контроль вулканизма и растяжения коры глубинными разломами допускает предположение о том, что эти синхронные процессы явились следствием геодинамической активизации глубинных разломов. Отсюда вытекает задача детального изучения кинематических характеристик, разломов, рассекающих консолидированное основание вулканогенных образований. Ясно, что проблему формирования вулканогенного пояса нельзя решить без исследования геодинамики фундамента, на котором он формировался. При этом важно выявить и исследовать тип активизации глубинных разломов фундамента, который привел к созданию геодинамического режима, благоприятствующего вулканизму и оказавшему решающее влияние на весь ход развития вулкано-плутонического пояса.

Решение поставленных задач было нацелено на выявление роли геодинамического фактора в процессе не только вулканизма и интрузивного магматизма, но и рудообразования, так как это различные по форме, но генетически тесно связанные между собой процессы высвобождения глубинного вещества, происходившие либо последовательно, либо синхронно в сходных (или одинаковых) геодинамических режимах земной коры. Без такого рода комплексных исследований, по-видимому, не возможна расшифровка генетических и пространственно-временных связей между магматизмом, рудообразованием и тектоникой, так же как не возможно и познание природы закономерностей размещения рудных месторождений, что являлось также одной из основных задач программы наших работ.

Ранее было установлено [104], что в конце раннего мела, в позднем мелу и в кайнозое тектоническое развитие Сихотэ-Алиня определялось главным образом сдвиговыми дислокациями. Именно в это время в Сихотэ-Алине высвобождались значительные объемы глубинного вещества и энергии: в конце альба широко проявился интрузивный магматизм, в позднем мелу процессы вулканизма сформировали вулканогенный пояс, в то же время образовалось большинство рудных месторождений, и наконец, в кайнозое получил развитие базитовый вулканизм. Выводы о пространственно-временной связи рудно-магматических процессов и сдвиговых дислокаций послужили обоснованием для постановки исследований по выявлению роли сдвигового геодинамического режима в рудообразовании.

При изучении роли сдвигового геодинамического режима в формировании структур рудных месторождений Сихотэ-Алиня учитывалось, что рудные месторождения являются частной формой проявления региональных тектоно-магматических процессов. Поэтому к пониманию природы рудных месторождений и закономерностей их пространственного размещения и внутреннего строения мы шли через анализ тектонического развития Сихотэ-Алиня в целом. Была предпринята попытка расшифровать геодинамическую сущность региональной тектоники, которая не только обеспечила инъекцию и перераспределение в континентальной коре рудных веществ, но и создала условия для таких форм высвобождения глубинного вещества, как интрузивный и дайковый магматизм, вулканизм.

Оценка роли геодинамического фактора в высвобождении и в закономерностях локализации глубинного вещества в континентальной коре осуществлялась на различных иерархических уровнях – от формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса до образования отдельных месторождений и рудных тел. Исследовались пространственно-временные и генетические связи между рудоконтролирующими структурами различных рангов. Путем специально разработанной методики изучались геодинамические условия формирования металлогенических зон, рудных районов, узлов, месторождений, отдельных рудных тел.

В целях выяснения роли сдвиговых дислокаций в формировании рудоконтролирующих структур было детально проанализировано более двадцати рудных месторождений. На каждое из месторождений, как и на ряд рудных районов, и на Сихотэ-Алинь в целом составлены карты и схемы закономерностей строения и геодинамики их формирования. При этом были использованы десятки геологических карт разного масштаба, а также металлогенические карты, схемы и материалы геофизических исследований Сихотэ-Алиня. В рудных районах и на месторождениях по ранее разработанной методике [104] были проведены полевые исследования, направленные главным образом на изучение кинематических характеристик разрывной тектоники и на расшифровку генетической и пространственно-временной связи между разнородными структурными элементами рудных объектов. Особое внимание уделялось изучению геодинамики раскрытия рудовмещающих структур. Проводились массовые замеры структурных и кинематических элементов с их последующим статистическим анализом на ЭВМ по специально разработанной программе "SDVIG=2" (авторы алгоритма В.П.Уткин, Б.К.Сорокин, В.Н.Долбнин).

Исследования проводились в течение многих лет. Вначале в объединении "Примгеология". Результаты этого этапа исследований были изложены в монографии "Сдвиговые дислокации и методика их изучения" [104], опубликованной под редакцией академика Ю.А.Косыгина и доктора геолого-минералогических наук Л.М.Парфенова. В дальнейшем работа проводилась в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР при содействии и поддержке члена-корреспондента АН СССР А.Д.Щеглова.

В полевых, камеральных и других работах большую помощь автору оказали П.Л.Неволин, Б.К.Сорокин, Ю.П.Кшманов, И.А.Шагвалиев, О.М.Молибог, Т.И.Карпенко.

В обсуждении проблем, затронутых в настоящей работе, в разное время участвовали член-корреспондент АН СССР Е.А.Радкевич, доктора геолого-минералогических наук Н.П.Васильковский, И.Н.Говоров, С.С.Зимин, А.М.Смирнов, В.Г.Хомич, В.И.Шульдинер; кандидаты геолого-минералогических наук А.А.Врублевский, В.Г.Гоневчук, В.В.Голозубов, А.В.Олейников, С.А.Щека и др. Всем товарищам, способствовавшим в разных формах выполнению данной работы, автор выражает искреннюю благодарность. Автор признателен своему учителю Б.А.Иванову.

Глава I. ВВЕДЕНИЕ В СДВИГОВУЮ ТЕКТОНИКУ

Ведущая роль горизонтальных движений земной коры в формировании тектонических структур (в том числе и рудоконтролирующих) в настоящее время признается многими исследователями. В связи с этим исключительно возрос интерес к сдвигам, которые как частная форма проявления горизонтальных движений блоков земной коры выделялись уже в прошлом веке. Однако детальное исследование сдвигов началось с середины нашего столетия, когда в отечественной литературе появился ряд работ методического характера, специально посвященных изучению этих дислокаций [19, 72, 90, 91 и др.]. Многочисленные примеры сдвиговых дислокаций и методические разработки по их изучению публиковались и в зарубежных периодических изданиях и монографиях [134, 139 и др.].

Напомним, что к сдвигам относят класс разрывов, у которых смещение происходит по простиранию сместителя. В зависимости от направления смещения противоположного от наблюдателя крыла сдвига (вправо или влево) различаются соответственно правые и левые сдвиги. По протяженности сдвиги разделяются на локальные, региональные, генеральные и более крупные - глобальные. Согласно С.И.Шерману [117], критерием отнесения сдвига к тому или иному рангу служит длина сдвига и ее отношение к мощности коры. Региональные сдвиги соизмеримы с мощностью коры, локальные меньше ее, генеральные по длине превышают мощность коры в 2 раза и более. Генеральные и глобальные сдвиги состоят из серии сближенных региональных и локальных сдвигов, образующих сдвиговые зоны.

Сдвиги обладают большей способностью проникновения в глубь земной коры и мантии по сравнению со сбросами и особенно взбросами с аналогичной амплитудой. Поэтому генеральные и глобальные сдвиги, как правило, секут всю земную кору и даже литосферу и являются разновидностью глубинных разломов. В связи с этим крупные сдвиги представляют большой интерес в отношении поисков полезных ископаемых, связанных с глубинными источниками рудообразования. Многие исследователи считают, что основная масса глубинных разломов имеет сдвиговую природу, а сдвиги вообще являются господствующим типом разрывов в земной коре [16, 59, 66, 72, 74, 75, 117, 126, 138, 144, 146-148 и др.].

Проявляясь в различных масштабах - от небольших сколов до зон, протягивающихся на сотни километров, - сдвиги уверенно выделяются в

различных регионах земного шара [112]. Дешифрованием аэро- и космофотоснимков удается выявить молодые сдвиги, отчетливо смещающие долины рек, современные конусы выноса, отложения речных террас, ледниковые морены. Доказательством доминирующей роли горизонтальных смещений по разрывным нарушениям являются результаты анализа сейсмологических данных. Изучением механизма землетрясений установлено, что в большинстве сейсмически активных областей доминирующим типом движений являются сдвиги [133]. Как показала статистическая обработка динамических параметров крупных землетрясений мира, в большинстве районов земного шара эти явления связаны с напряжениями сдвигового характера [146]. И наконец, изучением характера движений по разломам, происходившим при современных катастрофических землетрясениях, установлены преимущественно горизонтальные перемещения земной коры [52]. Об этом свидетельствуют не только структурные рисунки, свойственные этому типу движений, но и наблюдаемые непосредственно сдвиговые перемещения, в том числе и сооружений, созданных человеком: автомагистралей, железных дорог и т.д.

С развитием учения о глубинных разломах сдвигового типа [73, 74, 126, 139 и др.] все чаще обращается внимание на их глобальный характер. Многие исследователи считают глубинные сдвиги основным фактором глобального тектоногенеза [24, 75, 103, 104, 114, 126, 139, 148 и др.]. В силу латеральных, а не вертикальных смещений условия для значительных перемещений вдоль сдвигов более благоприятны, чем, например, для сбросов. В связи с этим амплитуды сдвигов по отдельным разломам достигают нескольких сотен километров. Крупнейший Альпийский сдвиг в Новой Зеландии имеет амплитуду порядка 500 км, сдвиг Грейт-Глен в Шотландии - более 100 км, сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии - около 500 км, а амплитуда сдвиговых смещений на некоторых участках, значительных по протяженности сдвигов океанического дна в восточной части Тихого океана, по данным магнитометрии составляет около 1600 км.

Широко предпринимаются попытки увязки глубинных сдвигов с латеральным перемещением крупных блоков (плит) земной коры [127, 135, 140, 142 и др.].

На сдвиговые зоны как показатель перемещения крупных блоков земной коры одним из первых обратил внимание Г.Беньоф [128], который, анализируя некоторые особенности геологического строения тихоокеанского орогенического кольца, выдвинул гипотезу о существовании в его пределах единой зоны гигантского правого сдвига, обусловленного перемещением континентальных масс по часовой стрелке вокруг океана. И хотя под давлением фактов эта гипотеза была оставлена даже самим автором [8], она послужила предвестником широкого использования глобальных сдвиговых зон в мобилистских построениях. Д.К.Краузе [43] выделяет экваториальный левый сдвиг, обусловленный относительным латеральным смещением континентов Южного и Северного полушариев. П.С.Воронов показал,

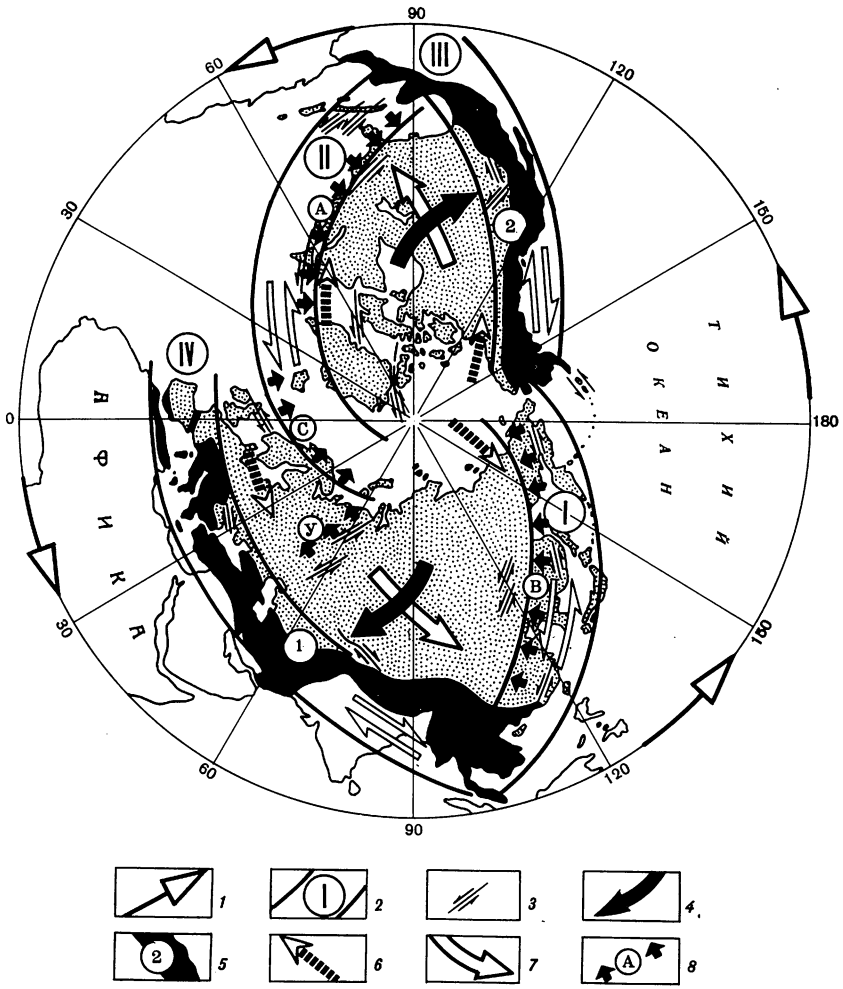
что основные закономерности в ориентировке глобальных сдвиговых зон и направлении смещений по ним, возможно, определяются трехосностью фигуры нашей планеты [25]. В соответствии с этой концепцией в Северном полушарии Земли им выделены зоны глобальных правых и левых сдвигов [24, 25].

Особенно широкое развитие системы сдвигов получили вдоль окраин континентов, что, по-видимому, свидетельствует о латеральной подвижности последних. В Северном полушарии выделены четыре глобальные сдвиговые зоны [103, 104]: Восточно-Азиатская и Европейско-Американская - левые, Евразийская и Северо-Американская - правые (рис.1).

В концепции тектоники литосферных плит сдвиги (трансформные разломы) являются одной из главных форм структурного выражения горизонтальных перемещений литосферных плит. Однако следует заметить, что трансформные разломы - это не истинные сдвиги. Знаки движений по трасформным разломам устанавливаются обычно на основе реконструкции механизма спрединга. В связи с этим обстоятельством, как справедливо отмечает К.П.Плюснин [75], в современной литературе существуют многочисленные изображения таких "теоретических" сдвигов с кинематикой, не обоснованной непосредственными наблюдениями. Поэтому такого рода изображения на картах и схемах нарушили чистоту выделения истинных сдвигов, которые исключительно четко отражают направление и время горизонтальных перемещений блоков земной коры и при корректном их изучении и систематизации могут быть самостоятельной основой мобилистских построений [103].

Закономерности строения и развития зон сдвиговых дислокаций

В отечественной и зарубежной литературе широко освещены многочисленные примеры исследований сдвиговых дислокаций, проявленных в земной коре, а также созданных экспериментально. В отдельных работах закономерности строения и развития зон сдвиговых дислокаций разбираются детально. Нет сомнения в том, что в настоящее время появилась крайняя необходимость обобщения детально осмысленных и систематизированных материалов, касающихся сдвиговой тектоники. Однако это можно сделать только путем создания крупной монографической работы. Наша цель - отразить основные законы строения и развития зон сдвиговых дислокаций и прежде всего те из них, которые играют важную роль в процессах магматизма и рудообразования. Эта часть монографии предназначена не столько для специалистов в области сдвиговых дислокаций, сколько для специалистов, основные интересы которых сосредоточены на проблемах магматизма и рудообразования, но стремящихся учитывать роль геодинамического фактора в генерации и перераспределении рудномагматических веществ в континентальной коре.



Р и с. I. Глобальные сдвиговые зоны окраин континентов /I03/

I – направление вращения Земли; 2 – глобальные сдвиговые зоны: I – Восточно-Азиатская, II – Европейско-Американская, III – Северо-Американская, IУ – Евразийская (стрелки – направления относительного смещения блоков тектоносферы); 3 – главнейшие сдвиги сдвиговых зон; 4 – направление преимущественного смещения континентов в позднем мелу-кайнозое с активизацией сдвиговых дислокаций в Восточно-Азиатской (I) и Европейско-Американской (II) глобальных сдвиговых зонах; 5 – шарьяжно-надвиговых поясов скучивания масс: Альпийско-Гималайского (I) и Северо-Американского (2); 6 – тыловые раздвиги и зоны растяжения; 7 – направление преимущественного смещения континентов в палеозое с активизацией сдвиговых дислокаций в Евразийской (IУ) и Северо-Американской (III) сдвиговых зонах; 8 – палеозойские шарьяжно-надвиговые пояса скучивания масс: Восточно-Азиатский (В), Уральский (У), Скандинавский (С) и Аппалачский (А)

В геологии, согласно Андерсону [I25], в основу морфогенетической классификации разрывов (сдвиг, надвиг, сброс) положено соотношение между направлением относительного движения разрываемых частей блоков и падением плоскости сместителя. Ориентировка сместителей в пространстве и направление движений вдоль них определяются тремя основными вариантами распределения главных взаимно перпендикулярных напряжений - максимального, среднего и минимального. Сдвиги формируются, когда максимальное и минимальное напряжения ориентированы горизонтально, а среднее - вертикально. В соответствии с этой классификацией сдвиг - разрыв с вертикальным или наклонным сместителем, по простиранию которого крылья смещены друг относительно друга [27].

Разрывная структура, охарактеризованная выше как сдвиг, является широко распространенной в природе и самой простой по строению (даже если состоит из нескольких субпараллельных разрывов) формой выражения сдвиговых дислокаций, возникающих в зонах сочленения сдвигающихся относительно друг друга блоков. Возможно поэтому представление о сдвиговых дислокациях зачастую ограничивается лишь понятием, вытекающим из выше приведенного и известного широкому кругу исследователей определения сдвига. Между тем в сдвиговые дислокации могут быть вовлечены различных размеров зоны сочленения сдвигающихся блоков. Ширина сдвиговых зон варьирует от первых сантиметров и метров до десятков и даже первых сотен километров (например, зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану). В зависимости от масштаба проявления, стадии развития, скорости смещения блоков, физических свойств образований, в которых происходят сдвиговые дислокации, последние выражаются в исключительно разнообразных структурных формах. Вместе с тем сдвиговые дислокации характеризуются вполне закономерным комплексом тектонических процессов и явлений. В пределах зон сдвиговых дислокаций формируется упорядоченная картина развития пликативных структур [2, 70, 71, 72, 89, I04, I36, I42 и др.], а также закладывается закономерная, генетически разнородная (сдвиги, сбросы, надвиги, раздвиги) сетка разрывных нарушений [52, 59, 90, I04, II8 и др.]. Сдвиговым дислокациям сопутствуют повышенные термодинамические потенциалы [3, I33, I46, I47], что обусловливает пластическое течение пород в нижних и средних горизонтах земной коры, а также метаморфизм и анатексис пород за счет вязкого разогрева среды. Эта важная роль сдвиговых дислокаций в создании условий, весьма благоприятных для генерации магматических веществ и для рудообразования, еще слабо изучена.

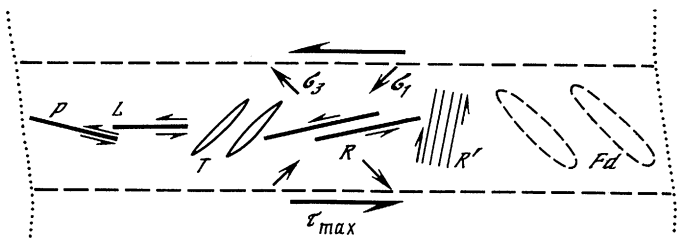
Таким образом, сдвиговые дислокации являются сложным и вместе с тем закономерным тектоническим процессом, который по многогранности проявления в земной коре выходит далеко за рамки представлений о сдвиговой тектонике, вытекающих из широко известного определения термина "сдвиг".

В целях расшифровки структуры и закономерностей развития сдвиговых дислокаций неоднократно проводились специальные полевые исследования

/ 39, 52, 89, 90, I04, I20, I45, I50 и др. / и особенно большое внимание уделялось изучению малых форм сдвиговых дислокаций / 52, I02, I45 и др. /. Это связано с тем, что сдвиговые зоны небольших размеров можно наблюдать не фрагментарно, как это происходит при изучении крупных структур, а в полном объеме, что позволяет исследовать пространственные и генетические связи между отдельными элементами сдвиговой структуры и в конечном итоге восстановить закономерности строения и развития сдвиговых зон.

В природных условиях наблюдаются лишь разрозненные результаты различных стадий сдвиговых дислокаций. На основе их реконструкций делается попытка восстановить общую деформационную картину и весь ход образования и развития отдельных структур в условиях сдвигового геодинамического режима. Существенную помощь в решении этой важной проблемы оказывает моделирование. Воспроизведением сдвиговых дислокаций на различных модельных материалах занимались многие исследователи / I6, 29, 3I, 32, 69, 89, II6, II8, I29–I32, I4I, I43, I49 и др. /. Несмотря на то что моделирование часто носит иллюстративный, качественный характер, не позволяющий делать однозначные выводы, сопоставление результатов моделирования и наблюдений природных сдвиговых явлений позволило установить основные закономерности развития сдвиговых дисклокаций и выявить главные структурные особенности проявления сдвиговых зон. Это достаточно полно отражено, например, в схеме С.С.Стоянова / 89 / (рис.2).

Сдвиговые дислокации можно разделить на три основных типа: пликативный, сколовый и деструктивный (раздвиговый). В основу отнесения сдвиговых дислокаций к тому или иному типу, кроме соответствующих их названию характерных структурных проявлений, положены различия роли сдвиговых дислокаций в степени и характере разрушения сплошности деформируемой среды, а следовательно, и в степени обеспечения ее проницаемости для глубинных веществ и энергоресурсов. Рассмотрение сдвиго-



Р и с. 2. Схема напряжений и структур в зонах сдвиговых дислокаций /89/

R R' – сопряженные трещины скола; P и L – косые и продольные сколы; T – трещины отрыва (раздвиги); Fd – система складок и надвигов; σ – направления напряжений; σ_1 – сжатия, σ_3 – растяжения; τ – напряжение скалывания

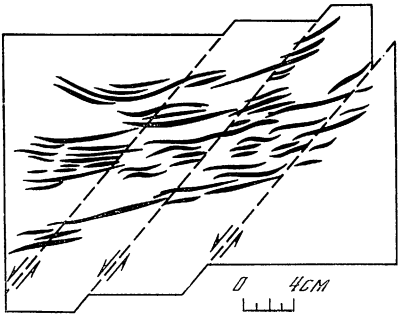
вых дислокаций под таким углом зрения вытекает из задачи выявления значения геодинамических факторов в процессах магматизма и рудообразования. Принципиальная характеристика роли пликативных, сколовых и деструктивных типов сдвиговых дислокаций в высвобождении и движении глубинных веществ сводится к следующему.

Пликативные сдвиговые дислокации деформируют среду без нарушения ее сплошности, и поэтому этот тип дислокаций не способствует высвобождению глубинных веществ. Сколовый тип сдвиговых дислокаций в отличие от пликативного нарушает сплошность среды, но сколовые нарушения слабо проницаемы и малоблагоприятны для инъекции глубинных магматических и рудных образований в значительных объемах.

В отличие от пликативного и сколового деструктивный (раздвиговый) тип сдвиговых дислокаций характеризуется развитием структур растяжения, разрушающих сплошность деформируемой среды таким образом, что обеспечивается исключительно высокий уровень ее проницаемости и, следовательно, создаются весьма благоприятные условия для процессов магматизма и рудообразования. Как будет показано, сдвиговые дислокации, эволюционируя, чаще всего проявляются в последовательности от пликативных форм через сколовые к деструктивным, поэтому в природе наблюдаются преимущественно комбинированные типы сдвиговых дислокаций.

Рассмотрим некоторые примеры, характеризующие основные формы выражения пликативных, сколовых и деструктивных типов сдвиговых дислокаций, наиболее часто наблюдаемых в природе и созданных экспериментально.

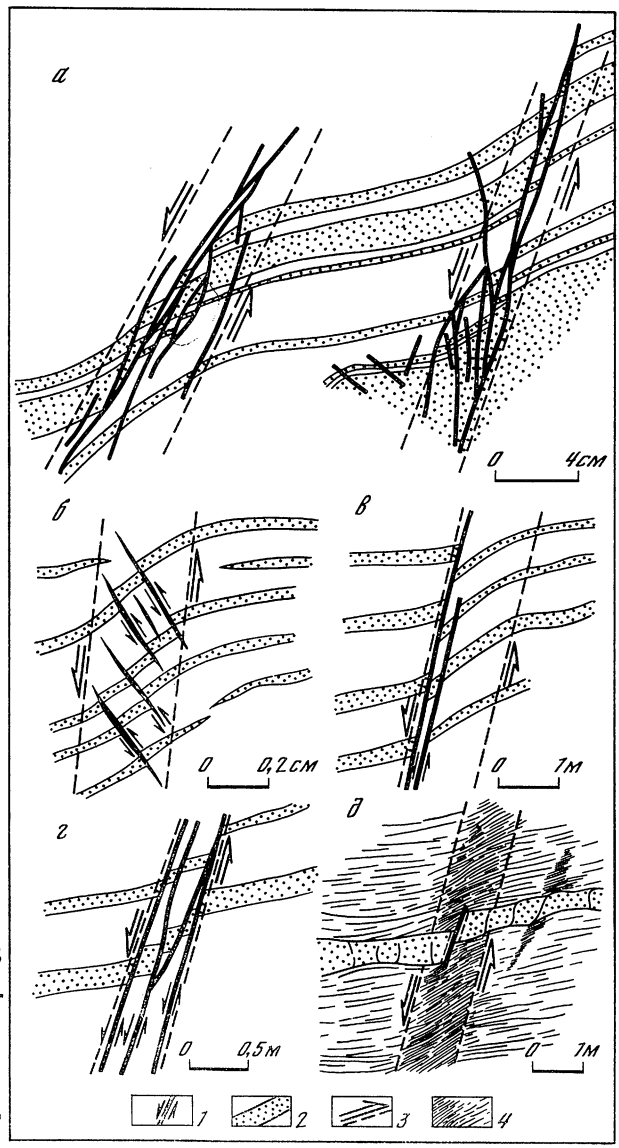
Пликативный тип сдвиговых дислокаций наиболее широко представлен в виде линейных систем складок волочения, которые формируются в пластичном чехле в результате сдвиговой активизации разломов консолидированного фундамента, что хорошо проиллюстрировано Г.В.Рязановым [81] (рис.3). Главной отличительной чертой сосдвиговой складчатости является закономерно косая ориентировка осей складок к сдвигам фундамента. Эта закономерность сохраняется и после того, как активизированные сдвиги фундамента, проникая к поверхности, рассекают уже смятый в складки чехол. Причем в условиях правосторонних сдвигов простирание складчатой системы отклоняется влево от простирания сдвигов, а в условиях левосторонних - вправо. Вблизи сдвигов вследствие действия сосдвиго-



Р и с. 3. Складкообразование в чехле под влиянием однонаправленного перемещения по сдвигам в фундаменте (эксперимент Г.В.Рязанова [81])

вого эффекта вращения простирание складок стремится приблизиться к простиранию сдвига (рис.4). Поэтому зона сдвига иногда выражается флексурной формой пликативных сдвиговых дислокаций.

По мере формирования складок с пологими шарнирами горизонтально лежащие слои приобретают крутые и вертикальные углы падения и в дальнейшем могут быть вовлечены в складчатость с развитием складок с крутопадающими и вертикальными шарнирами (аксоноклинали). Эту форму пликативных сдвиговых дислокаций мы называем аксоноклинальной, которая



Р и с. 4. Малые формы сдвиговых дислокаций сколового типа

а – рассредоточенный; б – рассредоточенный кулисный; в – сосредоточенный продольный; г – рассредоточенный продольный; д – сколовый и пликативный

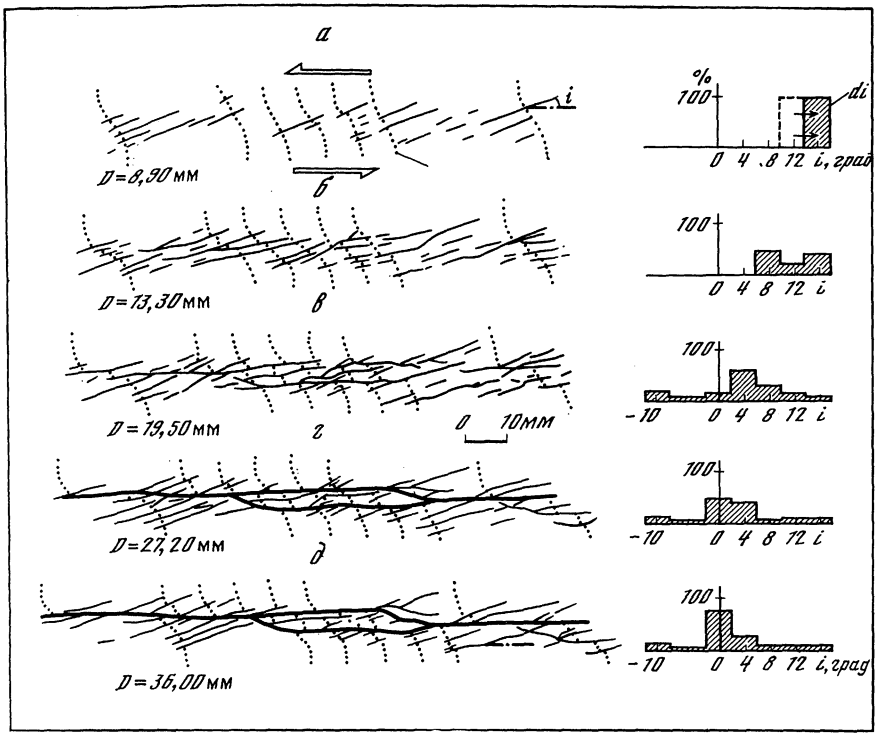
1 – разрыв (сдвиг) со следами смещений; 2 – слои песчаников; 3 – границы сдвиговых зон; 4 – алевролиты

при геологическом картировании фиксируется аномально нестабильным простиранием крутопадающих слоев.

Сколовый тип сдвиговых дислокаций прежде всего выражается собственно сдвигами, ориентированными вдоль сдвиговых зон (см. рис.4,а,в,г), либо косо (кулисно) к ним (см.рис.4,б), а иногда проявляется сложными комбинациями разноориентированных сдвигов, часто не выдержанных по простиранию (см.рис.4,а).

Сколовый тип дислокаций разделяется на сосредоточенный и рассредоточенный. Первый обычно представлен единичным сдвигом или тесно сближенной системой параллельных разломов (сдвигов), вдоль которых сконцентрировались одноактные или многоразовые сдвиговые смещения смежных блоков. Поверхность сместителя сдвига чаще плоская, с горизонтальной и пологой тектонической штриховкой и (или) бороздами скольжения и может сопровождаться зоной глины трения разной мощности. Смещение по сдвигу часто сопровождается также разворотом слоев и развитием аксоноклиналей. При значительных смещениях по сдвигу могут контактировать разновозрастные и разнофациальные образования. Наиболее характерными представителями такого типа сдвигов в Приморье являются Центральный Сихотэ-Алинский и Меридиональный сдвиги.

Сколовый рассредоточенный тип сдвиговых дислокаций выражается сериями субпараллельных относительно малоамплитудных разрывов (см. рис. 4,а,г), суммарные перемещения по которым нередко достигают значительных величин. Этот тип сдвиговых дислокаций широко распространен, но очень трудно картируется, так как суммарная амплитуда складывается из многочисленных малых смещений и наращивается постепенно с образованием сдвиговой зоны сколового типа. Для сдвиговой зоны сколового типа даже с большой суммарной амплитудой не свойственна четко выраженная и хорошо распознаваемая линейная граница между перемещенными блоками, какой обычно представлен сдвиг с движением в основном вдоль одной поверхности скольжения. Сдвиговые зоны в отличие от единичного сдвига охватывают значительные по ширине участки, в пределах которых пликативные сдвиговые дислокации могут либо не проявляться (см.рис.4,г), либо они проявлены в виде флексурных (см.рис.4,д) или аксоноклинальных форм. Кулисные размещения сколов в пределах сдвиговых зон, как показало моделирование, отражает эмбриональные формы проявления сдвиговых дислокаций. На ранних этапах развития сдвиговая зона выражается серией кулисно размещенных сколов (рис.5). По мере сдвигания в сдвиговой зоне появляются все новые и новые генерации сколов (сдвигов) с постепенным уменьшением величины угла между сколами и простиранием сдвиговой зоны. Наконец, в завершающую стадию развития вдоль зоны сдвигания формируется цельный, хорошо проработанный сдвиг. При этом сколы ранней генерации могут быть трансформированы в структуры растяжения.



Р и с. 5. Последовательность образования разрывов в зоне сдвиговых дислокаций (эксперимент Риделя [143])

а-д – стадии деформации; D – суммарное смещение по зоне; i – отклонение скола от общего направления движения; di – суммарное смещение по сколам, отклоняющимся на угол i в каждую из стадий движения

В некоторых случаях на отдельных участках сдвиговых зон развиваются надвиги и взбросы, которые по отношению к сдвиговым зонам ориентированы закономерно косо, отклоняясь вправо или влево от их простирания, что указывает на соответственно левостороннее или правостороннее смещение. Надвиги, оперяя частные сдвиги сдвиговых зон, а также формируясь между ними или на участках их выклинивания, ориентированы параллельно системам складок сдвиговых зон. Это обстоятельство свидетельствует об их генетическом родстве, обусловленном формированием складчатости и надвиговых систем в области сжатия сдвиговых зон.

Приведенные примеры преимущественно малых форм сколовых сдвиговых дислокаций, достоверность документации которых не вызывает сомнений, находят свои аналоги среди сдвиговых зон, по рангу соответствующих генеральным и глобальным. Примером сколового сосредоточенного типа дислокаций является Альпийский разлом с амплитудой правостороннего смещения до 500 км. К рассредоточенному типу дислокаций можно отнести систему продольных и косых сдвигов Шотландии и Северной Ирландии с ампли-

тудой левостороннего смещения только по разлому Грейт-Глен более 100 км. Кулисному типу сколовых сдвиговых дислокаций вполне отвечает морфология регионального разлома, получившего развитие на сочленении Сахарской плиты и гор Атлас, а также некоторые участки разлома Сан-Андреас.

Кроме пликативных и сколовых типов сдвиговых дислокаций, широкое развитие имеет деструктивный тип, который выражается в образовании структур растяжения. Они разрушают сплошность среды таким образом, что создаются условия, весьма благоприятные для процессов магматизма, и, главное, для миграции и локализации рудных веществ. Поэтому изучению деструктивных форм сдвиговых дислокаций мы уделяли особое внимание. Деструктивной формой сдвиговых дислокаций, наиболее широко распространенной и имеющей важное значение в рудолокализации, являются эшелонированные структуры растяжения.

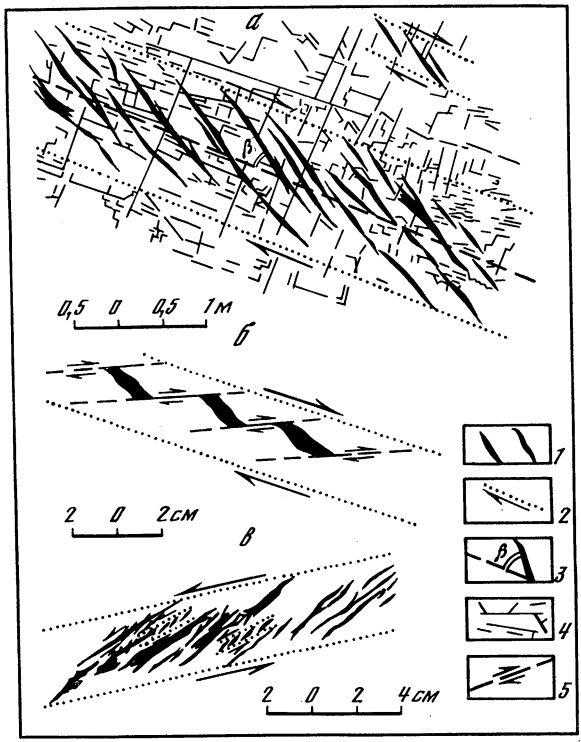
Изучением эшелонированных разрывных структур занимались многие исследователи [6, 25, 30, 52, 95, 102, 104, 115, 145, 150 и др.]. Кроме наблюдений за естественными образованиями, проводились эксперименты по воссозданию динамокинематических условий формирования эшелонированных структур растяжения [30, 130, 143 и др.].

В Приморье впервые рудолокализующие эшелоны разрывов растяжения нами были отмечены в 1968 г. при изучении структур оловорудных месторождений. В дальнейшем были выявлены некоторые закономерности пространственного положения эшелонированных структур растяжения [95] и собран фактический материал, характеризующий внутреннее строение и кинематику формирования этих структур [102]. Исследования велись главным образом на месторождениях, где устанавливалась пространственная взаимосвязь рудных тел и даек. Одновременно изучались малые формы эшелонированных структур, отличающиеся большим разнообразием, что позволило классифицировать их по морфокинематическим признакам.

Такие "эшелоны" на месторождениях Приморья в основном представлены кулисообразно расположенными рудными телами и дайками кислого и среднего состава. Кулисы малых эшелонов сложены преимущественно кварцем. Изученные эшелоны по своим основным морфологическим признакам сходны с подобными структурами, описанными в разных районах другими исследователями и созданными экспериментальным путем. Главными параметрами эшелона являются его длина и ширина (мощность), которые наиболее четко проявляются в срезе, проходящем через ось эшелона. Длина эшелона – это расстояние вдоль оси между крайними кулисами, а ширина – вдоль нормали к оси эшелона между его границами, которые условно проводятся через концы кулис (рис.6,7). Осью эшелона является линия, соединяющая центры масс кулис. Ось эшелона ориентирована горизонтально, наклонно или вертикально, поэтому ее пространственное положение определяется не только одним азимутом простирания, но и азимутом и углом погружения. Важным элементом строения эшелона является

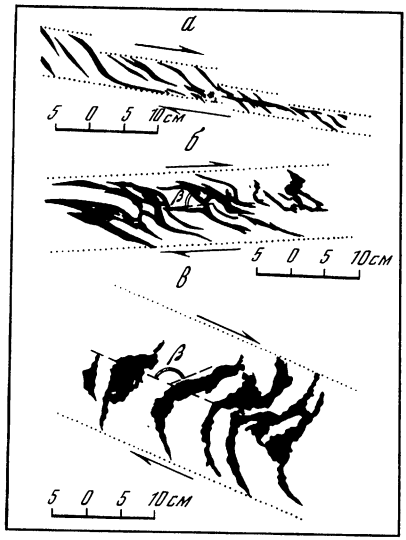
угол между простираниями его кулис и оси (см.рис. 6,7), измеренный в плоскости среза, проходящей через ось эшелона нормально поверхностям кулис. Такой срез в естественных условиях не всегда удается найти, но в тех случаях, где он наблюдался, угол между осью и кулисами эшелона изменялся от 5–10 до 60–70°, чаще составляя 40–45°, что соответствует величине угла между сколовыми разрывами и оперяющими их трещинами отрыва. Острый угол между кулисой и осью эшелона указывает на направление смещения блока относительно смежного с ним блока (см.рис. 6, 7). Там, где это удалось наблюдать, слои в зоне эшелона флексурообразно изогнуты, что подтверждает направление смещения блоков вдоль сдвиговой зоны (рис.8).

Наиболее распространенными формами кулис являются линейные (см.рис. 6,а) и линзовидные. Кулисы Z -образной формы (см.рис.7) характерны для правых сдвигов, а S -образной - для левых. При эшелонированном стро-



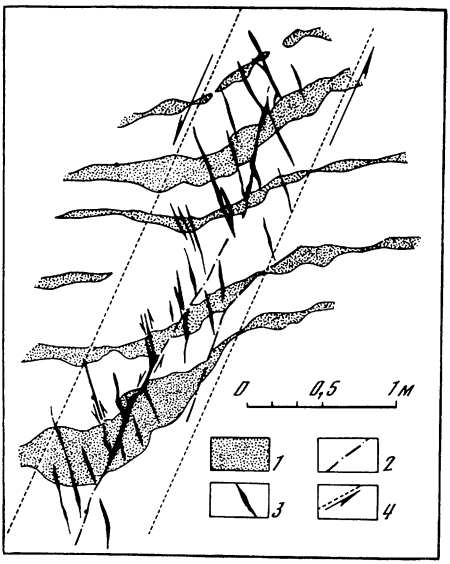
Р и с. 6. Строение сдвиговых зон деструктивного типа

а - параллельные эшелоны (форма кулис линейная); б - ступенеобразный эшелон; в - эшелон с линейными и эшелонированными кулисами; I - кварцевые прожилки; 2 - границы эшелона; 3 - угол между кулисами и осью эшелона; 4 - трещины скола; 5 - косые сдвиги



Р и с. 7. Морфология структур растяжения (кулис) сдвиговых зон

Ступенчатая (а) и линейные (б,в) сдвиговые зоны. Остальные условные обозначения те же, что и на рис.6



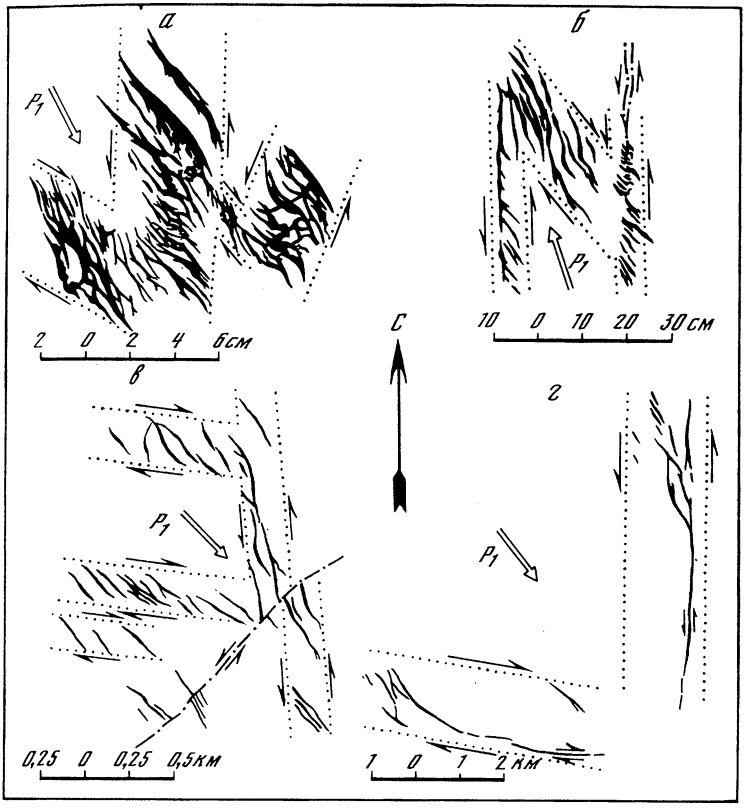
Р и с. 8. Флексурный изгиб слоев в сдвиговой зоне

I – песчаники; 2 – разрывы с признаками смещений; 3 – кулисы кварцевых прожилков; 4 – границы сдвиговой зоны

ении кулис возникают структуры – кулиса в кулисе (см.рис.6,в). Кулисы являются рудо- и дайковмещающими разрывными структурами и в период рудообразования испытывали растяжение. Но не всегда стенки этих структур содержат признаки, свидетельствующие о формировании структур в результате отрыва, а не скола. Напротив, стенки кулис часто гладкие, притертые и несут другие признаки скольжения явно дорудного или додайкового происхождения. Слои вдоль кулис часто смещены, причем направление смещения согласное с направлением движения блоков вдоль эшелона (см.рис.8). Из сказанного следует, что во многих случаях кулисные структуры растяжения (микрораздвиги) возникают в результате трансформации сколовых разрывов.

По пространственному взаимоотношению эшелонов выделяются параллельные и сопряженные. Особенно широкое развитие получили параллельные эшелоны с идентичной кинематической характеристикой (см.рис.6). Сопряженные эшелоны характеризуются разнонаправленным смещением (рис.9). Угол между осями сопряженных эшелонов изменяется от 45 до 80°, а их кулисы параллельны между собой (см.рис.9,а), но не всегда – часто кулисы одного эшелона параллельны оси сопряженного с ним эшелона (см. рис.9,б). Биссектриса угла между сопряженными эшелонами соответствует направлению сжатия, при котором формировались эшелоны кулисного типа.

Во многих случаях разрывы с признаками сдвиговых смещений по простиранию переходят в эшелоны кварцевых прожилков, причем форма кулис зако-

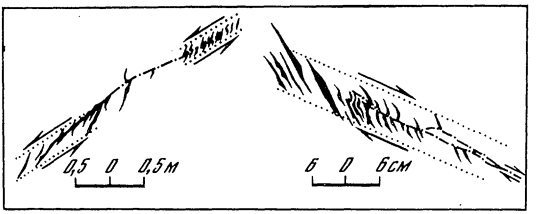


Р и с. 9. Малые формы сопряженных эшелонов (вверху) и крупные локализующие рудные тела на месторождениях

Пунктир – границы эшелонов; стрелки: тонкие – направление смещений, с P_1 – направление максимального напряжения сжатия

номерно меняется от кулис, разорванных и смещенных сдвигами до Z- и S -образных, постепенно переходящих в линейные формы (рис.10).

Эти примеры и результаты многих экспериментов, в частности Риделя (см.рис.5), раскрывают особенности развития сдвига (сдвиговой зоны) во времени. Очевидно, что во многих случаях на начальном этапе сдвигания блоков в зоне их сочленения формируется кулисная система сколов (см.рис.5) с их последующей трансформацией в структуры растяжения (микрораздвиги) линейной формы. Затем сдвиг, наращиваясь по простиранию или развиваясь снизу вверх, проникает в зону своего эмбрионального проявления. В результате линейные кулисы начинают деформироваться последовательно, приобретая Z – и S –образную форму, и, наконец, могут быть разорваны и смещены (см.рис.10; рис.11), что согласуется и с результатами опытов М.В.Гзовского [30].

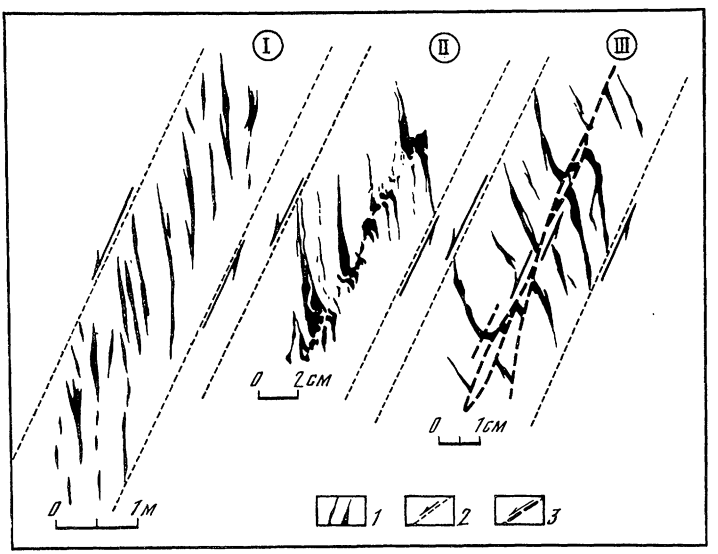


Р и с. IO. Характер перехода сдвига в эшелонированную структуру кулисного типа

Усл. обозначения те же, что и на рис. 6

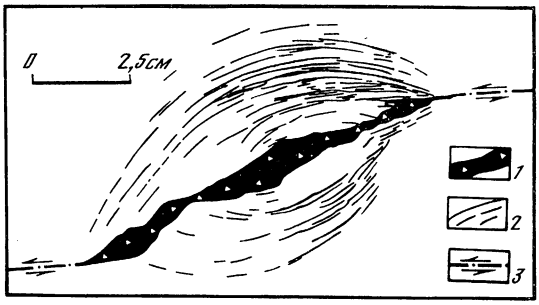
Эмбриональная форма проявления сдвиговых дислокаций рассматривается как потенциальные сдвиги, когда существенного сдвигания блоков не происходит, а разрядка напряжений сжатия реализуется в упругой деформации пород с приоткрыванием кулисной системы разрывов, что обеспечивает исключительно благоприятные условия для миграции и локализации мобильных веществ, в том числе и рудных. Необходимо подчеркнуть, что кулисные структуры растяжения часто формируются над глубинными разломами в процессе их незначительной сдвиговой активизации. В этих случаях важно оценить роль таких структур, как ловушек рудного вещества, поступающего по глубинным разломам.

Кулисная система разрывов растяжения формируется в условиях сжатия. Если сжатие выше предела упругости пород, на концах структур растяжения S -образной формы образуются сколы, сдвиговые смещения по которым приводят к разрядке напряжений сжатия (рис.I2). При этом структуры растяжения постепенно наращивают раскрытие на величину, равную ампли-



Р и с. II. Строение сдвиговой зоны на разных этапах (I, II, III) развития

I - кварцевые жилы; 2 - границы сдвиговых зон; 3 - сплошной разрыв (сдвиг); стрелки - направление сдвигового смещения



Р и с. I2. Раскрытие s-образной структуры растяжения в результате смещений по сдвигам

I - кварц; 2 - кварцевые прожилки, отражающие развитие концентрических разрывов в результате локального снятия напряжений сжатия вокруг структуры растяжения; 3 - сдвиги

туде сдвига по сколам. В этих случаях в результате генетического сочетания сдвиг-раздвиг образуются структуры, по морфологическим чертам сходные с известными в литературе трансформными разломами.

Если сдвиговая зона представлена системой параллельных разломов, то при их сдвиговой активизации ограниченные ими блоки могут испытывать растяжение с приоткрыванием разрывов, ориентированных поперек или косо к сдвигам (рис.I3). Эта деструктивная форма сдвиговых дислокаций обеспечивает исключительно высокий уровень проницаемости сдвиговых зон. Многократные смещения по частным сдвигам обусловливают длительное формирование значительных по размерам поперечных к сдвигам структур растяжения, благоприятных для высвобождения глубинного вещества в различных формах от вулканизма и интрузивного магматизма до рудообразования. Такого рода растяжения в пределах сдвиговых зон зачастую контролируют развитие вулкано-тектонических структур. В случае недокомпенсации структур растяжения глубинным веществом в их пределах формируются сбросы. Сбросы обычно ориентированы параллельно структурам растяжения, т.е. поперек, либо косо к сдвиговой зоне, отклоняясь от простирания последней в противоположную, чем надвиги и складчатость, сторону. Отметим, что значительное растяжение ограниченных сдвигами блоков земной коры ведет не только к формированию вулкано-тектонических структур - главных элементов вулканических поясов, но и к образованию таких крупнейших структур земной коры, как континентальные впадины [I9, I0I, I04, I06, I07, I09, I37] и окраинные моря [I0I, I08, I09]. Приведенные примеры, количество которых можно значительно увеличить, показывают, что деструктивные формы сдвиговых дислокаций в сдвиговых зонах развиваются закономерно и являются исключительно благоприятными структурами для высвобождения и локализации глубинных веществ, в том числе и рудных.

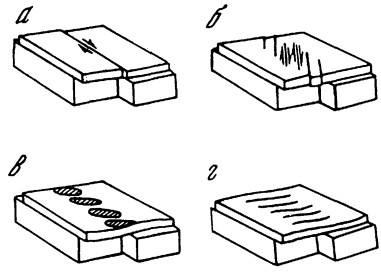
Систематизация обширных материалов, характеризующих сдвиговые дислокации на разных этапах их развития и в разных средах, а также результаты экспериментов позволяют реконструировать процесс формирования сдвиговых зон [104]. Закономерности сдвиговых дислокаций достаточно отчетливо проявляются при деформациях пластичного чехла в условиях сдвиговой активизации разломов консолидированного фундамента. В этих условиях в пластичном чехле прежде всего возникают разнообразные пликативные формы сдвиговых дислокаций. Зарождающаяся в чехле система эмбриональных складок ориентируется под углом около 45° к простиранию сдвигов фундамента (см.рис.3; рис.14). По мере развития системы складок в зоне зеркала складчатости (контакт фундамента и чехла) развиваются пологие срывы и одновременно в уже смятом в складки и в известной степени консолидированном чехле начинает проявляться сколовый тип сдвиговых дислокаций. В одних случаях в чехле может проявиться прямое продолжение сдвига фундамента (см.рис.14,а), а в других - над сдвигами фундамента, накладываясь на ранее сформированные складки, формируются эшелонированные, косые по отношению к сдвигам фундамента сколы с незначительными горизонтальными смещениями, согласными со смещениями в целом по сдвиговой зоне (см.рис.14,б). При дальнейших сдвиговых смещениях блоков фундамента процесс развития сколов в чехле не прекращается, в результате возникают все новые и новые генерации сколов. Причем, согласно экспериментам [143], угол между сколами и направлением сдвиговой зоны постепенно уменьшается и, наконец, формируются вертикальные и крутопадающие сместители, параллельные сдвиговой зоне (см.рис.5). При этом косые сколы более ранних генераций в порядке их появления трансформируются в микрораздвиги (начало проявления деструктивных форм сдвиговых дислокаций), которые, заполняясь разного состава инъекциями, под влиянием сдвиговых дислокаций, изменяют свое первичное простирание и форму от линейной до Z- и S-образной и, наконец, могут быть разорваны и смещены сколами последних генераций (см.рис.11). Процесс формирования раздвигов на этом не прекращается. В результате в раздвиги вовлекаются все новые и новые разрывы различного генетического типа с простираниями, охватывающими значительный сектор. Например, в левых северо-восточных сдвиговых зонах приоткрываются разрывы от субширотного до меридионального простирания. Процесс формирования раздвигов может захватить отдельные узкие плитообразные блоки, ограниченные частными сдвигами сдвиговой зоны, либо проявиться по всей ширине и длине сдвиговой зоны, или ограничиться по простиранию только отдельными ее участками. В результате сдвиговая зона претерпевает значительные деструктивные процессы.

Раздвиги по мере развития сдвиговых зон меняют свои размеры, от которых зависит и их форма. Так, на первом этапе трансформации скола образуется микураздвиг линейной или Z- и S-образной формы, ориентированный косо к сдвиговой зоне. Затем, по мере увеличения амплитуды



Р и с. I3. Строение зоны растяжения будинажно-сдвигового типа (месторождение Верхнее)

I- разрывы растяжения, выполненные рудной минерализацией; 2 - частные сдвиги сдвиговой зоны (стрелки - направление смещений)



Р и с. I4. Формы проявления на поверхности сдвигов в глубинном фундаменте по А.А.Ярошевскому [I24]

а- простое продолжение глубинного сдвига; б - ряд унаследованных кулисообразных сдвигов; в - ряд унаследованных кулисообразных складок; г - зона флексур или складок с крутыми осями

сдвига мощность раздвига также увеличивается, и он приобретает ромбовидную форму, обусловленную примерно равными размерами его длины и мощности. Величина раскрытия раздвига, т.е. его мощность, зависит не только от амплитуды сдвига, но и от ориентировки раздвига к создавшему его сдвигу. Максимальная мощность, равная амплитуде сдвига, бывает у раздвигов, ориентированных нормально к сдвигу. И наконец, при значительных сдвиговых смещениях раскрытие раздвигов достигает таких размеров, что их мощность может во много раз превышать длину. В этих случаях компенсированный раздвиг выглядит в виде узкого блока, вытянутого не косо, а параллельно сдвиговой зоне, ограничиваясь с флангов сдвигами этой же зоны.

Важно подчеркнуть, что возникающие в пределах сдвиговых зон раздвиги (структуры растяжения) формируются в условиях непрекращающегося латерального сжатия. Это приводит к тому, что интенсивно сжатые и малопригодные для инъекций сдвиговые зоны на участках развития раздвигов (деструктивных форм сдвиговых дислокаций) становятся хорошо проницаемыми для глубинных продуктов, которыми раздвиги заполняются по мере раскрытия. Здесь же могут происходить обрушения блоков пород по сбро-

совым сместителям, обусловливая вертикальную тектоническую штриховку. В результате формируются депрессии, которые обычно компенсируются продуктами эрозионного разрушения пород.

Раздвиги в условиях латерального сжатия представляют собой области снятия напряжений сжатия. В результате в зоне снятия напряжений сжатия вокруг раздвигов иногда формируются концентрические разрывы (см.рис.12), обычно присущие структурам центрального типа. Изменения ромбовидных и прямоугольных очертаний раздвигов на округлые и эллипсовидные происходят также по мере обрушения стенок раздвигов и при становлении в них интрузивных образований. Связанные, например, с гранитоидными массивами длительные процессы диапиризма еще более приближают первичные прямолинейные очертания магмолокализующих раздвигов к округлым формам. Приуроченные к глубоко проникающим раздвигам вулканы значительно увеличивают в пределах сдвиговых зон число куполовидных и других структур центрального типа.

Итак, очевидно, что формирование раздвигов является процессом растяжения (деструкции) сдвиговой зоны вдоль ее простирания. Этот процесс по своим динамическим характеристикам весьма схож с некоторыми формами будинажа слоистых толщ, когда одновременно со сжатием действует и пара сил. При будинаже межбудинное пространство расторгнутых компетентных слоев заполняется преимущественно пластичным материалом соседних пластов либо минеральными образованиями, например кварцем. Глубоко проникающие раздвиги, расторгающие сдвиговые зоны на отдельные блоки, могут компенсироваться, как уже отмечалось, глубинными инъекциями либо продуктами эрозии пород. В начальной стадии при развитии линейных микураздвигов, рассекающих сдвиговые зоны полностью или частично под косым либо прямым углом, формируется преимущественно блоковый будинаж, который может сохраняться и при увеличении мощности раздвигов, т.е. при увеличении расстояний между блоками-будинами. Однако в дальнейшем отдельные блоки-будины, подвергаясь действию сосдвиговой пары сил, способны в плане развернуться по часовой либо против часовой стрелки в зависимости от того, правым или левым сдвиговым зонам они принадлежат.

Следует заметить, что раздвиги, компенсированные глубинными инъекциями, в дальнейшем после их консолидации могут вести себя уже как блоки-будины, так как оказываются более компетентными и монолитными образованиями относительно вмешающей среды сдвиговой зоны, к тому времени значительно разрушенной. Важно подчеркнуть, что в процессе длительного развития сдвиговых зон противоположные стенки раздвигов и сбросо-раздвигов периодически могут сближаться, обусловливая сжатие. В результате такой трансформации структур растяжения компенсирующие их образования выжимаются и сминаются в складки, оси которых параллельны стенкам трансформированных раздвигов. Следует различать складчатость трансформированных раздвигов и фоновую сдвиговых зон.

Таким образом, в длительно развивающихся сдвиговых зонах протекает сложный и вместе с тем закономерный процесс разрывных дислокаций (сколовых и раздвиговых). А что же происходит со складками, которые, как уже отмечалось, в пластичной среде зарождаются на первом этапе развития сдвиговых зон, ориентируясь к последним под углом около 45°? В дальнейшем, как показывает сравнительный анализ сдвиговых зон на разных этапах их развития, под влиянием латерального сжатия складки продолжают сжиматься, а при наличии присущей сдвиговым напряжениям пары сил они претерпевают суммарный эффект дислокаций, т.е. одновременно со сжатием (от эмбриональных открытых до тесно сжатых изоклинальных) складки испытывают разворот в плане в виде флексурного изгиба, который обусловлен изменением их первичного косого простирания по отношению к сдвиговым зонам до субпараллельного последним.

Таким образом, по мере развития сдвиговых зон положение слоев в пространстве меняется, а следовательно, непостоянно и направление межслоевого проскальзывания и, как следствие, меняется и ориентировка шарниров дополнительных складок, осложняющих складки первого порядка.

Так, на этапе зарождающейся складчатости межслоевые проскальзывания на пологих крыльях эмбриональных складок ведут себя как надвиги со штриховкой, ориентированной параллельно сжатию, т.е. нормально к осям складок и косо по отношению к сдвиговым зонам. По мере увеличения углов падения крыльев складок с одновременным разворотом их простираний на близкое к ориентировке сдвиговых зон межслоевые проскальзывания характеризуются косыми смещениями, которые свойственны взбросо-сдвигам. И наконец, в условиях, когда складки сжимаются до изоклинальных и разворачиваются в плане до субпараллельных сдвиговым зонам, межслоевые смещения проявляются уже как сдвиги с горизонтальной штриховкой.

Таким образом, по мере развития сдвиговых зон складки усложняются и меняют свое пространственное положение, а в результате по одним и тем же послойным поверхностям срыва направления смещений также меняются от надвигового (через взбросо-сдвиговые) к сдвиговым. Как уже отмечалось, нормально к направлению послойного скольжения формируются дополнительные складки. Следовательно, крылья эмбриональных складок первого порядка осложняются дополнительными, оси которых чаще всего горизонтальны и параллельны осям складок первого порядка. На следующем этапе на крыльях складок получают развитие дополнительные с осями, погружающимися около 45°. И наконец, параллельные и субпараллельные сдвиговым зонам слои и крылья изоклинальных складок интенсивно гофрируются и сминаются в аксоноклинали.

В такой же последовательности, по-видимому, происходит и будинаж слоев и крыльев складок, закономерности которого заключаются в следующем. По мере увеличения углов падения крыльев складок и приближения их простираний к ориентировке сдвиговых зон слои в конце концов ориентируются в направлении, близком растягивающим усилиям, обусловленным го-

ризонтальным смещением вдоль сдвигов. В результате этого слои складок с возрастающей интенсивностью вовлекаются в процесс сосдвигового будинажа. При этом компетентные слои расторгаются (будинируются), а межбудинное пространство заполняется пластичным материалом соседних пластов. Следствием такого перераспределения материала при сохранении величины его объема является уменьшение суммарной мощности крыльев складок за счет увеличения их длины по простиранию. При этом суммарная величина межбудинного пространства равна величине удлинения пласта, а следовательно, и увеличению длины крыла складки. Растяжение крыльев складки в виде сосдвигового будинажа тесно ассоциируется с формированием раздвигов, которые также разрывают и растаскивают материал сдвиговых зон на блоки.

Сосдвиговый будинаж и раздвиги являются широко распространенной деструктивной формой латерального перемещения масс в процессе развития сдвиговых зон разных масштабов. Деструктивная форма сдвиговых дислокаций приводит к растяжению и последующему разрушению не только складок и других, также сосдвиговых, структур, но и сдвиговых зон в целом. Сдвиговые зоны на этапе деструктивных дислокаций становятся исключительно проницаемыми участками земной коры, благоприятными для высвобождения глубинного вещества и энергии.

Суммируя изложенное о строении и развитии сдвиговых зон, прежде всего следует подчеркнуть, что они являются уникальным комплексом закономерно сочетающихся между собой структур различного генетического типа. Постоянно меняя свои морфологические черты во времени, сдвиговые зоны на каждом этапе длительного развития проявляются своеобразными структурными рисунками. Несмотря на значительное разнообразие сложносочетающихся при развитии сдвиговых зон тектонических процессов, последние, так же как и порожденные ими структуры, характеризуются генетической и пространственно-временной соподчиненностью, что способствует их целенаправленному изучению и систематизации.

Глава II. СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА СИХОТЭ-АЛИНЯ

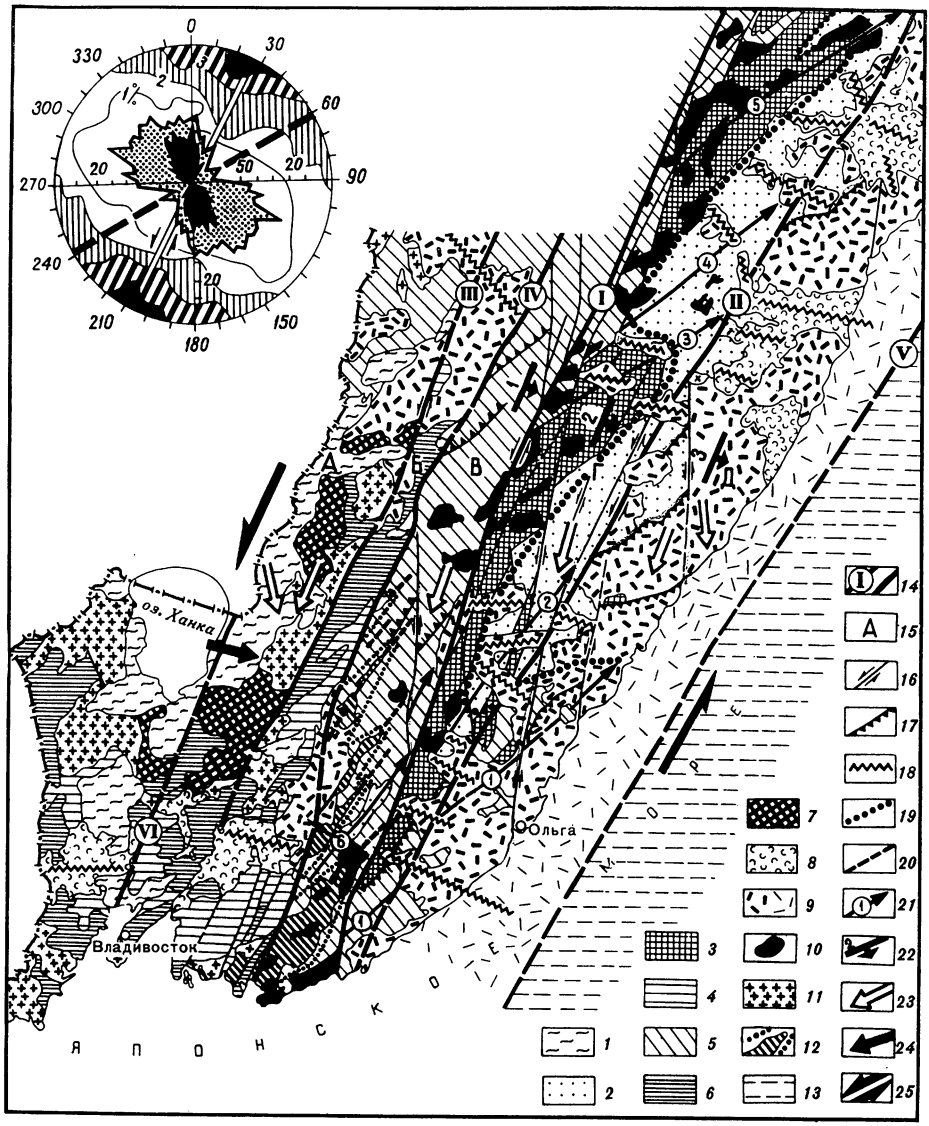
На большую роль сдвигов в тектоническом развитии Приморья впервые указал Б.А.Иванов [36, 37]. Он считал, что крупнейшая разрывная структура Приморья - Центральный Сихотэ-Алинский разлом является сдвигом, разделяющим Западный и Восточный блоки (рис.I5)*. В строении Западного блока значительное участие принимают раннемезозойские, а также палеозойские, а на некоторых участках, возможно, и протерозойские породы. Восточный блок в большей части сложен мезозойскими образованиями, преимущественно нижнемеловыми. Контрастность блоков Б.А.Иванов объяснял не влиянием разлома на осадконакопление и не вертикальными перемещениями, а большим левосторонним горизонтальным смещением. Разлом начал формироваться, по-видимому, уже в раннемезозойское время, но главные смещения произошли только в позднем мелу. Левый сдвиг доказывается анализом структур и смещением фациальных зон нижнемеловых отложений и рассеченных разломом частей позднемеловых гранитоидных массивов. Амплитуда сдвига достигает 200 км. По мнению Б.А.Иванова, Центральный Сихотэ-Алинский разлом является одним из основных элементов зоны контакта континентальных и океанических блоков литосферы. Структура этой зоны создана субмеридиональным горизонтальным сжатием и относительным движением океанического блока к северу.

Большой вклад в познание сдвиговой тектоники Сихотэ-Алиня внес В.Н. Силантьев. Он подробно описал Меридиональный разлом [85] и доказал левосторонний сдвиг по разлому с амплитудой 35-40 км. Сдвиговые смещения по Меридиональному разлому произошли в позднем сеноне.

А.П.Паклин [67, 68] изучал взаимоотношение Центрального и Меридионального сдвигов. Он считал, что в позднепалеоценовое время по Меридиональному сдвигу произошло левостороннее смещение с амплитудой около 35 км. Одновременно происходили значительные горизонтальные движения того же направления и по Центральному разлому, заложившемуся в сеноне и продолжавшему развитие и после прекращения движений по Меридиональному разлому. В результате южное окончание Меридионального разлома на участке его сочленения с Центральным было искривлено и перемещено на север с суммарной амплитудой около I2 км.

---

* Приведенная на рис.I5 диаграмма статистического анализа, как и все последующие, - верхняя полусфера с изолиниями плотности замеров через 1%.



Наряду со сдвигами изучались и другие типы разломов: к западу от Центрального сдвига были охарактеризованы взбросо-сдвиги и надвиги [18, 61].

Важную роль сдвигам в тектоническом развитии Приморья отводит И.И. Берсенев. Он обратил внимание исследователей также на наличие здесь надвигов и шарьяжей [12, 28]. Необходимо заметить, что надвиговые и покровные структуры выделялись уже на первых этапах исследования Приморья [22, 62, 63, 94]; в последние годы им вновь придается большое значение [53, 55, 57, 76].

Р и с.15. Геолого-тектоническая карта Приморья [104]

I-7 - образования: I - третичные континентальные, 2 - готерив-альбские терригенные, 3 - берриасовые и валанжинские преимущественно терригенные, 4 - мезозойские прибрежно-морские и континентальные, 5 - позднепалеозойско-раннемезозойские нерасчлененные спилито-кремнисто-терригенные, 6 - средневерхнепалеозойские преимущественно континентальные (в том числе и вулканогенные) и прибрежно-морские, 7 - архейско-нижнепалеозойские; 8 - неогеновые андезиты, андезито-базальты; 9 - позднемеловые-палеогеновые вулканогенно-осадочные образования и комагматические с ними интрузивы; I0 - альб-сеноманские гранитоидные массивы; II - палеозойские гранитоидные массивы; I2 - комплекс протерозойских (?) образований ("габброидов"), точки - схематизированные контуры горст-антиклинорных структур; I3 - кора субокеанического типа; I4 - главнейшие разломы (сдвиги) Приморья: I - Центральный Сихотэ-Алинский; II - Восточный, III - Западно-Сихотэ-Алинский, IУ-Приморский, У - Береговой, УI - Уссурийский; I5 - блоки, ограниченные сдвигами первого порядка, А - Ханкайский, Б - Арсеньевский, В - Западный, Г - Восточный, Д - Прибрежный; I6 - сдвиги второго порядка; I7 - надвиги; I8 - оси зон сосдвиговых растяжений; I9 - восточная граница площадного развития доготерив-альбских образований; 20 - оси предполагаемых горст-антиклинорных структур, в ядрах которых выжаты протерозойские (?) образования "габброидного" комплекса; 2I - оси антиклинориев: I - Прибрежного, 3 - Бикинского, 5 - Хорского) и синклинориев: 2 - Центрального, 4 - Самаргинского, 6 - Окраинского (стрелка указывает направление погружения структур); 22 - направление погружения нижнего (I), среднего (2) и верхнего (3) структурно-формационных комплексов Сихотэ-Алинской моноклинали; 23, 24 - преимущественное направление латерального перемещения масс: 23 - в мезозое-кайнозое, 24 - в палеозое; 25 - главные направления относительного латерального смещения масс в мезозое-кайнозое в зоне перехода от континента к океану (левый сдвиг).

В верхнем левом углу дана диаграмма тектонических штрихов по Приморью в целом (замеров - I32II); двойная линия - доминирующее направление левых сдвигов, пунктир - ориентировка складчатой системы.

С диаграммой совмещены суммарные розы простирания жильных рудных тел всех месторождений Приморья (черное) и даек среднего и основного состава (крап)

Предпринимались попытки выявления пространственно-временных и генетических связей между надвигово-складчатыми и сдвиговыми дислокациями [40, I00]. Установлено [I04], что пологие надвиговые структуры, тесно связанные со складчатыми системами Сихотэ-Алиня, в позднем мелу были рассечены северо-восточными сдвигами, и дальнейшие надвиговые смещения определялись главным образом активизацией сдвиговых дислокаций. Повсеместно косая ориентировка надвигово-складчатой системы Сихотэ-Алиня к рассекающим ее северо-восточным левым сдвигам послужила основанием для вывода о генетическом родстве складчатых деформаций Сихотэ-Алиня со сдвигами. Решающая роль сдвигового геодинамического режима в формировании позднемеловых складчатых структур Сихотэ-Алиня и наложенных на них структур растяжения была выявлена специальными исследованиями [98, I00, I04]. В Приморье для позднего палеозоя-кайнозоя доказаны элементы обратимой трансформации шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций [I03].

Главные структурные элементы Приморья

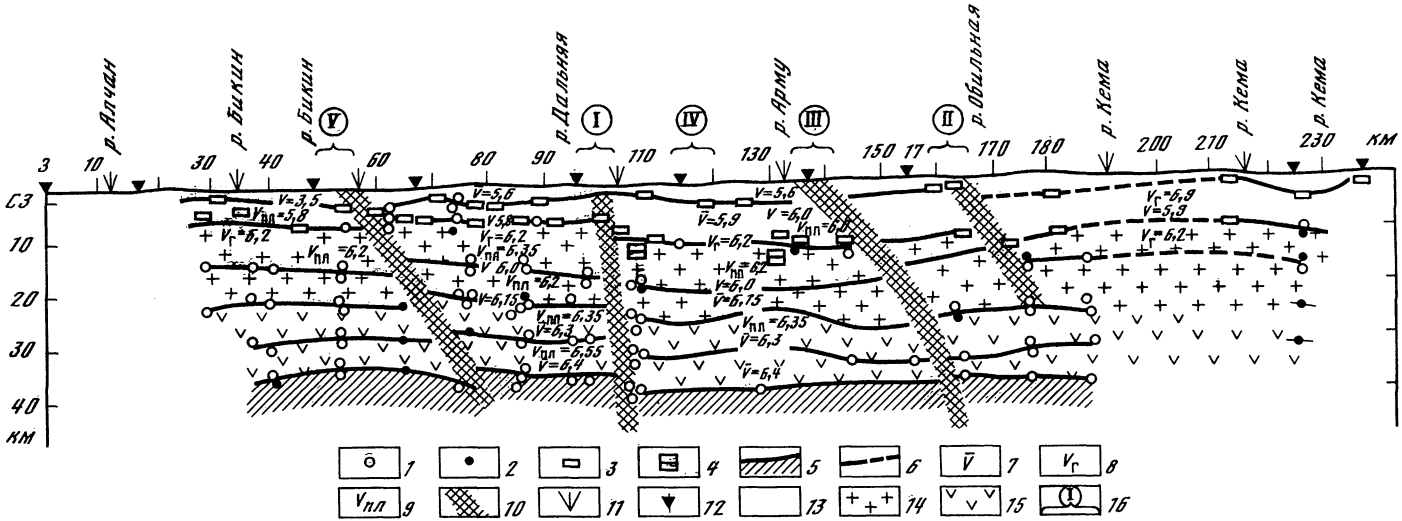
Крупнейшими и наиболее ярко выраженными структурными элементами Приморья являются система складчатых и тесно ассоциирующих с ними шарьяжно-надвиговых структур и система сквозных северо-восточных глубинных разломов, расчленивших Приморье на блоки (см.рис.I). Основная цель совместного рассмотрения главных структурных элементов Приморья заключается в выявлении между ними пространственно-временных, а если возможно, то и генетических связей. При этом важно определить роль сдвигового геодинамического режима в формировании складчатых и разрывных структур Сихотэ-Алиня. Прежде всего рассмотрим систему северо-восточных глубинных разломов.

На существование в пределах Приморья крупных разломных структур северо-восточного простирания исследователи обратили внимание уже давно. Еще А.З.Лазарев [48] отмечал, что тектонические движения разбили Сихотэ-Алинь на ряд крупных глыб, вытянутых в северо-восточном направлении. Установленные Н.А.Белявским совместо с Ю.Я.Громовым так называемые Западный и Центральный Сихотэ-Алинский швы были уже конкретными структурами северо-восточного простирания, которые своими характеристиками соответствовали глубинным разломам в понимании А.В.Пейве.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом выделен Н.А.Белявским и Ю.Я.Громовым [7] как шов, который отделяет область распространения верхнепалеозойских отложений Главного Сихотэ-Алинского антиклинория от территории, занятой мощными толщами мезозоя, синклинорной структуры Восточного Сихотэ-Алиня. По мнению названных исследователей, западнее этого структурного шва в триасе, юре и большей части мела располагалась область размыва, а восточнее простиралась область осадконакопления. Простирание шва считалось согласным с простиранием верхнепалеозойских и мезозойских складчатых структур Сихотэ-Алиня, природа разлома надвиговая, с амплитудой вертикального смещения не менее 4000-5000 м.

Как крупный сдвиг на восточной окраине Азиатского континента Центральный Сихотэ-Алинский разлом был впервые охарактеризован Б.А.Ивановым [37, 39]. Разлом протягивается на северо-восток на 20-25°. По простиранию он прослежен более чем на 700 км и характеризуется геологической контрастностью соприкасающихся по нему блоков. По данным ГСЗ (рис.I6), разлом крутой и проникает на глубину до 40 км [5]. Возникновение его, вероятно, связано еще с раннемезозойскими (юрскими) деформациями, но главные смещения по нему произошли в позднем мелу. Левый сдвиг доказывается анализом структур; амплитуда определена по смещению фациальных зон нижнемеловых отложений и рассеченных разломом частей позднемеловых гранитоидных массивов. В первом случае она оценивается предположительно в I50-200, во втором - в 60-I00 км.

Разлом хорошо выражен морфологически. Он представлен зоной разрывов шириной до 5 км. Среди них почти всегда выделяется главный, прямо-



Р и с. I6. Сейсмическая модель земной коры (профиль Бикин-Кема) по В.В. Аргентову и др. [5]

I,2 – глубинные залегания отражающих границ, определенные по: I – продольным волнам, 2 – поперечным волнам; 3,4 – глубинные залегания границ, определенные по: 3 – продольным волнам, 4 – поперечным волнам; 5 – поверхность Мохоровичича; 6 – предполагаемое положение сейсмических границ; 7 – эффектная скорость; 8,9 – скорости: 8 – граничная, 9 – пластовая; I0 – предполагаемые зоны нарушений; II – пункты наблюдений; I2 – пункты взрывов; I3–I5 – слои: I3 – осадочно-эффузивный, I4 – гранитно-метаморфический, I5 – базальтовый; I6 – выявленные на поверхности геологоструктурными методами глубинные разломы (сдвиговые зоны): I – Центральный Сихотэ-Алинский, II – Восточный, III – Микулинский, IУ – Арминский, У – Приморский

линейность которого указывает на крутое, близкое к вертикальному, падению его плоскости. Разрывы сопровождаются тектоническими брекчиями, милонитами и ультрамилонитами с редкими реликтами первичной породы [37, 39]. В зоне разлома местами наблюдаются габбро, порфириты, спилиты, подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму и превращенные в гнейсы. Позднемеловые интрузии также интенсивно раздроблены, катаклазированы и милонитизированы. Оси складок в плане флексурообразно изогнуты. В зоне разлома месторождений практически нет, но он разделяет блоки с разной рудонасыщенностью. Практически повсеместно разлом является западной границей распространения геосинклинальных нижнемеловых отложений.

П р и м о р с к и й р а з л о м (см.рис.15) как единая сквозная структура впервые охарактеризован Л.А.Неволиным и Б.Д.Чемерисом совместно с Г.К.Шило и В.В.Кучуком [61, 119]. Большое значение линеаменту, практически полностью совпадающему с Приморским разломом, придавал Б.А.Иванов [36, 37], считающий этот разлом восточной границей Ханкайской структурно-фациальной зоны.

Приморский разлом протягивается от морского побережья в устье р. Партизанской и далее на северо-восток более чем на 900 км при ширине до 35 км. На севере в пределах Хабаровского края он, возможно, сочленяется с Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом. Разлом сопровождается многочисленными зонами дробления, интенсивного рассланцевания и смятия. Почти на всем протяжении разлом служит восточной границей распространения мезозойских прибрежно-морских и континентальных образований. Зоне Приморского разлома придается большое значение как границе, разделяющей области с различным геологическим строением и развитием.

Приморский разлом четко выделяется в магнитном поле, разделяя две региональные аномальные области [119]. Западной области соответствует слабоотрицательное (реже слабоположительное) магнитное поле, восточной – преимущественно отрицательное. Границей между ними служит зона линейных изометричных положительных магнитных аномалий, которые интерпретируются как интрузивные тела основного и ультраосновного состава, заполняющие глубокие трещины в земной коре. И.И.Берсенев эти образования считает офиолитами, представленными серпентинитами, дунитами, перидотитами, пироксенитами, трактолитами [14]. На сейсмологическом разрезе земной коры по профилю Бикин – Великая Кема [5] Приморский разлом выражен зоной, падающей на восток под углом 45–50° (см.рис.16). В этой зоне проходят разрыв и вертикальное (надвиг) перемещение глубинных сейсмических границ, в том числе и поверхности Мохоровичича, на 2 км.

В зоне Приморского разлома выделяются более мелкие разломы: Партизанский, Западно-Партизайский, Арсеньевский и др., которые изучались А.И.Бурдэ, Л.А.Неволиным, В.О.Соловьевым [18], И.И.Берсеневым [18], Л.А.Неволиным, Б.Д.Чемерисом [61], Г.К.Шило, В.В.Кучуком [119],

А.А.Врублевским [2], Н.Г.Мельниковым, Ф.Р.Лихтом [51] и другими исследователями.

Приморский разлом – это глубинный долгоживущий разлом, заложившийся не позднее среднего палеозоя. В различные геологические эпохи по разлому осуществлялись сбросовые, взбросо-сдвиговые и сдвиговые смещения. По материалам В.М.Чмырева (бассейн р.Бикин), северный участок разлома может быть классифицирован как надвиг, представленный зоной сближенных нарушений северо-восточного простирания мощностью до 1000 м с падением на юго-восток под углом 40°. Это обстоятельство и анализ геолого-геофизических материалов послужили И.И.Берсеневу основанием считать Арсеньевский разлом крупным надвигом, по которому мезозойские породы надвинуты в северо-западном направлении на 20–25 км на палеозойские [12, 14].

Южный фланг Приморского разлома характеризуется необычайно сложным тектоническим строением [26, 61 и др.]. Здесь выделяется своеобразная переходная полоса, в которой брахискладчатость западных участков сменяется линейной складчатостью восточных районов. По мнению С.А.Музылева (1931 г.), А.И.Савченко (1936 г.), В.Н.Верещагина (1943 г.) и других исследователей, в зоне разлома особенно интенсивны разрывные нарушения, представляющие в большинстве случаев серию чешуйчатых надвигов с падением на юго-восток под углом 65–75°; к юго-западу они выполаживаются до 25–45°. Надвиг сопровождается мощными (шириной до 200 м), четко выраженными зонами дробления и смятия. На южном фланге, в полосе шириной 2,5 – 3 км, угленосные нижнемеловые отложения, обычно залегающие полого, смяты в узкие, линейно вытянутые складки и разорваны многочисленными нарушениями вследствие надвигания на фундамент. В позднем мелу разлом проявился как левый сдвиг [26].

Восточный разлом был охарактеризован автором в качестве единой структуры в 1977 г. [100]. Разлом совпадает с западной кромкой вулканического чехла и трассируется в северо-восточном направлении более чем на 700 км (см.рис.15). Почти на всем протяжении разлом служит границей металлогенических зон [77] и частично совпадает с Прибрежным разломом [11, 12] и Фурмановской шовной зоной, выделенной В.И.Василенко и В.К.Клюевым [20] по геофизическим данным. На поверхности Восточный разлом представлен сдвиговой зоной, ширина которой 5–15 км. В зоне локализуются интрузии основного состава, что указывает на ее значительную глубинность. По данным ГСЗ (см.рис.16), зона разлома наклонена на юго-восток под углом 60° и достигает поверхности Мохоровичича на глубине 35 км. В гравитационном поле сдвиговая зона параллельна прибрежной положительной аномалии. Являясь границей региональных магнитных полей противоположного знака, сдвиговая зона трассируется цепью изолированных полей средне-верхнеальбских отложений, которые, возможно, компенсировали прогибы на участках сосдвигового растяжения коры. Максимальная суммарная амплитуда левого сдвига по

Восточному разлому около 75 км, и основные горизонтальные смещения произошли в позднем мелу. Более подробные материалы, отражающие амплитуды и время левосторонних смещений по разлому, приведены в характеристике сдвиговых зон Центрального Сихотэ-Алиня.

Береговой разлом, ограничивающий Прибрежный блок с востока, перекрыт водами Японского моря, практически не изучен и предполагается вдоль прямолинейного континентального склона, к востоку от которого развита кора субокеанического типа (см.рис.I5). Существование крупного глубинного разлома между континентальной корой шельфа и океанической корой впадины Японского моря подтверждается сменой типов волновых полей и резким изменением мощности земной коры по обе стороны от него [5]. Параллельность Берегового разлома Центральному и Восточному разломам допускает идентичность их сдвиговой природы.

Западно-Сихотэ-Алинский глубинный разлом впервые выделен Н.А.Белявским и Ю.Я.Громовым [7]. Этот разлом, прослеживаясь в направлении СВ-30°, на большом протяжении является восточным ограничением протерозойско-кембрийских образований Ханкайского массива и трассируется цепью палеозойских гранитоидных интрузивных массивов (см.рис.I5). Морфокинематическая характеристика разлома не изучена. Однако учитывая его закономерное положение в системе северо-восточных сдвигов, можно предположить, что и Западно-Сихотэ-Алинский разлом развивался в сходных геодинамических условиях.

Уссурийский разлом также прослеживается в направлении СВ-30° (см.рис.I5). Разлом прекрасно выражен морфологически, так как вдоль него на протяжении более 400 км размещена долина р.Уссури, а еще севернее и значительной протяженности участок долины р.Амур. В пределах Ханкайского массива разлом перекрыт четвертичными отложениями и морфологически выражен слабо, за исключением его южной части, которая трассируется вдоль прямолинейной береговой линии Амурского залива. Здесь развиты многочисленные зоны дробления и истирания пород с крутыми (падения на юго-восток) сместителями с тектонической штриховкой, указывающей на сбросо-сдвиговый тип перемещений по разлому с преобладанием сдвиговой составляющей. Сдвиговыми деформациями затронуты суйфунские (миоцен) галечники [84]. В пределах Ханкайского массива разломом на амплитуду 50 км левосторонне смещены архейско-нижнепалеозойские образования. Однако кинематическая характеристика Уссурийского разлома в деталях не изучена и максимальная амплитуда латеральных смещений не установлена.

Обобщая характеристики разломов северо-восточного простирания констатируем, что все они являются глубинными, так как рассекают континентальную кору Приморья и проникают в мантию. Разломы прямолинейны, что типично для сдвигов. Прямолинейность указывает на их крутые углы падения. По данным ГСЗ, все системы северо-восточных разломов наклонены на юго-восток (см.рис.I6). По отдельным разломам установлены лево-

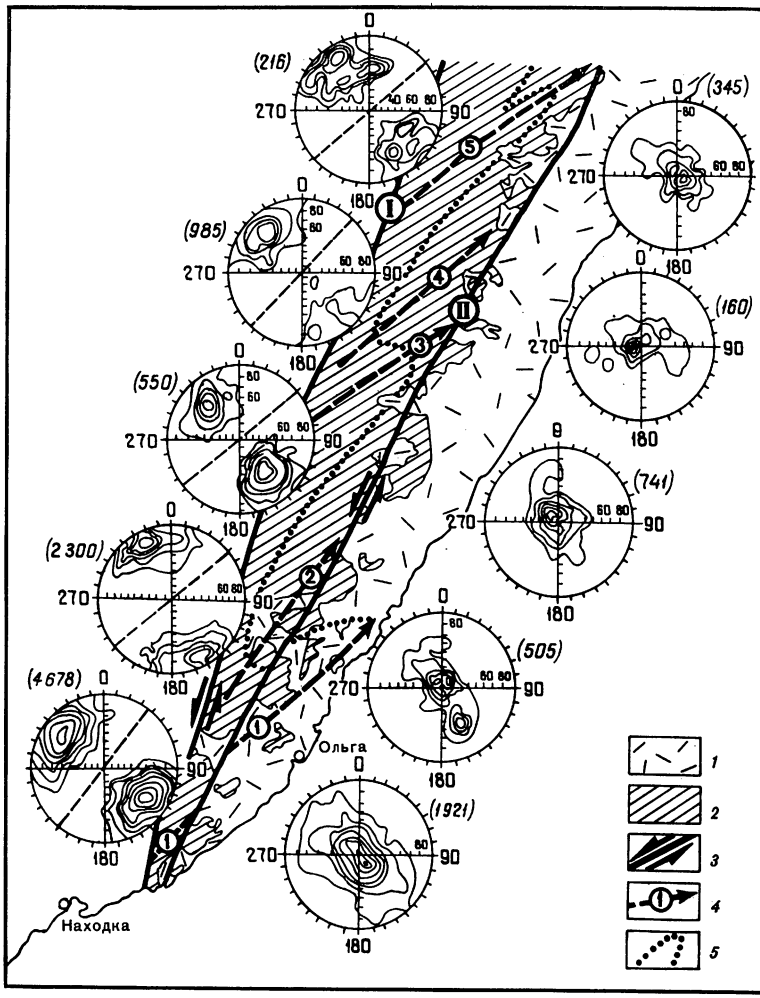
сторонние сдвиги на амплитуды до первых десятков, а возможно и до первых сотен, километров. Основные смещения по разломам произошли в позднем мелу, однако сдвиговая активизация разломов началась, по-видимому, в юрское время и продолжалась в кайнозое.

Глубинными разломами северо-восточного простирания континентальная кора Приморья расчленена на блоки (структурные элементы первого ранга): Ханкайский, Арсеньевский, Западный, Восточный и Прибрежный (см. рис.I5). Протяженность блоков до I00 км, их ширина - 40-I00 км. Блоки характеризуются геологической, геофизической и металлогенической контрастностью.

Сдвиговая активизация глубинных разломов северо-восточного простирания, по-видимому, во многом обусловила геодинамический режим формирования ограниченных ими блоков. В условиях сдвигового геодинамического режима в позднем мелу формировалась складчатая система Сихотэ-Алиня, элементы которой являются структурами уже второго ранга, осложняющими строение блоков - структур первого ранга. Свидетельством формирования складчатой системы Сихотэ-Алиня в условиях левосдвигового геодинамического режима является ее повсеместно косая ориентировка к глубинным сдвигам, ограничивающим блоки. На это указывают положение осей крупных складчатых сооружений Сихотэ-Алиня (см.рис.I5) и относительно небольших складок, а также результаты статистического анализа массовых замеров ориентировки слоев доверхнемеловых отложений (рис.I7).

К сдвигам косо ориентированы и надвиги, осложняющие крылья складок осадочных толщ. Также ориентированы и оси складок, в которые смяты предполагаемые аллохтонные пластины. Судя по пространственному соотношению глубинных сдвигов, складчатой системы и надвигов, есть основания считать, что Сихотэ-Алинь в мелу-кайнозое формировался по законам сдвиговых дислокаций и поэтому приобрел ярко выраженные черты сдвиговой зоны. Для более полного анализа роли сдвигового геодинамического режима в формировании складчатых и надвиговых дислокаций рассмотрим строение блоков, ограниченных глубинными северо-восточными разломами (сдвигами).

Х а н к а й с к и й б л о к с востока ограничен Западно-Сихотэ-Алинским и Приморским глубинными разломами. Он представляет собой фрагмент дорифейского сиалического субстрата [93] и соответствует выходам на поверхность верхнеархейских и протерозойских пород [85]. Складчатое основание массива представлено метаморфическим комплексом докембрия и кембрия. Среди них различаются глубокометаморфизованные раннедокембрийские образования и слабометаморфизованные толщи позднего докембрия и кембрия. Первые представлены различными гнейсами, сланцами и амфиболитами с отчетливо выраженным северо-западным простиранием. Эти образования сформировались в результате регионального метаморфизма первичных терригенных осадков в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [58]. Верхний докембрий представлен метаморфизованными



Р и с. 17. Ориентировка осей складчатых сооружений Сихотэ-Алиня относительно левосторонних сдвигов

I - позднемеловые-палеогеновые вулканогенные образования; 2 - доверхнемеловые осадочные образования; 3 - глубинные левосторонние сдвиги: I - Центральный Сихотэ-Алинский, II - Восточный; 4 - оси складчатых сооружений: антиклинории - I - Прибрежный, 3 - Бикинский, 5 - Хорский и синклинории - 2 - Центральный, 4 - Самаргинский; 5 - восточная граница площадного развития берриас-волонжинский образований

Суммарные диаграммы ориентировки слоев в породах складчатого основания - левый ряд (пунктиром показаны среднестатистические простирания слоев) и вулканогенного чехла - правый ряд. Цифры в скобках - количество замеров

порфиритами, сланцами, мраморами и гравелитами, смятыми в складки также северо-западного простирания.

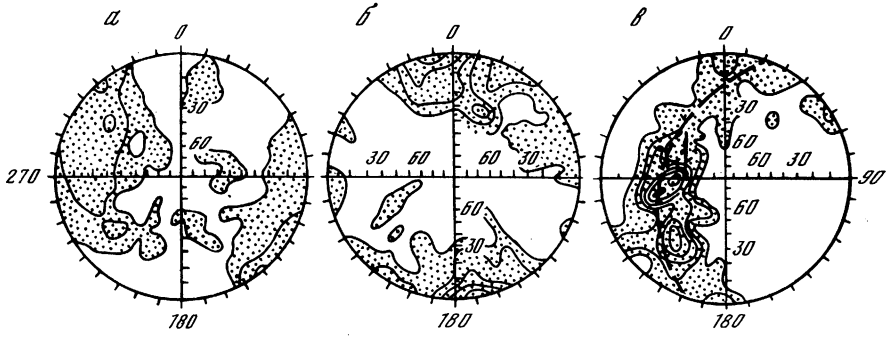
Палеозойские образования в пределах Ханкайского массива начинаются отложениями кембрия, согласно залегающими на верхнем протерозое [28]. Верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения относятся к карбонатной и терригенно-карбонатно-кремнистой формациям [49], наследующим миогеосинклинальный режим среднего-нижнего протерозоя.

В среднем палеозое Ханкайского массива выделяются прибрежно-морская, наземная вулканогенная и базальная континентальная формации, сформировавшиеся на уже консолидированном фундаменте. Подобные условия осадконакопления сохранились в позднем палеозое и мезозое.

Мощность земной коры в пределах рассматриваемого масива около 30-34 км. В гравитационном поле эта область характеризуется максимальными положительными аномалиями силы тяжести, простирающимися в северо-восточном направлении согласно с генеральным простиранием всего Ханкайского массива. Так же ориентировано и положительное магнитное поле этой области. Особенностью массива является наличие слоя пониженных скоростей на глубине около 30 км [5]. В пределах Ханкайского масива характерны сложные деформации рельефа глубинных поверхностей [83]. Данные геофизики, а также наличие надвиговых структур указывают на тектоническую расслоенность земной коры [28, 88]. А.О.Мазарович предполагает аллохтонное залегание многих образований массива / 55 /.

Нами были проведены специальные работы для оценки пространственно-временных соотношений между надвиговыми и сдвиговыми дислокациями в южной части данной структуры. Исследовалась серия чешуйчатых взбросов, расположенных к западу от Приморского разлома и, судя по их морфологии и пространственной ориентировке, развивающихся синхронно с ним. В хорошо обнаженных береговых обрывах наблюдается вулканогенно-осадочная, интенсивно дислоцированная путятинская свита силурийско-девонского (?) [28] или рифейского (?) [56 и др.] возраста, На этой свите, прорванной среднепалеозойскими (?) габбро-диоритами, с резким несогласием почти горизонтально залегают прибрежно-морские отложения триаса и юры. Отмечается широкое развитие чешуйчатых сдвиго-надвигов, наклоненных на юго-восток параллельно зоне Приморского разлома. Подавляющее большинство сместителей нижнего структурного комплекса перекрыто триасово-юрскими отложениями, которые законсервировали древние следы тектонических движений масс, отражающих особенности домезозойского этапа дислокации.

Статистический анализ замеров тектонических штрихов (рис.18,а) показал, что смещение масс в палеозое было преимущественно в запад-северо-западном направлении и происходило главным образом по серии чешуйчатых взбросо-надвигов в условиях латерального сжатия в направлении СЗ-290-300°. В раннем мезозое часть надвигов была перекрыта. В позднем мезозое по некоторым из них движение возобновилось и произошли разрыв и смещение триасово-юрских отложений, перекрывающих надви-



Р и с. I8. Диаграммы тектонических штрихов

а,б – направление смещений по разрывам в разное время: а – домезозойское, б – позднемезозойское; в – ориентировка шарниров складок, образующих поле (пунктир); количество замеров соответственно: I206, 530, I97

ги. Следы древних смещений при этом были затушеваны, а более молодые свидетельствуют о том (рис.I8,б), что последующие движения по взбросо-надвигам были также пологими, но ориентированы уже не в северо-западном, а в субмеридиональном и северо-восточном направлениях.

Следовательно, сформированные в палеозое взбросо-надвиги в результате смены динамических условий в мезозое были трансформированы на левые взбросо-сдвиги и сдвиги. При этом наклоненные на восток-юго-восток аллохтонные пластины, смещаясь в север-северо-восточном направлении, сминались в складки с погружающимися на восток-северо-восток шарнирами (рис.I8,в).

Такой план деформаций и последовательность его развития подтверждаются не только анализом тектонической штриховки, но и массовыми замерами шарниров складок. Замеры шарниров группируются в пояс (рис.I8,в), который отражает восток-юго-восточное падение смятой в складки системы взбросо-надвигов под углом 40–50°. Положение максимумов пояса шарниров складок свидетельствует о их погружении преимущественно на восток-северо-восток под углами 30–40°. Шарниры складок ориентированы нормально к субмеридиональной пологой (сдвиговой) штриховке, что указывает на то, что смятие в складки наклоненных на юго-восток надвиговых чешуй происходило в результате не надвиговых, а сдвиговых смещений. В противном случае шарниры складок были бы преимущественно горизонтальными и ориентированными не под углом, а параллельно простиранию надвиговых чешуй.

А р с е н ь е в с к и й б л о к представляет собой узкую (20–50 км) область опускания докембрийского основания, ограниченную с востока Приморским, а с запада Западно-Сихотэ-Алинским глубинными разломами (см.рис.I5). Блок сложен позднепалеозойскими и раннемезозойскими

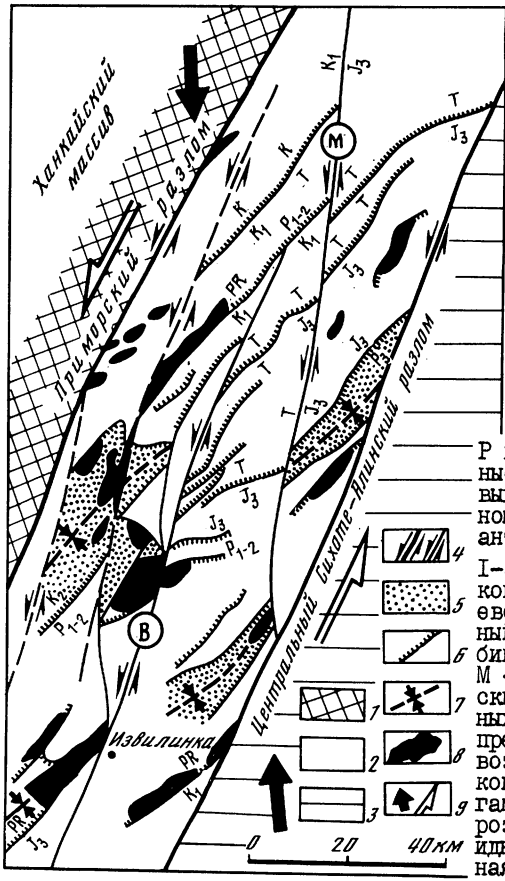
вулканогенными и терригенными образованиями с явными признаками накопления в прибрежно-морских, а на некоторых участках и наземных условиях. В структурном отношении для Арсеньевского блока характерна косая ориентировка складчатых и надвиговых структур по отношению к ограничивающим блок глубинным разломам в полном соответствии со структурными закономерностями, которые могли сформироваться в условиях левосдвиговой активизации Приморского и Западно-Сихотэ-Алинского разломов.

З а п а д н ы й б л о к ограничен Центральным Сихотэ-Алинским и Приморским разломами (см.рис.I5). Ширина его 40-60 км, мощность земной коры 34-36 км. В магнитном поле Западного блока, близком к нулю, встречаются аномалии повышенной интенсивности, обусловленные развитием базитов и гипербазитов. Средний уровень аномалий гравитационного поля находится в положительной области.

Геосинклинальные образования в пределах Западного блока представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами перми, триаса, юры и нижнего мела. Они смяты в складки северо-восточного простирания и прорваны ранне-позднемеловыми интрузиями пироксенитов, габбро, нефелиновых сиенитов и гранитов. По литолого-формационному составу и мощности данных образований Западный блок неоднороден, и по этому признаку его можно разделить на три зоны: Северную, Центральную и Южную. В Северной зоне распространены морские геосинклинальные отложения общей мощностью I4 000 м. Их нижняя часть разреза сложена пермскими спилитами, алевролитами, песчаниками и кремнями, а верхняя - мезозойскими кремнисто-вулканогенно-терригенными и олистостромовыми толщами /35/. В Центральной зоне отмечается сокращение мощности (до I500-2000 м) верхнепермских, триасовых и юрских терригенных и вулканогенных отложений, залегающих с размывом на докембрийском (?) основании. В Южной зоне распространены образования так называемой вангоусской серии, представленной кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, хлоритовыми сланцами и алевролитами. Возраст вангоусской серии считался среднепалеозойским, однако находки конодонт позволяют сделать вывод об ее послераннепермском или, скорее всего, раннемезозойском возрасте.

В пределах Западного блока широко развиты чешуйчато-надвиговые структуры, наклоненные преимущественно на северо-запад (рис.I9). Формирование надвигов, в том числе и конседиментационных, с образованием олистостром происходило в позднеюрско-раннемеловое время / 57 /. Олистостромы представляют собой породы с терригенным матриксом, в котором заключены глыбы габброидов, метаморфических сланцев, песчаников валанжинского возраста, базальтоидов погской свиты, известняков палеозойского возраста.

Характерной чертой Центральной и Южной зон Западного блока является широкое развитие аллохтонных "габброидов" /35, 53-55, I03/, под



Р и с. I9. Пространственно-временные соотношения шарьяжно-надвиговых и сдвиговых структур в Западном блоке (Главном Сихотэ-Алинском антиклинории) Приморья

I-3 – ограниченные сдвигами блоки континентальной коры: I – Арсеньевский, 2 – Западный, 3 – Восточный; 4 – юрско-позднемеловые глубинные сдвиги второго порядка: М – Меридиональный, В – Варпаховский; 5 – ядра горст-антиклинорных структур, которые могут интерпретироваться как синформы; 6 – возрастные индексы образований, контактирующих по надвигам и сдвигам; 7 – оси "синформ"; 8 – протерозойские (?) образования ("габброиды"); 9 – направления сжатия (черная стрелка) и сдвиговых смещений

которыми понимаются сложнопостроенные массивы, образованные габбро, амфиболизированными и катаклазированными габброидами и ультраосновными породами. Геологические данные и определения возраста калий-аргоновым методом [I3, 38, 58, 62, I2I] позволяют считать эти породы, скорее всего, протерозойскими образованиями Сихотэ-Алиня. "Габброиды" слагают крупные аллохтонные пластины (Сергеевский массив), а также представлены в виде относительно небольших выходов вдоль кромок надвиговых чешуй и в ядрах синформ (см.рис.I9).

Формирование чешуйчато-надвиговых структур Западного блока происходило в поздней юре – раннем мелу [35, 54]. В дальнейшем в результате позднемеловой сдвиговой активизации северо-восточных разломов аллохтонные пластины были смяты в складки с образованием син- и антиформ. Примечательно, что оси складок аллохтонных пластин, как и чешуйчатые надвиги, под острым углом примыкая к Центральному Сихотэ-Алинскому и Приморскому разломам, не пересекают эти глубинные структуры (см.рис.I9). Поэтому нельзя сделать однозначного вывода о том,

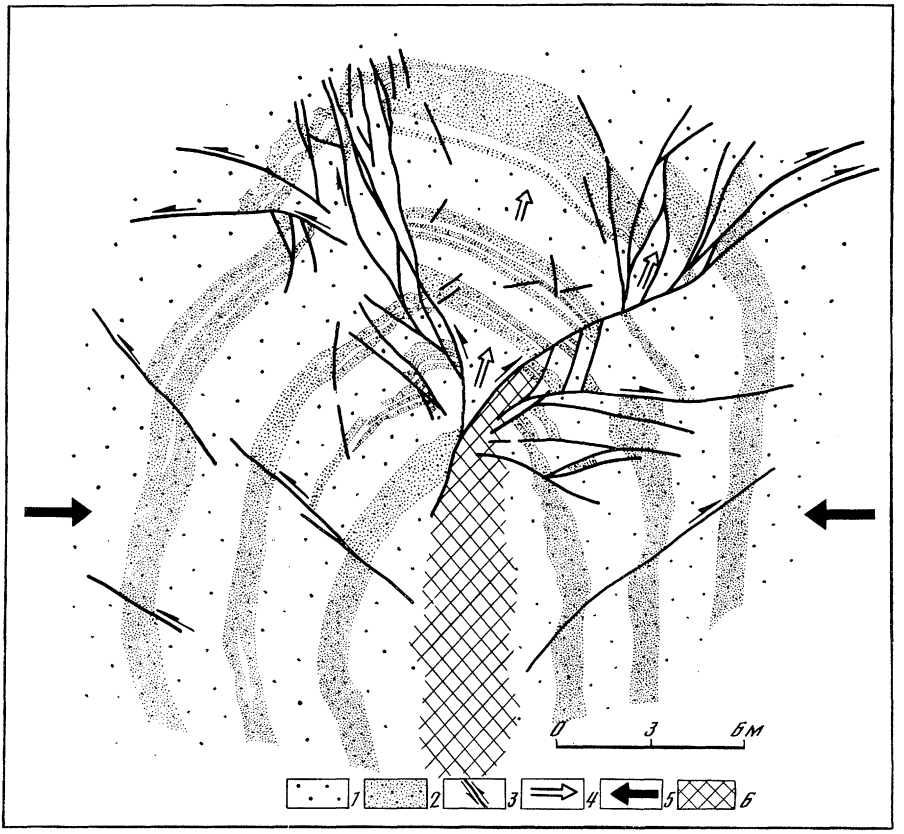
что падающие на северо-запад тектонические чешуи Западного блока погружаются и под Ханкайский массив [35, 54].

Представление о надвигании Ханкайского массива на Западный блок было бы оправданным с геодинамических позиций, если бы чешуйчатые надвиги развивались не под углом, а параллельно границе Ханкайского массива. При этом следовало бы ожидать пологое погружение под Ханкайский массив и Приморского глубинного разлома. Между тем ограничивающий Ханкайский массив с востока Приморский глубинный разлом, отличаясь не свойственной надвигам прямолинейностью, круто падает не на северо-запад, а на юго-восток (см.рис.16), а чешуйчатые надвиги по отношению к нему являются оперяющими разрывами в полном соответствии с его левосдвиговой геодинамической активизацией. Надвиговые чешуи являются оперяющими также и по отношению к Центральному Сихотэ-Алинскому левому сдвигу (см.рис.19). В целом пространственным соотношением складчатых, надвиговых и сдвиговых структур в Западном блоке создан такой структурный рисунок, который обычно формируется в условиях левосдвиговых дислокаций (см.рис.15, 19).

Известно, что в условиях сдвиговой активизации разломов ограниченные ими блоки и перекрывающие их образования испытывают в одних случаях растяжение, а в других сжатие, которое выражается в формировании косоориентированных к сдвигам складчатых и взбросо-надвиговых структур. Вдоль сдвигов, а когда они перекрыты геосинклинальными отложениями, то и над ними возникают чешуйчатые надвиги, по которым могут быть выведены на поверхность образования фундамента геосинклиналей. В случае встречных надвигов формируются структуры, вполне отвечающие понятию антиформ, а в результате встречных поддвигов - синформы. В определенных условиях структуры, сходные с условиями образования синформ, могут быть созданы и при развитии осложняющих антиклинали встречных поддвигов с выжиманием и последующим надвиганием ядерных частей антиклинали на ее крылья (рис.20). При этом сосредоточивающийся в ядрах антиклиналей относительно пластичный материал (в том числе и магматический) в дальнейшем при трансформации антиклиналей в изоклинали может оказаться вытесненным вдоль взбросо-надвиговых разрывов.

Представляется, что развитые в пределах Западного блока надвиговые чешуи и образующие син- и антиформы встречные надвиги и поддвиги вполне могут отражать латеральное сокращение коры. Оно сопровождается тем, что в условиях сосдвигового сжатия дополнительно к складчатым деформациям формируются каскады чешуй либо выжимаются клиновидной формы блоки с развитием на их флангах элементов надвигания и шарьирования.

Развивая представление о сосдвиговой природе шарьяжно-надвиговых структур, мы не исключаем и возможного надвигания Ханкайского массива на Западный блок с формированием значительных по площади развития зон субгоризонтальных срывов, подстилающих аллохтоны. При этом структурный рисунок и кинематические элементы зон тектонических срывов должны однозначно указывать на повсеместно надвиговые смещения масс в юго-



Р и с. 20. Горст-антиклинорная структура с элементами шарьирования на флангах

1,2 – песчаники: 1 – грубозернистые, 2 – тонкозернистые; 3 – взбросы и надвиги; 4 – направление выжимания клиновидного блока; 5 – направление сжатия; 6 – интенсивно перемятые и рассланцеванные илевролиты с признаками их инъекций в разрывы

восточном направлении. При последующем смятии аллохтонных пластин в складки образовались синформы.

Естественно, что те фрагменты зон тектонических срывов, которые сохранили северо-западное падение, должны характеризоваться как надвиги, а фрагменты, изменившие падение на юго-восточное, – как оползни. Однако известные в Приморье примеры кинематики шарьяжных структур независимо от направления падения их сместителей всегда характеризуются как надвиги. Это обстоятельство является лишним подтверждением того, что в Западном блоке происходило, скорее всего, латеральное сокращение коры. Оно привело к формированию чешуйчатых надвигов или к взбросо-надвиговому выжиманию отдельных клиновидных блоков коры с образованием горст-антиклинорных структур, которые в определен-

ных условиях на конечных этапах развития приобрели признаки, характерные для синформ.

Не случайно надвигание докембрийских образований на перекрывающие их палеозойско-раннемезозойские геосинклинальные отложения на дневной поверхности наблюдается лишь в Центральной и Южной зонах Западного блока, где мощности геосинклинальных отложений сокращены с I4 до I,5-2 км и, следовательно, там, где глубина залегания докембрийского фундамента незначительна. Причина здесь в том, что надвигание докембрийского фундамента на перекрывающие его геосинклинальные отложения происходило главным образом в основании геосинклинального комплекса или на участках значительного сокращения его мощности, где даже небольшие надвиговые перемещения обусловливают аллохтонное залегание фундамента геосинклинали на самых верхних членах ее отложений. В таком случае может возникнуть иллюзия грандиозных шарьяжных перемещений.

Восточный блок ограничен одноименным и Центральным Сихотэ-Алинским сдвигами (см.рис.I5). Длина блока более 700 км, ширина - около I00, мощность земной коры - 36-42 км. Аномалии магнитного поля блока характеризуются значениями, близкими к нулю, на фоне которых есть зоны положительных аномалий. В гравитационном поле блок выделяется областью пониженных и минимальных значений, но изредка наблюдаются и значительные положительные гравитационные аномалии. С границами Восточного блока практически полностью совпадает известный в литературе Главный Сихотэ-Алинский синклинорий.

Восточный блок сложен преимущественно миогеосинклинальным комплексом нижнемеловых терригенных отложений. Они несогласно перекрывают более древние эвгеосинклинальные образования. И те и другие интенсивно смяты в складки северо-восточного простирания.

Характерной чертой структуры Восточного блока, так же как и Западного, является косая по отношению к его границам ориентировка надвиговых и складчатых сооружений (см.рис.I5,I7). В пределах Восточного блока в Приморье выделяются Прибрежный и Бикинский антиклинории и разделяющие их Центральный и Самаргинский синклинории, а на территории Хабаровского края выделяются Анюйский и Хорский антиклинории. В Центральном и Самаргинском синклинориях развиты нижнемеловые терригенные отложения, мощность которых достигает II 000 м. Антиклинории сложены преимущественно валанжинскими терригенными отложениями, а в их ядрах эрозией вскрыты позднепалеозойские и триасово-юрские карбонатно-кремнисто-терригенные образования и крупные батолиты. Концентрация кислых интрузивов здесь столь значительна, что Ю.Н.Размахнин объединил в Бикинском антиклинории пространственно сближенные интрузии и поля роговиков в единый криптобатолит [79].

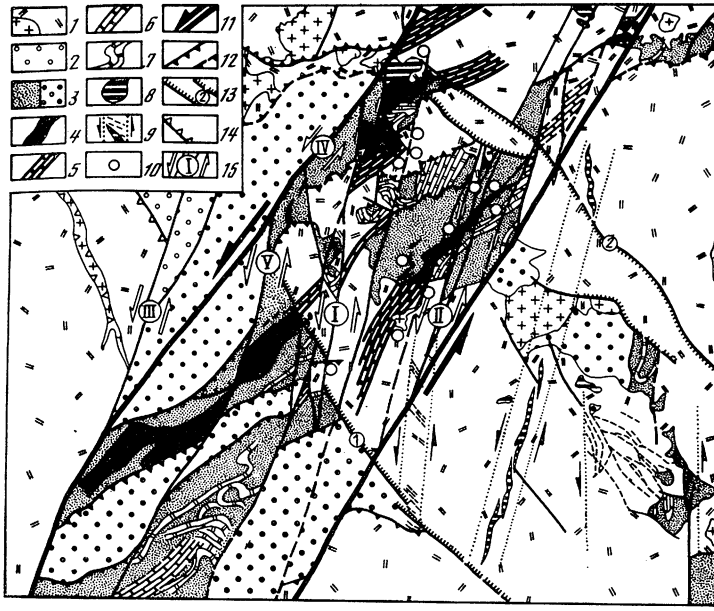
В пределах Восточного блока, кроме сдвиговых дислокаций, наблюдаются и надвиговые. Развитие надвигов на юге Приморья связывают с формированием Прибрежного разлома [28], который с северо-запада ограни-

чивает одноименный антиклинорий (см.рис.I5). Считается, что по системе надвигов Прибрежного разлома [II, I2] на мезозойские образования в позднемеловое время надвинуты одновозрастные толщи (Высокогорский надвиг), а также более древние мезозойские (Дальнегорский надвиг) и палеозойские отложения (левобережье р.Киевки, верховье р.Уссурки). Максимальная амплитуда горизонтального перемещения по надвигам достигает 5-6 км [I4], падение сместителей на юго-восток под углом I0-50°. Надвиги сопровождаются зонами смятия мощностью до 200 м; в аллохтонах нередко наблюдаются складки, опрокинутые на северо-запад под углом 45-70°.

В последние годы некоторые исследователи [44] пришли к выводу, что интенсивно дислоцированные осадочные толщи Дальнегорского района, которые ограничены полого падающими на юго-восток срывами (рис.2I), являются конседиментационными образованиями олистостромовой природы и были сформированы в раннем мелу (берриас-валанжин). В охарактеризованных нижнемеловой флорой и фауной осадочных отложениях часто наблюдаются многочисленные обломки и глыбы, сложенные кремнистыми породами и известняками юрского и триасового возраста.

Надвигание образований Прибрежного актиклинория по серии чешуйчатых надвигов в северо-западном направлении происходило в позднеюрское-раннемеловое время [35] либо в туроне-раннем сеноне [54, 76]. Антиклинорное строение Прибрежной структуры и широкое развитие вдоль ее северо-западного борта наклоненных на юго-восток чешуйчатых надвигов позволяют считать эту структуру горст-антиклинорной, сформированной в результате выжимания крупного клиновидного блока коры, юго-восточный фланг которого может находиться в пределах Японского моря. Выжимание Прибрежного горст-антиклинория началось, возможно, в раннем мелу, когда вдоль его северо-западного фланга формировались чешуйчатые надвиги и конседиментационные образования олистостромовой природы. Продолжавшееся выжимание Прибрежного горст-антиклинория обусловило субконтинентальный режим осадконакопления, а в дальнейшем поднятие и эрозию фундамента меловой геосинклинали. Этот фундамент представлен позднепалеозойскими-раннемезозойскими карбонатно-кремнисто-терригенными образованиями, идентичными тем, которыми в большей своей части сложен Западный блок.

Бикинский, Анюйский и другие горст-антиклинорные структуры Восточного блока ориентированы закономерно косо к Центральному Сихотэ-Алинскому левому сдвигу, который ограничивает их с запада (см.рис.I5). Есть все основания считать, что формирование складчатых и горст-антиклинорных структур происходило в условиях латерального перемещения Восточного блока вдоль Центрального Сихотэ-Алинского левого сдвига - субвертикального глубинного разлома, рассекающего всю мощность континентальной коры Сихотэ-Алиня. В процессе движения Восточного блока вдоль сдвига происходили смятие в складки пластичных отложений и своеобразное торошение жесткой континентальной коры с образованием чешуй-



Р и с. 2I. Фрагмент строения Дальнегорской металлогенической сдвиговой зоны (Дальнегорский рудный район)

I – позднемеловые–палеогеновые, вулканогенные, вулкано-плутонические и интрузивные образования; 2 – готерив-альбские терригенные отложения; 3 – валанжинские образования на отдельных участках (мелкий крап), насыщенные обломками, глыбами и крупными пластинами, возможно, олистромовой природы, содержащими микрофауну триас-юрского возраста; 4–6 – триасовые известняки: 4 – выходящие на поверхность, 5,6–под вулканогенным чехлом (5 – установленные, 6 – предполагаемые); 7 – кремнистые породы; 8 – интрузии основного и среднего состава; 9 – эшелоны даек кислого (тонкий пунктир), среднего и основного состава; I0 – рудные месторождения; II – границы Дальнегорской металлогенической сдвиговой зоны; I2 – надвиги (пунктир – предполагаемые); I3 – сбросы (пунктир – предполагаемые): I – Тигровый, 2 – Садовый; I4 – границы раздвигов; I5 – сдвиговые зоны: I – Николаевская, II – Дотолитовая; III – Высокогорская; IУ – Неждайкинская; У – Сахарная

чатых надвигов и горст-антиклинорных структур. Пространственно-временные и генетические связи всех перечисленных типов структур отвечают законам левосдвиговых дислокаций.

П р и б р е ж н ы й б л о к контролируется Береговым и Восточным разломами, ориентированными в направлении СВ-30° (см.рис.I5). Длина его более 800 км, ширина около I00 км, мощность земной коры в его пределах 26–35 км. Площади блока в Приморье соответствует площадь Восточно-Азиатского вулканического пояса. В магнитном поле Прибрежный блок выражен аномалиями со значениями от близких к нулю до повышенных, которые развиты вдоль береговой линии. Аномалии удлиненных очертаний обычно ориентированы параллельно простиранию блока. В его пределах проходит одноименная зона интенсивного градиента силы тяжести, обуслов-

ленная, по-видимому, фронтальным подъемом коровых и мантийных базитовых минеральных ассоциаций [47].

Прибрежный блок на поверхности практически повсеместно сложен верхнемеловыми и палеогеновыми осадочно-вулканогенными образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, наложенного на интенсивно дислоцированное доверхнемеловое основание. Это складчатое основание на дневной поверхности широко проявлено в пределах Восточного блока, а в Прибрежном блоке оно выходит на поверхность лишь в эрозионных окнах вулканогенного чехла. Вулканиты образуют сложный структурно-фациальный комплекс. Он состоит из вулканических и вулкано-тектонических построек, эффузивных, туфовых и континентальных осадочных стратифицированных толщ и экструзивных тел. Широко развиты впадины, кальдеры проседания, вулкано-тектонические структуры шириной до 50 км [17, 80], которые контролируют пространственное положение сосдвиговых глубоко проникающих раздвигов. С миогеосинклинальными морскими отложениями мела и более древними породами этот комплекс имеет тектонические, эруптивные или резко несогласные седиментационные контакты.

Нижняя часть осадочно-вулканогенного комплекса представлена континентальными и вулкано-осадочными образованиями с растительными остатками сеноман-туронского возраста и эффузивами главным образом среднего состава. Осадконакопление происходило в разобщенных бассейнах, мощность отложений составляет несколько сотен метров. Выше залегают вулканиты преимущественно кислого состава (эффузивы, туфы, игнимбриты и др.) и вулкано-осадочные отложения с остатками растений предположительно сенон-датского возраста мощностью до 1000 м.

Верхнюю часть комплекса слагают даний-палеоценовые лавы и туфы в основном среднего состава, которые перекрыты преимущественно кислыми лавами и туфами. К этому возрасту относятся и континентальные, кое-где слабоугленосные осадки и вулканогенно-осадочные толщи. Мощность отложений обычно 200-300 м. Комплекс в целом на основании растительных остатков можно датировать сеноман-палеоценом, суммарная мощность его отложений достигает 5000 м [28, 113].

Палеогеновые отложения распространены на небольших участках в виде покровов мощностью 200-500 м. Они представлены вулканитами либо основного и среднего состава (миндалекаменные андезито-базальты, андезиты, базальты, туфы и туффиты), либо кислого состава (липариты, туфы, стекла). Реже палеогеновые породы залегают в депрессиях (сбросо-раздвигах), которые выполнены осадочными отложениями: конгломератами, галечниками, песчаниками, песками, глинистыми и углистыми сланцами континентального генезиса. Их общая мощность не превышает 400 м.

С вулканитами территориально и, вероятно, генетически связаны позднемеловые-палеогеновые интрузивные породы (вулкано-плутоническая ассоциация). Наиболее широко распространены интрузивные породы кислого состава, реже встречаются интрузии среднего состава. Породы основного состава редки и обычно контролируют глубинные раздвиги. Интрузии

кислого состава образуют довольно крупные массивы, сложенные гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами, гранит-аплитами, гранодиорит-порфирами, граносиенитами, кварцевыми и фельзитовыми порфирами. Часто они трудно отличимы от экструзивных образований, а иногда наблюдаются постепенные переходы от гранитов к липаритам.

Вулканогенный комплекс деформирован слабо и в целом моноклинально наклонен на восток.

Анализ пространственно-временных и геодинамических связей между главными структурными элементами Сихотэ-Алиня позволяет сделать вывод о существовании в этом регионе иерархического ряда генетически соподчиненных структур. К структурам первого ранга относятся глубинные разломы (сдвиги) северо-восточного простирания и ограниченные ими блоки. В процессе латерального (сдвигового) смещения блоков в их пределах сформировалась закономерная система чередующихся синклинорных и горст-антиклинорных структур, а также надвигов и взбросов, которые по отношению к осложненным ими блокам являются структурами более низкого ранга. Анализ строения Сихотэ-Алиня с соблюдением иерархии и генетической соподчиненности структурных элементов позволил обосновать представление о моноклинально-блоковом строении этого региона [100, 104] и разработать новый подход к объяснению природы известной в Сихотэ-Алине магмометаллогенической зональности.

Прежде чем давать общую характеристику моноклинально-блокового строения Сихотэ-Алиня, напомним, что наиболее древние архейско-протерозойские и нижнепалеозойские образования Приморья выходят на дневную поверхность в основном в пределах Ханкайского блока. К востоку от него, возможно повсеместно или только на отдельных участках, они являются основанием для более молодых образований континентальной коры Сихотэ-Алиня, которые по временным, вещественным и дислокационным признакам можно разделить на три структурно-формационных комплекса: нижний, средний и верхний. Они сложены соответственно верхнепалеозойско-нижнемезозойскими вулканогенно-кремнисто-терригенными, нижнемеловыми терригенными и верхнемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями.

Важной закономерностью в строении Приморья являются не только сдвиговые смещения, но и ступенчатые погружения блоков от Ханкайского массива в сторону Японского моря (см.рис.15). В связи со ступенчатым погружением блоков уровень их эрозионного среза по мере удаления от Ханкайского массива повышается. И если в Западном блоке позднепалеозойские-раннемезозойские образования практически повсеместно выходят на поверхность, то в Восточном блоке они наблюдаются только в горст-антиклинорных структурах среди преимущественно нижнемеловых терригенных отложений. В свою очередь, нижнемеловые осадочные отложения в пределах Прибрежного блока перекрыты позднемеловым вулканогенно-осадочным чехлом.

Погружение нижнего (позднепалеозойского-раннемезозойского), среднего (раннемелового) и верхнего (позднемелового) структурно-формаци-

онных комплексов на юго-восток в сторону Японского моря происходит не только путем ступенчатого погружения блоков, но и в форме моноклинального наклона комплексов на восток. Об этом свидетельствует пологий наклон на восток прежде всего верхнего структурно-формационного комплекса (позднемелового вулканогенного чехла). Западная его часть (Сихотэ-Алинский хребет) расположена гипсометрически выше восточной, скрытой под водами Японского моря и прослеживающейся в пределах шельфа и материковой отмели вдоль побережья Приморья [45]. Моноклинальным падением вулканогенного комплекса на восток можно объяснять прямолинейность современной береговой линии (см.рис.15). Западная окраина моноклинали имеет более глубокий эрозионный срез, поэтому здесь вскрываются корневые зоны вулканитов с крутопадающими тектоническими и эруптивными контактами, рвущие осадочные доверхнемеловые складчатые образования нижележащего структурно-формационного комплекса.

Путем анализа складчатых дислокаций [104] в Восточном блоке, известном в литературе как Главный Сихотэ-Алинский синклинорий, выявлена целая серия чередующихся синклинорных и антиклинорных структур, ориентированных косо к границам Восточного блока. По своим масштабам они соответствуют известному в Приморье Прибрежному горст-антиклинорию (см.рис.15). Антиклинорные структуры сложены берриас-валанжинскими, раннемезозойскими и позднепалеозойскими образованиями. Периклинальные замыкания этих структур свидетельствуют об их устойчивом погружении на восток под верхний вулканогенный структурно-формационный комплекс. Периклинальное замыкание восточного фланга Анюйского блока (Хабаровский край) также соответствует косому срезу крупного антиклинория, который погружается на северо-восток и ограничен с запада Центральным разломом.

Анализ морфологии и пространственного размещения складчатых сооружений выявил, что так называемый Главный Сихотэ-Алинский синклинорий [28] представляет собой не узкий прогиб, протягивающийся вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а полого погружающуюся на восток под позднемеловой вулканогенный чехол моноклиналь. Эта моноклиналь сложена преимущественно нижнемеловыми отложениями и смята в процессе сдвиговых смещений вдоль Центрального разлома в систему северо-восточных складок различных порядков от относительно небольших до таких крупных, как Прибрежный, Бикинский, Хорский и Анюйский горст-антиклинории (см.рис.15). Погружение в северо-восточном направлении антиклинорных структур, сложенных позднепалеозойскими-раннемезозойскими образованиями (например, Прибрежный и Анюйский горст-антиклинории), указывает на то что и нижний структурно-формационный комплекс также погружается на восток.

Таким образом, если оценивать Сихотэ-Алинь с позиций ранговой соподчиненности его структурных элементов, то в строении этого региона к рангу первого порядка следует отнести блоково-моноклинальное погружение струтурно-формационных комплексов на восток, в сторону Японско-

го моря. Путаница в ранговой иерархии структур (например, сопоставление находящихся на разных уровнях иерархического ряда Главного Сихотэ-Алинского и Прибрежного антиклинориев) не позволят видеть эту главнейшую структурную закономерность Сихотэ-Алиня, что вело к неправильному истолкованию многих сторон строения и развития региона. Блоково-моноклинальное погружение континентальной коры произошло после формирования позднемелового вулканогенного структурно-формационного комплекса и, по-видимому, связано с формированием в кайзозое Япономорской глубоководной впадины, в направлении которой произошло ступенчатое соскальзывание блоков континентальной коры [104].

В силу того что Сихотэ-Алинская моноклиналь наклонена на восток и эрозией срезана косо, на поверхности с запада на восток фактически наблюдаются особенности строения всего вертикального разреза моноклинали - от ее нижнего структурно-формационного комплекса к верхнему. Поэтому наблюдаемое в Сихотэ-Алине с запада на восток уменьшение интенсивности деформаций, тенденция к миграции магматических процессов, постепенная смена высокотемпературной вольфрамит-касситеритовой минерализации на полиметаллическую и, наконец, уменьшение содержания К и, напротив, увеличение содержания Са в меловых интрузивах - все это можно рассматривать как особенности строения и развития континентальной коры в направлении от ее нижних структурно-формационных комплексов к верхним.

Установлено, что контакты между разновозрастными структурно-формационными комплексами осложнены зонами пологих срывов, выполняющими роль зеркал складчатости [100, 104]. Вдоль западной кромки позднемелового вулканогенного чехла развивалась Сихотэ-Алинская надвиговая зона, представляющая собой серию чешуйчатых надвигов, падающих на юго-восток под вулканогенный чехол. Подобные срывы наблюдаются и внутри нижнемеловых комплексов, но особенно интенсивно они проявились в зоне перехода от меловых образований к подстилающему их палеозойско-раннемезозойскому структурно-формационному комплексу, где широкое развитие получили шарьяжно-надвиговые структуры и олистостромовые образования. Именно к этому погружающемуся полого на восток контакту тяготеет зона концентрации альб-сеноманских плутонов (см.рис.15).

Выводы о моноклинальном строении Сихотэ-Алиня позволяют пересмотреть существующие представления о пространственно-временных закономерностях проявления позднемелового магматизма и по-иному объяснить природу известной в Сихотэ-Алине магмометаллогенической зональности. Для достижения этой цели детально исследовались особенности тектонических дислокаций каждого из структурно-формационных комплексов Сихотэ-Алинской моноклинали. Особое внимание было обращено на изучение позднемелового геодинамического режима, на фоне которого протекали процессы магматизма и рудообразования, приведшие к формированию Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Детально иссле-

довалась кинематика разломов фундамента позднемелового вулканического чехла.

Сдвиговые зоны фундамента вулканогенных образований

Детальное исследование тектоники фундамента позднемеловых вулканогенных образований проводилось в Центральном Сихотэ-Алине (в пределах Восточного блока) вдоль западной кромки Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса (рис.22). Вулканогенный чехол срезан эрозией, и вскрыт фундамент пояса, сложенный преимущественно нижнемеловыми терригенными, интенсивно дислоцированными отложениями. В пределах этой площади размещены Арминский и Кавалеровский рудные районы, в связи с чем здесь особо детально исследовались геодинамические условия формирования структур рудных месторождений.

Представления о строении этого района, как и о строении Сихотэ-Алиня в целом, складываются в основном из геологических карт. Существующая методика составления карт предусматривает интерпретацию и объединение в свиты и возрастные комплексы всех задокументированных в поле геологоструктурных элементов. При этом по ряду причин часто допускаются ошибки [104]. Чтобы их избежать, при оценке тектонического строения района анализировались первичные материалы геологического картирования.

Наш анализ был начат с массовой выборки из разных источников достоверно выявленных геологоструктурных элементов, которые затем группировались на базе установленных для сдвиговых дислокаций пространственных, временных и генетических закономерных взаимосвязей. Прежде всего по специально разработанной легенде на сводную карту Центрального Сихотэ-Алиня были вынесены закартированные маркирующие слои. В результате на фоне переслаивающихся алевролитов с песчаниками выделялись толщи с повышенной концентрацией конгломератов, туфогенных пород или кремней (см.рис.22,а). Обособленность этих толщ четко обозначилась также после нанесения на карту точек местонахождения ископаемых фаун. Таким методом были оконтурены кремнисто-терригенные толщи, конгломератовая толща с остатками ауцеллин и конгломерато-туфогенная с бухиями. Каждая толща при ширине выхода на поверхность в 6-II км прослеживается в направлении СВ-30-60^{0} от 60 до I50 км. Эти маркеры не только хорошо отражают простирание крупных складчатых структур Сихотэ-Алиня, но и позволяют обоснованно оценивать амплитуды смещений по секущим разломам.

Одновременно с выделением маркирующих толщ структурным анализом на фоне преобладающего северо-восточного простирания пород были выявлены участки с аномальными простираниями. Прежде всего обращалось внимание на аномальные структурные рисунки, идентичные достоверно сосдвиговым.

Наибольший интерес вызвали флексурные зоны[1], линейно вытянутые на десятки и даже сотни километров в северо-восточном и меридиональном направлениях, ориентированные под острым углом (20-45°) к складчатости. Флексуры обусловлены отклонением доминирующих простираний слоев от северо-восточных ближе к меридиональным направлениям. Здесь же отмечаются складки с крутопадающими и вертикальными шарнирами (аксоноклинали), определившие аномальное разнообразие простираний крутопадающих слоев. Структурный рисунок флексурных зон оказался идентичным таковым приразломных зон достоверных левых сдвигов северо-восточного простирания и прежде всего зоне Центрального Сихотэ-Алинского глубинного разлома, левостороннее перемещение по которому установлено ранее [37, 40].

Детальными геологоструктурными исследованиями на многих участках флексурных зон и особенно в пределах месторождений установлено, что флексуры сформировались в результате горизонтальных перемещений по сериям параллельных и субпараллельных крутопадающих разрывов, группирующихся в сдвиговые зоны. Амплитуды перемещений по отдельным разрывам варьируют от нескольких метров до 3-5 км. Суммарные амплитуды сдвиговых зон определены по смещениям нижнемеловых фаунистически охарактеризованных толщ и достигают нескольких десятков километров. В некоторых случаях эти амплитуды подтверждаются горизонтальными разобщениями позднемеловых гранитных массивов и полей контактовых роговиков, по которым оконтуриваются криптоинтрузивные массивы (см. рис.22).

В Центральном Сихотэ-Алине в фундаменте позднемелового вулканогенного чехла выявлены сдвиговые зоны субмеридионального и северо-восточного направлений [104]. Смещение масс в этом направлении подтверждается статистическим анализом тектонических штрихов (см.рис.22,б,в). Сдвиговые зоны по пространственной ориентировке и морфокинематическим характеристикам тесно смыкаются с Центральным Сихотэ-Алинским разломом. Наиболее крупными и лучше изученными сдвиговыми зонами в исследованном районе являются Восточная, Микулинская, Арминская, Березовская и Бурматовская.

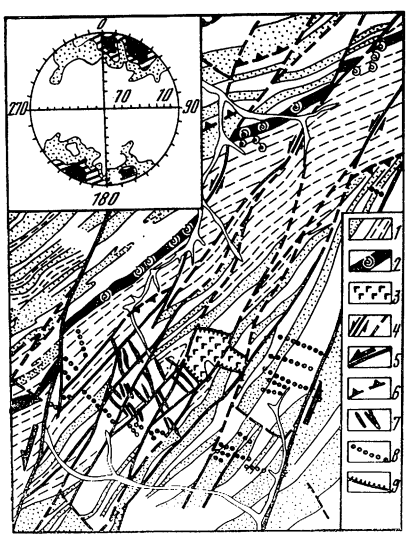
Восточная сдвиговая зона в рассматриваемом районе представлена северо-восточными разломами, сконцентрированными в полосе шириной 5-15 км (см.рис.22). Прямолинейность зоны свидетельствует о ее крутых углах падения. В зоне локализуются интрузии основного состава, что указывает на ее значительную глубинность. По данным ГСЗ [5], на севере сдвиговая зона проникает до базальтового слоя и фиксируется до глубины 25 км (см.рис.16), а на юге она достигает поверхности Мохоровичича на глубине 36 км.

Минимальная амплитуда сдвигов по отдельным разрывам изменяется от первых метров до 3 км, а суммарная (на участке сдвиговой зоны шириной

[1] Здесь и далее имеются в виду горизонтальные флексуры с крутопадающими и вертикальными шарнирами.

9 км) амплитуда сдвигов составляет не менее 8 км и определена она по смещению слоя песчаников с фауной позднеальбских тригониид (рис.23). Максимальная амплитуда левого сдвига в пределах рассматриваемого района (20-30 км) определена по смещениям в плане конгломератовой толщи с остатками апт-альбских ауцеллин, кремнисто-терригенной готерив-аптской толщи (см.рис.22), а также по смещению контакта позднемеловых гранитоидов Приморского батолита [97, 98]. Наращивание амплитуды на юге Восточной сдвиговой зоны до 55-75 км произошло за счет суммарного сдвигового эффекта в результате причленения к ней Микулинской, Арминской, Забытой и Березовской зон. Суммарная амплитуда левого сдвига в южной части Восточной сдвиговой зоны подтверждается результатами сопоставления триас-юрского эвгеосинклинального комплекса левобережья р.Киевки с подобными образованиями, распространенными восточнее сдвиговой зоны в Кавалеровском районе. Верхнемеловые-палеогеновые вулканогенно-осадочные образования смещены Восточной сдвиговой зоной не повсеместно. Иногда ею ограничены широтные и северо-западные вулканотектонические структуры.

В южных районах Восточная сдвиговая зона включает разломы северо-восточного (20-30°) простирания - Фурмановский, Лифудзинский, Оловянный, Дождевой и др., которые изучались многими исследователями (А.И. Бураго, Ю.Т.Гурулев, Б.А.Иванов, А.Н.Калягин, Д.Н.Кузнецов, Г.Б.Нарбут, В.В.Голозубов и др.). Все эти разломы представлены сериями сместителей, образующими вертикальные или крутопадающие зоны, которые сложены измененными, истертыми, рассланцованными алевролитами с будинами, тектоническими линзами, глыбами песчаников и кремнистых пород и брекчированных песчаников. Многочисленные зеркала скольжения указывают на то, что смещения по отдельным разрывам (а иногда по одному и тому же) были разновременными. Главные смещения были левыми сдвиговы-



Р и с. 23. Строение Восточной сдвиговой зоны в пределах месторождения Тернистого

I - песчаники (крап), алевролиты (штриховка), переслаивание песчаников и алевролитов (белое поле); 2 - маркирующий горизонт песчаников с фауной тригониид (средний-верхний альб); 3 - габбро-диориты; 4,5 - сдвиги: 4 - составляющие, 5 - ограничивающие сдвиговую зону; 6 - надвиги; 7 - рудные тела; 8 - дайки кислого состава; 9 - условные границы структур растяжения.

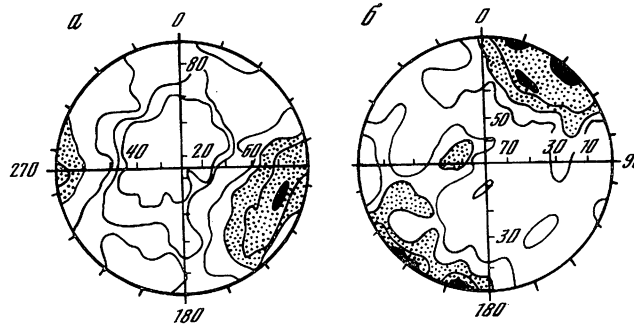
В левом верхнем углу - суммарная диаграмма ориентировки штрихов скольжения (540 замеров)

ми, но отмечаются также и косые по падению и восстанию. Наряду со сдвигами наблюдаются и надвиги, которые чаще всего ориентированы косо к сдвигам и почти всегда срезаются ими, что указывает на возможно сосдвиговую природу надвигов.

Проведенный в Кавалеровском рудном районе статистический анализ массовых замеров разрывов со следами смещений указывает на то, что подавляющее число сместителей ориентировано на СВ-10-25° и падают на юго-восток под углом 70-85°, а тектоническая штриховка указывает на преимущественно сдвиговые смещения (рис.24). Сдвиговый тип смещений подтверждается и развитием в зонах разломов аксоноклиналей. Общая мощность зон разломов достигает 1000 м, а в их наиболее резко выраженных частях - 50-100 м, реже до 400 м. Зоны пронизаны серией дайкоподобных тел кислого и среднего состава, ориентированных в общем согласно с ними. В зонах локализуются и многочисленные рудные жилы.

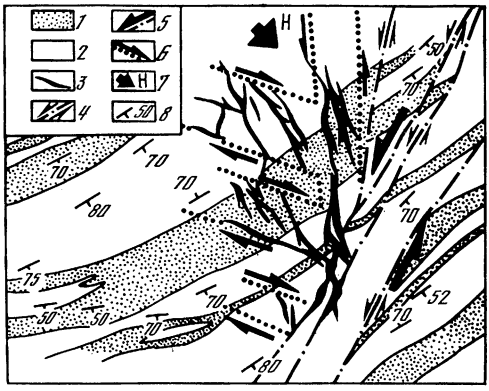
В северных районах Восточная сдвиговая зона детально изучена в Арминском рудном районе в пределах месторождений Тернистого и Дальнетаежного (рис.25). Здесь сдвиги являются наиболее широко распространенными и четко выраженными разрывами; рудные поля рассекаются ими на узкие блоки, вытянутые в северо-восточном направлении. Сдвиги представлены многочисленными поверхностями скольжения с хорошо выраженной (преимущественно горизонтальной) штриховкой (рис.26) и часто сопровождаются зонами интенсивного будинажа, дробления, рассланцевания и глин трения, часто полосчатого строения.

Таким образом, основные смещения масс вдоль Восточной глубинной сдвиговой зоны происходили вдоль серии северо-восточных крутопадающих сдвигов. Локализация руды в северо-западных и субмеридиональных разрывах указывает на то, что структуры рудных месторождений формировались в условиях длительных левых смещений по северо-восточным сдвигам, причем смещение продолжалось и после рудолокализации.



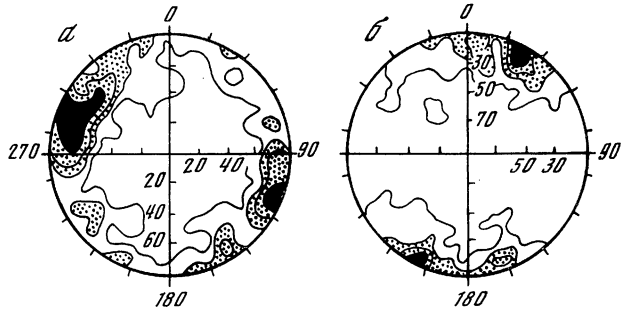
Р и с. 24. Характеристика смещений по Восточной сдвиговой зоне в пределах Кавелеровского рудного района

а,б - суммарные диаграммы: а - ориентировок разрывов-сместителей, б - штрихов скольжения. Замеров соответственно: 1280 и 1200.



Р и с. 25. Фрагмент строения Восточной сдвиговой зоны (Дальнетаежное месторождение)

I - преимущественно песчаники; 2 - преимущественно глинистые сланцы и алевролиты; 3 - рудные тела; 4 - сдвиги; 5 - направление смещений вдоль сдвиговой зоны; 6 - границы потенциальных сдвигов; 7 - направление нормального (относительно сдвиговой зоны) напряжения сжатия; 8 - элементы залегания слоев (цифра - величина угла падения слоя)



Р и с. 26. Характеристика смещений на Восточной сдвиговой зоне в пределах Арминского рудного района

а,б - суммарные диаграммы: а - тектонических штрихов, б - поверхностей скольжения с тектонической штриховкой. Замеров соответственно: 540 и 433

Микулинская сдвиговая зона прослеживается на 180 км в направлении СВ-20° от верховья р.Большая Уссурка до среднего течения р.Арму (см.рис.22). Ширина сдвиговой зоны от 2 до 10 км. Это глубинный разлом, который, по данным ГСЗ [5], проникает на 42 км до поверхности Мохоровичича (см.рис.16). Глубинность разлома подтверждается локализацией аномалий повышенной силы тяжести. Микулинский разлом на отдельных участках хорошо выражен; особенно четко проявляются те участки разлома, в пределах которых контактируют блоки с разными магнитными характеристиками.

Суммарная амплитуда левого сдвига по Микулинской зоне составляет 17 км. Она определена по смещению юго-восточной границы распространения валанжинских отложений, по смещению кремнисто-терригенной готерив-аптской толщи и конгломератовой апт-альбской с фауной ауцеллин (см. рис.22). Эта амплитуда подтверждается также смещением поля контактовых роговиков, развитых над позднемеловыми гранитоидами Приморского батолита.

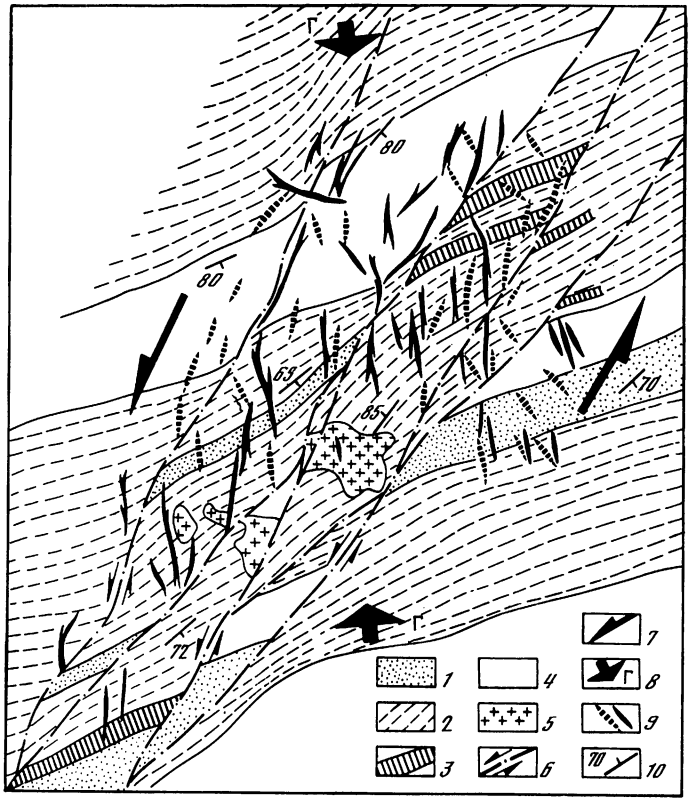
На поверхности сдвиговая зона представлена серией северо-восточных разрывов. На юге она разветвляется на два основных разрыва, один из которых причленяется к Восточной, другой - к Арминской сдвиговой зоне. Здесь разрывы сопровождаются зонами дробления, разлинзования, рассланцевания и глиной трения. Часто наблюдаются зеркала скольжения, преимущественно с горизонтальной штриховкой. Максимальная мощность таких зон не превышает 30 м. Разрывы вертикальные и крутопадающие на восток и юго-восток. Повсеместно им сопутствуют жилы и прожилки кварца; часто сопутствует слабая минерализация свинца и цинка. К разрывам приурочены минеральные источники. С южным флангом Микулинской сдвиговой зоны связано Ноябрьское оловорудное месторождение. Хорошо изученный здесь А.И.Киселевым структурный рисунок однозначно свидетельствует о доминирующей роли левых сдвигов по рудолокализующим разрывам северо-восточного простирания.

В пределах северного фланга Микулинской сдвиговой зоны располагаются месторождения Трапеция, Зимнее и Среднемикулинское (рис.27, 28). В районе этих месторождений (среднее течение р.Арму) Микулинская сдвиговая зона изучена более детально.

Статистический анализ массовых замеров геологоструктурных элементов в пределах месторождений свидетельствует о следующем. Нижнемеловые отложения в этой части Микулинской сдвиговой зоны интенсивно смяты в линейные складки, определившие северо-восточное (30-70°) простирание слоев с крутыми углами падения. Основные смещения масс осуществлялись по крутопадающим (преимущественно на восток-юго-восток) разрывам субмеридионального и северо-восточного простирания. Горизонтальная штриховка свидетельствует о сдвиговом характере перемещений. Сдвиги занимают положение биссектрисы угла между складками северо-восточного простирания и рудолокализующими разрывами растяжения северо-западного простирания, что свидетельствует о левых смещениях по сдвигам.

В зоне Микулинского разлома локализуются многочисленные дайки среднего и кислого состава, которые ориентированы преимущественно в северо-западном и субмеридиональном направлениях (см.рис.27, 28), что также обусловлено левыми сдвигами по северо-восточным разрывам. Сдвиги северо-восточного простирания являются протяженными разрывами, которые под острым углом (20-30°) к слоистости пересекают рудные поля, разрезая их на узкие (шириной 500-1000 м), вытянутые в северо-восточном направлении блоки.

Крутопадающие прямолинейные, иногда ветвящиеся разрывы сопровождаются зонами интенсивного дробления, рассланцевания и глин трения мощностью до 10 м. В зонах часто наблюдается слабая кварц-сульфидная минерализация в виде очень тонких прожилков и мелких гнезд. Здесь же иногда локализуются дайки среднего состава, часто интенсивно раздробленные. На крутопадающих поверхностях скольжения развита преимущественно горизонтальная и пологонаклонная тектоническая штриховка. Сдвиги северо-восточного простирания четко фиксируются геофизическими ано-

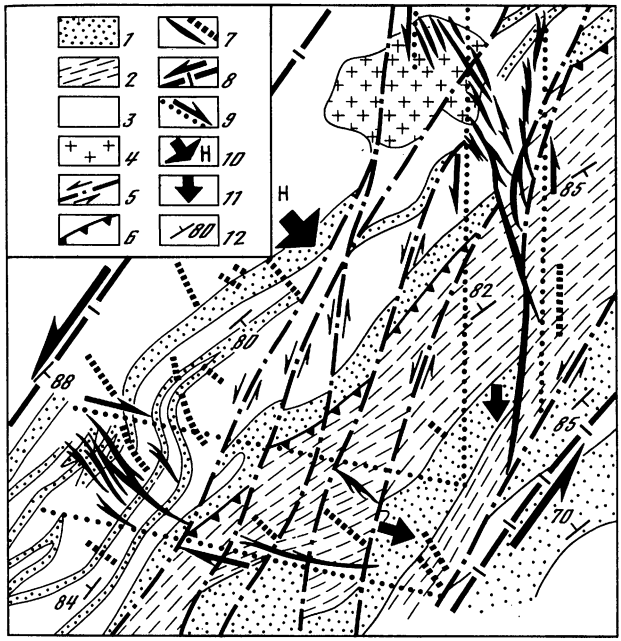


Р и с. 27. Строение Микулинской сдвиговой зоны в пределах месторождения Трапеция

I – преимущественно песчаники; 2 – преимущественно алевролиты; 3 – кремнистые, кремнисто-глинистые породы, радиолариты; 4 – неравномерное переслаивание песчаников и алевролитов; 5 – диориты и гранодиориты; 6 – частные сдвиги сдвиговой зоны; 7 – направление смещения; 8 – направление главного сжатия; 9 – дайки преимущественно среднего состава, рудные тела (черное); I0 – элементы залегания слоев (цифра – величина угла падения слоя)

малиями и контролируются первичными ореолами вольфрама, висмута и меди. О левых сдвигах свидетельствует подворот слов против часовой стрелки, четко выраженный почти повсеместно вблизи северо-восточных разрывов.

Амплитуда сдвигов по отдельным разрывам измеряется от первых метров до 4-5 км (см.рис.27), а суммарная в пределах рудных полей превышает I0 км. Основные смещения по сдвигам произошли до рудообразования, но продолжались в период рудогенеза. Об этом свидетельствует ориентировка рудных тел. Дробление даек и незначительные смещения рудных жил в зонах северо-восточных разрывов указывают на активизацию поддвижек по сдвигам в послерудное время.



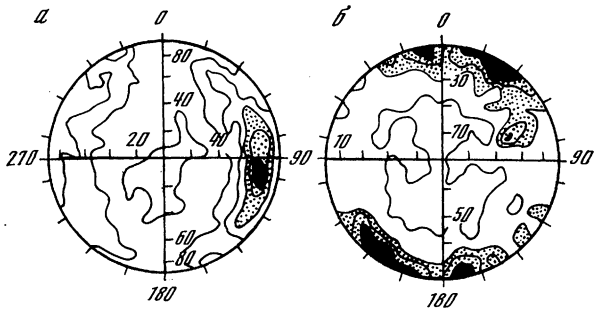
Р и с. 28. Строение Микулинской зоны в пределах Среднемикулинского и Зимнего месторождений

I – преимущественно песчаники; 2– преимущественно алевролиты; 3 – неравномерное переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – граниты; 5 – частные сдвиги Микулинской сдвиговой зоны; 6 – надвиги; 7 – рудные тела (черное) и дайки преимущественно среднего состава; 8 – условные границы сдвиговой зоны; 9– условные границы потенциальных сдвигов; I0 – направление нормального сжатия; II – направление погружения оси эшелона; I2 – элементы залегания слоев (цифра – величина угла падения слоя)

Разрывы северо-западного простирания, в которых локализуются большинство рудных тел и даек, обычно крутопадающие и сравнительно непротяженные (первые сотни метров). По морфологическим признакам они являются структурами растяжения (раздвигами), ориентированными субнормально к простиранию сдвиговой зоны. Во многих случаях эти разрывы являются трансформированными в раздвиги сколами с признаками дорудных смещений. Рудные тела северо-западного простирания на Среднемикулинском и Зимнем месторождениях сгруппированы соответственно в северо-западный и меридиональный эшелоны, подобные рудолокализующим эшелонированным структурам Восточной сдвиговой зоны.

Наиболее широко распространенной системой разрывов, оперяющих северо-восточные сдвиги, являются взбросы и надвиги (см.рис.2Ɛ), ориентированные параллельно простиранию слоев. Вертикальная и крутопадающая штриховки могут свидетельствовать не только о взбросовых движениях, но и возможных сбросах некоторых блоков внутри Микулинской сдвиговой зоны. Однако анализ суммарных замеров ориентировки тектонических штри-

хов (рис.29,а) и поверхностей скольжения с тектонической штриховкой (рис.29,б) подтверждает главенствующую роль в Микулинской сдвиговой зоне разрывов северо-восточного и субмеридионального простирания, по которым происходили горизонтальные (сдвиговые) смещения. Все прочие типы разрывов генетически связаны с северо-восточными и субмеридиональными сдвигами.



Р и с. 29. Характеристика смещений по Микулинской сдвиговой зоне

а,б – суммарные диаграммы погружения тектонических штрихов (а) и разрывов (б) с признаками смещений. Замеров соответственно: 1010 и 2165

А р м и н с к а я с д в и г о в а я з о н а прослеживается в северо-восточном (10–15°) направлении на 200 км от верховьев р.Рудной до верховья р.Тигринки и, возможно, продолжается и далее на север (см. рис.22). Ширина сдвиговой зоны 1–6 км. На юге она, расщепляясь на несколько разломов, причленяется к Восточной сдвиговой зоне. Суммарная амплитуда левого сдвига, равная 17–20 км, определена по смещению валанжинской туфогенно-конгломератовой толщи с ауцеллами, готерив-аптской кремнисто-терригенной толщи и апт-альбской конгломератовой толщи с ауцеллинами. Она подтверждается также смещением по сдвиговой зоне позднемеловых Приморского и Сихотэ-Алинского батолитов. Вдоль сдвиговой зоны сформировались долины рек Арму и Большой Уссурки, отличающиеся исключительной прямолинейностью. На юге Арминская сдвиговая зона, примыкая к Восточной, представлена прежде всего исключительно хорошо выраженным Встречным разломом, который, отличаясь прямолинейностью с запада, ограничивает протяженный узкий блок, сложенный валанжинскими отложениями.

Внутреннее строение и история формирования Арминской зоны наиболее детально изучены на месторождениях и в этом отношении не отличаются от Восточной и Микулинской сдвиговых зон. Следует отметить, что на поверхности Арминская зона представлена серией субпараллельных и ветвящихся крутопадающих разрывов северо-восточного и субмеридионального простирания. Особенно эффектно проявление субмеридиональных сдвигов на южном окончании Арминской сдвиговой зоны, где они, располагаясь

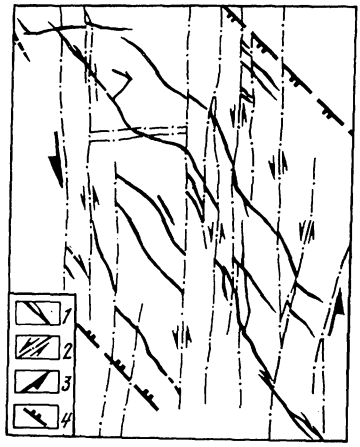
параллельно друг другу, ограничивают узкий (шириной 4 км, длиной 50 км) блок, насыщенный валанжинской фауной. Этот блок разобщен широтной Березовской вулкано-тектонической структурой, что указывает на характер возрастного и пространственного отношения этих структур к северо-восточным и субмеридиональным сдвигам.

Рудные тела и многочисленные дайки среднего и основного состава локализуются в разрывах как субмеридионального простирания, так и северо-западного, что свидетельствует о проявлении рудных процессов в условиях левых смещений по субмеридиональным сдвигам. Субмеридиональные крутопадающие сдвиги часто оперяются северо-восточными и субширотными надвигами, иногда контролирующими рудные тела (месторождение Эльдорадо). Сдвиговая зона на некоторых участках перекрыта верхнемеловыми-палеогеновыми осадочно-вулканогенными образованиями, а в некоторых случаях она смещает на незначительную амплитуду широтные вулкано-тектонические структуры.

Березовская сдвиговая зона до последнего времени представлялась ориентированной в меридиональном направлении [98]. Однако дополнительный анализ геологических карт и прежде всего анализ результатов геологосъемочных работ, выполненных В.В.Голозубовым и А.П.Матюниным в пределах Кавалеровского района, позволяет несколько уточнить ее пространственную ориентировку.

Эта зона четко прослеживается в направлении СВ-25°, параллельном Центральному разлому (см.рис.22). На значительном протяжении она ограничивает с востока узкий блок валанжинских отложений, насыщенных фауной бухий. На юге Новогорской разлом Березовской сдвиговой зоны ограничивает с востока блок, сложенный осадочными отложениями с позднеальбской фауной тригониид. Ширина сдвиговой зоны 10-14 км. На поверхности она выражена серией северо-восточных и меридиональных разломов, которые изучались многими исследователями (В.И.Высоцкий, А.И.Бураго, Г.Н.Нарбут, В.В.Голозубов, А.П.Матюнин и др.). Разломы сопровождаются мощными (до 700 м) зонами дробления, рассланцевания, будинажа и глины трения. В зависимости от характера тектонических продуктов в зонах разломов они либо легко размываются, образуя ложбины, либо устойчивы к выветриванию.

В пределах месторождений сдвиговая зона часто выражена серией субмеридиональных сдвигов (рис.30). С разломами связаны малые интрузии, дайки кислого, среднего и основного состава. В зонах разломов интенсивно проявлен гидротермальный метаморфизм, выраженный хлоритизацией и окварцеванием окружающих пород; в отдельных случаях к разломам приурочены сульфидные и оловянные жилы. Рудные тела и дайки обычно размещаются в северо-западных разрывах, приоткрывание которых было возможным в условиях левых сдвигов по меридиональным разрывам Березовской зоны (см.рис.30). Суммарная амплитуда левого сдвига по этой зоне достоверно не установлена, но, судя по интенсивному левому подвороту сло-



Р и с. 30. Строение рудолокализующей структуры Березовской сдвиговой зоны (Арсеньевское месторождение)

I – рудные тела, компенсирующие структуры сосдвигового растяжения; 2 – сдвиги; 3 – направления смещений; 4 – границы рудолокализующей зоны растяжения

ев, левосторонние горизонтальные смещения должны были быть значительными.

Кроме охарактеризованных сдвиговых зон, в этом районе выявлены и другие (см.рис.22). Однако изучены эти зоны недостаточно, хотя характер их внутреннего строения, судя по имеющимся материалам, принципиально ничем не отличается от строения Восточной, Микулинской и других, более детально исследованных зон Центрального Сихотэ-Алиня. На северо-востоке Сихотэ-Алиня выявлена и изучена Бурматовская сдвиговая зона. Она представляет интерес в связи с тем, что проявлена и изучалась как в породах фундамента, так и в самих позднемеловых вулканогенных образованиях.

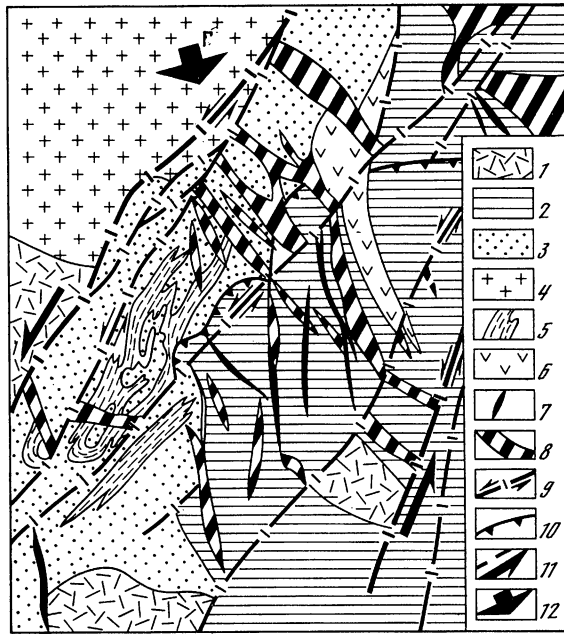
Бурматовская сдвиговая зона протягивается в северо-восточном направлении на расстояние до 200 км. Она размещена в центральной части вулканогенного чехла, рассекая его на западный и восточный блоки. Эта зона наиболее хорошо изучена в южной части Самаргинского рудного района, где размещены Бурматовское и Приморское месторождения (рис.31). В пределах Бурматовского месторождения, кроме верхнемеловых, развиты и нижнемеловые образования (рис.32). Ширина сдвиговой зоны составляет здесь 3-4 км. Крутые разрывы (сдвиги) северо-восточного простирания рассекают месторождение на узкие блоки.

Западное ограничение сдвиговой зоны четкое и представлено Приконтактовым сбросо-сдвигом, срезающим с востока Венюковский массив гранитов. Этот сбросо-сдвиг выражен серией северо-восточных разрывов, сгруппированных в зону шириной от нескольких десятков метров (в долине кл. Безымянного) до I км (верховье кл.Лагерного). Один из разрывов задокументирован в верховье кл.Лагерного. Простирание разрыва СВ-20-30°, падение на юго-восток под углом 70-80°. Ранняя тектоническая штриховка наклонена на юго-запад под углом 18-30°, а более поздняя на юго-запад под углом 63-75°. Наложение крутой штриховки на пологую, более раннюю, свидетельствует о трансформации сдвиговых смещений по разлому в сбросовые.



Р и с. 31. Геологоструктурная карта южной части Самаргинского рудного района

I–4 нижнемеловые складчатые образования, слагающие основание вулканогенного пояса: I,2 – средне-верхнеальбские осадочные (I) и вулканогенно-осадочные (2) отложения, 3 – апт-нижне-среднеальбские осадочные (3) и вулканогенно-осадочные (4) отложения; 5–II – позднемеловые и олигоцен-миоценовые образования вулканогенного пояса: 5 – олигоцен-миоценовые базальты, андезиты, 6 – датские игнимбриты, туфы липаритов, дацитов, туфоконгломераты, туффиты, 7 – маастрихтские андезиты, туфы андезитов, андезито-базальты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты, игнимбриты липарито-дацитов и андезито-дацитов, 8 – коньяк-туронские валунники, конглобрекчии, конгломераты, туфы, игнимбриты липаритов, дациты, андезиты; 9–II – сеноман-датские интрузии состава: 9 – кислого, I0 – среднего и II – основного; I2 – сдвиговые зоны: I – Плотниковская, II – Восточная, III – Топографическая, IУ – Килоуская, У – Скалистая, УI – Бурматовская, УII – Борисовская, УIII – Меридиональная, IX – Карабановская, X – Единкинская; I3 – разрывы сдвиговых зон: а – установленные, б – предполагаемые; I4 – зачаточные сдвиги вулканогенного чехла; I5 – надвиги; I6 – границы структур растяжения, контролировавшие позднемеловой и олигоцен-миоценовый вулканизм; I7 – оси складок доверхнемеловых образований



Р и с.32. Строение Бурматовской сдвиговой зоны в пределах одноименного месторождения

I - игнимбриты, туфы, лавы умеренно кислого состава (сантон-турон); 2 - туфы, туфоконгломераты с горизонтами лав андезитов и дацитов, туффиты, переслаивание песчаников, алевролитов, туффитов (альб); 3 - флишоидное переслаивание алевролитов и тонкозернистых песчаников, лавы, туфы основного и среднего состава, туфогенные песчаники, алевролиты (альб); 4 - граниты (сеноман); 5 - ядра антиклиналей; 6-8 - структуры растяжения, компенсированные :6 - андезитами, 7 - рудой, 8 - липарит-порфирами; 9 - сдвиги; I0 - надвиги; II - границы Бурматовской сдвиговой зоны и направления смещения блоков фундамента; I2 - направление главного сжатия

В верховье кл.Лагерного в гранитах и гранодиоритах Верхневенниковского массива вскрыта зона разрывов северо-восточного простирания мощностью около 50 м. Разрывы наклонены преимущественно на северо-запад 305-310° под углом 68-70°. Они выражены зонами дробления, глинами трения мощностью от 0,3 до 2-3 м и многочисленными зеркалами скольжения, на которых наряду с крутопадающей тектонической штриховкой (60-87°) наблюдаются пологонаклоненные и горизонтальные штрихи. Зоны дробления содержат обломки пород I-30 см. Эти обломки хорошо обработаны и сцементированы глиной трения. Здесь же наблюдаются окварцевание и пиритизация.

Бурматовская сдвиговая зона в верхнемеловом вулканогенном чехле на Приморском месторождении выражена в виде единичных сдвигов северо-восточного простирания и многочисленных разрывов (преимущественно также сдвигов) северо-западного простирания, ориентированных косо к сдвиговой зоне и с четко выраженной тенденцией к раскрытию и трансформации

в сбросы. Все эти закономерности полностью соответствуют дислокациям чехла над левыми сдвигами в основании.

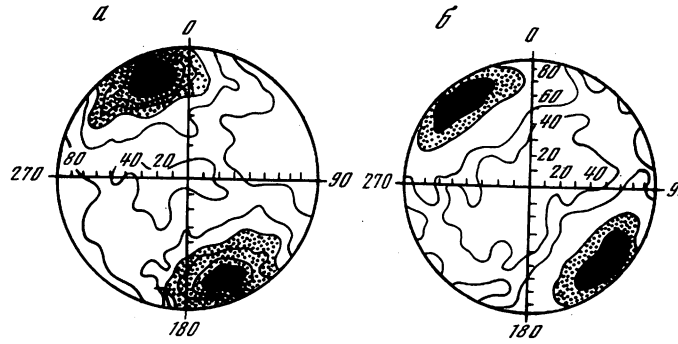
В данном районе трудно оценить амплитуды горизонтальных смещений по отдельным разрывам и сдвиговой зоне в целом. Если допустить, что ступенчатое разобщение границ образований самаргинской свиты (маастрихт) вызвано левыми сдвигами, то сдвиговая амплитуда по отдельным разрывам достигает 2 км, а суммарная по Бурматовской зоне - не менее 12 км.

После формирования кюмской толщи (даний) сдвиговые смещения были здесь незначительны. Напомним, что такие структурные условия весьма благоприятны для рудолокализации. И не случайно, что практически вся рудная минерализация Приморского месторождения сосредоточена в виде полосы северо-восточного простирания в пределах Бурматовской сдвиговой зоны на том ее участке, где она перекрыта слабоволеченным в сдвиговые дислокации чехлом, сложенным из вулканогенных образований кюмской толщи.

В целом о сдвиговых зонах, проявленных в фундаменте позднемеловых вулканогенных образований, можно сказать, что все они характеризуются прямолинейностью, значительной протяженностью и развитием узких длинных тектонических блоков и линз, часть которых интенсивно будинирована, развальцована и перемята. Поверхности многочисленных смесителей субпараллельны и параллельны разломам. Эти поверхности круто падают и имеют широко развитые преимущественно горизонтальные борозды, штрихи и зеркала скольжения. Статистическим анализом массовых замеров тектонических штрихов установлено, что основные смещения блоков в Центральном Сихотэ-Алине происходили полого по крутопадающим смесителям (см.рис.22,б) в направлении СВ-20-30° (см.рис.22,в).

Разрывы часто сопровождаются зонами глинки трения и брекчирования, мощность которых меняется от нескольких до десятков метров. В этих случаях они отчетливо фиксируются дипольным профилированием, а на аэрофотоснимках выражены в виде прямолинейных отрицательных форм рельефа, к которым иногда приурочены долины рек. Вдоль смесителей нередко наблюдаются характерные элементы складчатости сдвигов: плавные горизонтальные изгибы слоев, гофрировка слоев и складки волочения с вертикальными и крутопадающими шарнирами. Статистическим анализом массовых замеров ориентировки слоев в пределах сдвиговых зон и за их пределами установлено, что относительно фоновой ориентировки (рис.33,а) в зонах интенсивного сдвигания слои развернуты на 20-30° против часовой стрелки (рис.33,б), что подтверждает левосдвиговый характер смещений.

Внутри сдвиговых зон широко развиты послойные и секущие взбросы, надвиги и взбросо-сдвиги. Нередко наблюдается переход сдвигов в опережающие надвиги и взбросы, по которым перемещались фронтальные части сдвигающихся блоков. Амплитуды перемещений по сдвигам, очевидно, могут быть значительны. Некоторые северо-восточные сдвиги при переходе в надвиги, взбросы и послойные сдвиги затухают. Просевшие вдоль разло-



Р и с. 33 Сравнительная корреляция простираний складчатых структур в сдвиговых зонах и за их пределами

а,б – диаграммы ориентировки слоев: а – фоновой, б – в пределах сдвиговых зон. Замеров соответственно: 2300 и 4100

мов блоки свидетельствуют, по-видимому, о существовании сбросов в пределах сдвиговых зон.

Сместители зон часто рассекают и смещают дайки андезитов, фельзитов, дацитов, жилы кварца и кальцита и сопровождаются хлоритизацией и сульфидизацией. В этих зонах иногда локализуются рудные тела. Статистическим анализом установлено, что подавляющее большинство рудных тел месторождений Приморья располагается в пределах зон северо-западного и субмеридионального простирания (см.рис.15, диагр.), приоткрывание которых было возможно в условиях левых сдвигов вдоль северо-восточных разломов. В том же северо-западном и субмеридиональном направлении ориентировано и большинство разрывов, которые залечены дайками и фиксируют пространственное положение раздвигов.

Пространственное соотношение статистически установленных доминирующих направлений складчатых структур, разрывов с горизонтальной тектонической штриховкой (сдвигов) и рудо- и дайковмещающих структур (раздвигов), т.е. соотношение пликативных, сколовых и деструктивных форм сдвиговых дислокаций, полностью соответствует левосдвиговому режиму, который определял закономерности тектонического развития Сихотэ-Алиня в предрудный (складчатый) и синрудный этапы. Движения по некоторым разломам возобновлялись многократно и после локализации даек и рудных тел. Унаследованность левых смещений по северо-восточным сдвигам устанавливается конкретными наблюдениями, а также статистическим анализом векторов сдвигов, разобщающих в плане дайки разного состава и рудные тела. Из этого анализа вытекает (рис.34), что суммарный вектор разобщения даек и жил по типу левого сдвига ориентирован в северо-восточном направлении.

Большинство известных месторождений Сихотэ-Алиня пространственно связано со сдвиговыми зонами (см.рис.22), которые приобретают значе-

ние рудоконтролирующих структур. Решающая роль сдвиговых зон в размещении месторождений обусловлена следующими наиболее важными причинами.

I. Сдвиговые зоны являются глубинными разломами, рассекающими континентальную кору и вскрывающими низкие уровни тектоносферы.

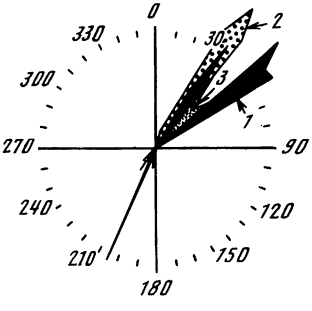
2. Деструктивные формы сдвиговых дислокаций обеспечивали проницаемость земной коры для магматических и рудных веществ и энергоресурсов в условиях регионального (глобального) латерального сжатия.

3. Длительность развития сдвиговых дислокаций способствовала инъекции и дифференцированному перераспределению в континентальной коре глубинных веществ, в том числе и рудных с повышенной их концентрацией в глубинных сдвиговых зонах.

Сравнительный анализ сдвиговых дислокаций доверхнемелового складчатого и верхнемелового вулканогенного комплексов

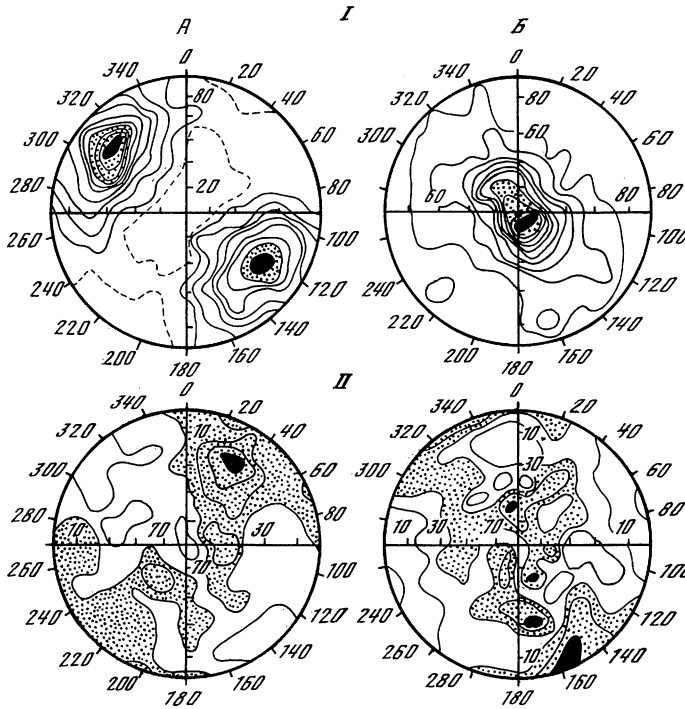
Наиболее молодыми образованиями складчатого комплекса, вовлеченными в сдвиговые смещения, являются позднеальбские, охарактеризованные фауной тригониид. Следовательно, основные смещения вдоль сдвиговых зон происходили после позднеальбского времени, т.е. синхронно с процессами магматизма, сформировавшими Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс. Есть многочисленные примеры срезания разломами северо-восточного простирания позднемеловых вулканогенных образований. В частности, в Центральный Сихотэ-Алинский и Меридиональный сдвиги разрывают вулканиты и смещают их. Учитывая, что подавляющее большинство рудных месторождений было сформировано в позднем мелу и многие из этих месторождений локализованы в вулканитах, представляет интерес изучение закономерностей и форм проявления сдвиговых дислокаций в наиболее молодом в Приморье структурно-формационном комплексе, перекрывающем сдвиговые зоны фундамента.

Сравнительный анализ дислокаций вулканогенного чехла и складчатого основания проводился в пределах Дальнегорского и Кавалеровского рудных районов [104]. Статистический анализ элементов слоистости (рис.35) свидетельствует, что под вулканогенным чехлом доверхнемеловые отложения смяты в обычные для Восточного Приморья линейные, тесно сжатые складки северо-восточного простирания. Однако простирание слоев в этих районах отличается от фонового для Приморья, но оно идентично простиранию слоев в пределах охарактеризованных выше сдвиговых зон,



Р и с. 34. Суммарные розы простираний векторов разобщений сдвигами даек и рудных тел (месторождения Арминского рудного района)

I-3 - розы суммарных векторов разобщений: I - даек кислого состава, 2 - рудных тел, 3 - даек среднего состава. В северных рубаках суммированы вектора разобщений по типу левых сдвигов, в южных - по типу правых сдвигов



Р и с. 35. Сравнительная характеристика структурных и кинематических элементов доверхнемелового складчатого (А) и позднемелового вулканогенного (Б) структурно-формационных комплексов Дальнегорского рудного района

I – диаграммы ориентировки слоистости: А – основания, Б – вулканогенного чехла. Замеров соответственно: 4678 и 1921. II – диаграммы ориентировки тектонических штрихов: А – основания, Б – вулканогенного чехла. Замеров соответственно: 2413 и 570

что свидетельствует о значительных сдвиговых дислокациях, проявленных в Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах; и не случайно, что эти районы отличаются значительной рудонасыщенностью.

Основные смещения масс в фундаменте вулканогенного чехла в Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах осуществлялись преимущественно горизонтально по крутопадающим сместителям (в том числе и послойным) в северо-восточном направлении (см.рис.35,II). Многие из северо-восточных сдвигов фундамента проявлены и в вулканогенном чехле. Однако результаты геокартирования и статистический анализ показывают, что подавляющее число разрывов, смещающих вулканогенные образования, ориентировано на северо-запад. Сбросовые движения в пределах вулканогенного чехла преобладают, а горизонтальные (сдвиговые) в отличие от

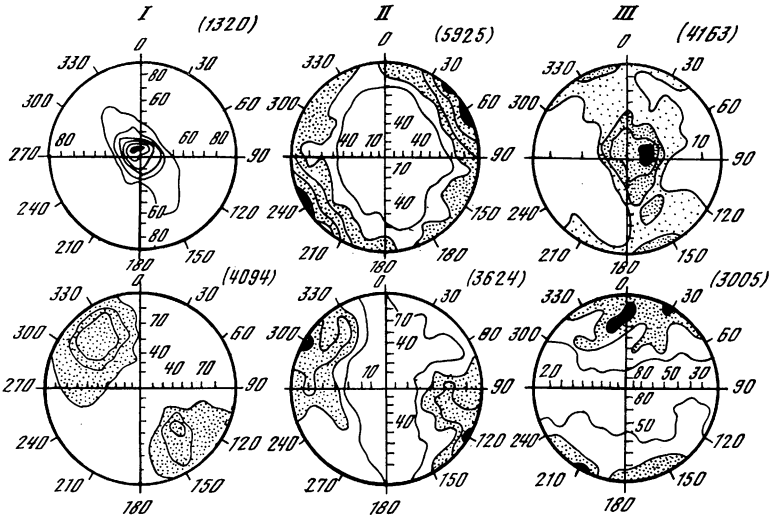
сдвигов фундамента происходили преимущественно по северо-западным разрывам (рис.35, II), а не по северо-восточным. Статистический анализ ориентировки слоев (рис.35, I) свидетельствует о наличии в вулканогенном чехле эмбриональной линейной складчатости северо-восточного простирания.

Различие дислокаций позднемелового вулканогенного и складчатого структурно-формационных комплексов детально исследовалось также и на севере Приморья, в южной части Самаргинского рудного района в пределах Прибрежного блока. Здесь фундамент позднемеловых вулканитов сложен раннемеловыми, преимущественно терригенными отложениями и рассечен системой северо-восточных сдвигов на узкие (4-18 км) блоки (см. рис.31). Ширина сдвиговых зон от 0,5 до 5 км. Они характеризуются теми же признаками, что и сдвиговые зоны, рассекающие доверхнемеловой складчатый структурно-формационный комплекс Восточного блока (см. рис.22). В отличие от фундамента в позднемеловом вулканогенном чехле северо-восточные сдвиговые зоны выражены лишь фрагментами разломов идентичного северо-восточного простирания, а чаще всего они представлены в виде эшелонированных сколов северо-западного простирания, локализующих во многих случаях дайки и рудные тела различного состава.

В целях уточнения основных различий в дислокациях фундамента и вулканогенного чехла в Самаргинском рудном районе был проведен сравнительный статистический анализ по следующим структурно-кинематическим признакам (рис.36): складчатость, разрывы со следами смещений и ориентировка перемещения масс в пространстве (тектоническая штриховка).

Нижний структурно-формационный комплекс (фундамент), сложенный раннемеловыми преимущественно терригенными отложениями, характеризуется (см.рис.36, нижний ряд диаграмм) линейной, интенсивно сжатой складчатостью с простиранием СВ-40-50°. Разрывы с признаками смещений преимущественно крутые и сгруппированы в доминирующую систему с простиранием СВ-20-30°. Преимущественно пологая тектоническая штриховка на сместителях свидетельствует о том, что перемещение блоков фундамента вулканогенных образований происходило главным образом по крутым разрывам полого и горизонтально в северо-восточном и субмеридиональном направлениях. Таким образом, статистически подтверждается, что в фундаменте вулканогенных образований проявлялся преимущественно сдвиговый геодинамический режим.

Верхний структурно-формационный комплекс, сложенный позднемеловыми вулканогенными образованиями, по степени и характеру дислокаций резко отличается от нижнего и характеризуется проявлением примитивных форм складчатости (см.рис.36, верхний ряд диаграмм). У подавляющего большинства складок крылья пологие (10-20°), поэтому как цельные структуры они картируются редко и с трудом, и только статистический анализ указывает на наличие в вулканогенном чехле зачаточной северо-восточной системы складчатых структур.



Р и с. 36. Сравнительная характеристика структурных и кинематических элементов позднемелового-палеогенового (верхний ряд диаграмм) и доверхнемелового (нижний ряд диаграмм) структурно-формационных комплексов южной части Самаргинского рудного района

Суммарные диаграммы: I – плоскостей напластования, II – разрывов с признаками смещений, III – тектонических штрихов. Цифры в скобках в верхнем правом углу диаграмм – количество замеров

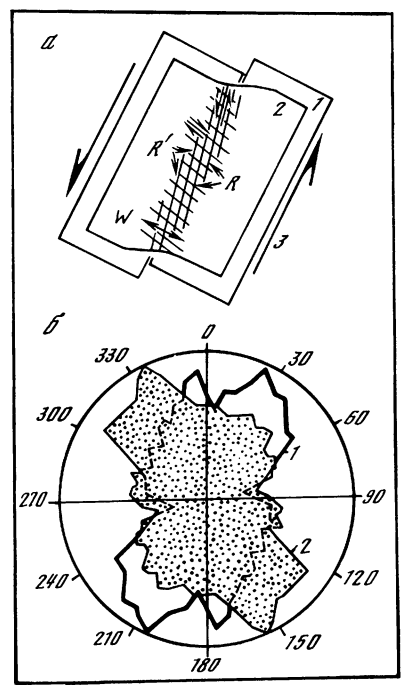
Разрывы со следами смещений крутые и вертикальные и ориентированы преимущественно в направлении СЗ-300-340°. Северо-восточная (10-30°) система разрывов проявлена отчетливо, но в количественном отношении она уступает северо-западной. Судя по ориентировке тектонических штрихов на сместителях, перемещение блоков вулканогенных образований было преимущественно крутым и вертикальным (сбросовым). Отчетливо выражено и горизонтальное (сдвиговое) перемещение блоков, происходившее в направлениях от северо-западного (300°) до северо-восточного (40°). При этом преобладают сдвиги северо-западного направления, а северо-восточные проявлены реже.

Обобщая результаты сравнительного анализа дислокаций верхнемелового вулканогенного и доверхнемелового складчатого комплексов, прежде всего укажем на то, что, несмотря на значительную удаленность районов исследования друг от друга (Дальнегорский и Самаргинский рудные районы), различия в дислокациях фундамента и вулканогенного чехла идентичны. Этот факт может свидетельствовать, с одной стороны, о достоверности выводов, а с другой – о единстве геодинамического режима формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса на всем его протяжении.

Главное различие в проявлениях разрывной тектоники заключается в том, что в фундаменте исключительно широкое развитие получили сдвиги

северо-восточного простирания, в то время как в вулканогенном чехле доминируют сбросы, а сдвиги расположены косо к сдвигам фундамента и ориентированы преимущественно на северо-запад (рис.37). Различие в интенсивности дислокаций и неоднозначность кинематических характеристик и ориентировки разрывных систем верхнего и нижнего структурно-формационного комплексов довольно легко объясняются, если рассматривать разрывные и складчатые структуры вулканогенных образований как зачаточные формы дислокаций чехла, происходивших в условиях левосдвиговой активизации северо-восточных разломов фундамента. Такого рода закономерности установлены экспериментально (см.рис.5, 37). При продолжении смещений блоков по сдвигам фундамента в вулканогенном чехле формируются все новые и новые генерации эшелонированных сколов (сдвигов) с постепенным уменьшением угла между ними и сдвигами фундамента. И наконец, сдвиг фундамента достигает чехла. При этом более ранние косые сколы (сдвиги) чехла трансформируются в структуры растяжения, а следовательно, и в сбросы. Поэтому статистика указывает на преимущественное развитие в вулканогенном чехле вертикальных смещений блоков коры (см. рис.35, 37).

Раннюю стадию сдвиговых дислокаций в вулканогенном чехле характеризуют не только динамокинематические закономерности разрывообразования, но и начало складчатых деформаций вулканитов. Статистический анализ массовых замеров элементов слоистости осадочно-вулканогенных образований, проведенный в Дальнегорском и Самаргинском рудных районах (см.



Р и с. 37. Характер деформаций чехла над сдвигами, проявленными в жестком фундаменте

а – схема эксперимента Риделя [143]. 1 – жесткие пластины; 2 – пластичный материал (глина); 3 – направление смещения пластин; R – скол Риделя; R' – сопряженный скол Риделя: W – ширина сдвиговой зоны; б – диаграммы, отражающие пологое (0–30°) перемещение масс по крутым разрывам (сдвигам) в Самаргинском рудном районе: 1 – в нижнем структурно-формационном комплексе, 2 – в вулканогенном чехле. Замеров соответственно: 1336 и 1520

рис.35, 36), а также и других районах Сихотэ-Алиня (см.рис.17), однозначно свидетельствует о существовании в вулканогенном чехле зачаточной линейной системы складок восток-северо-восточного простирания.

Отсутствие маркирующих горизонтов, плохая обнаженность и преимущественное развитие лишь слабовыраженных пликативных форм затрудняют выявление складчатой структуры вулканогенного чехла. По-видимому, поэтому, хотя многие исследователи обращали внимание на существование складок в верхнемеловых-палеогеновых образованиях [10, 46, 82, 87 и др.], геологи в процессе дальнейшей долголетней геологической съемки так и не пришли к выводу о существовании в вулканогенном чехле единой линейной складчатой системы. До сих пор считается, что вулканиты регионально в складки не смяты. И только статистический анализ позволил выявить [104] в этом относительно молодом структурно-формационном комплексе складчатую систему, находящуюся на ранней стадии развития. Важно отметить, что кулисы брахиформных (эмбриональных) складок, сформированных в вулканогенном чехле над рассекающими земную кору глубинными сдвиговыми зонами (см.рис.14), представляют исключительный интерес как скрытые структурные ловушки рудного вещества.

При анализе фактических материалов геологического картирования вулканитов намечаются крупные складки с пологими шарнирами и крыльями. Причем результаты статистического анализа (см.рис. 35, 36) указывают, что складки с крыльями, положе 40-45°, ориентированы преимущественно субширотно (СВ-60-70°), а более редкие складки с крутыми крыльями - в северо-восточном направлении (СВ-40°). Следовательно, можно говорить о существовании в чехле (как и в доверхнемеловом складчатом фундаменте) левого разворота простираний складок при увеличении степени их дислоцированности.

Наиболее отчетливо такой разворот наблюдается над сдвиговыми зонами складчатого основания. Это указывает на то, что в начальную стадию деформации складки в породах вулканического комплекса ориентируются субширотно, а в последующем увеличивается степень дислоцированности пород и простирание складок переориентируется на северо-восточное. Так, еще раз подтверждается установленная путем реконструкции сдвигов [96, 97] характерная для Приморья закономерность: на первых стадиях развития складки ориентированы субширотно-нормально субмеридиональному напряжению сжатия, на глобальный характер которого указывают многие исследователи [25, 39, 59, 90, 104 и др.].

Затем под воздействием левосдвиговых дислокаций они переориентируются на северо-восток, одновременно трансформируясь от брахиформных складок к открытым с пологими крыльями и до тесно сжатых изоклинальных, осложненных надвигами и взбросами.

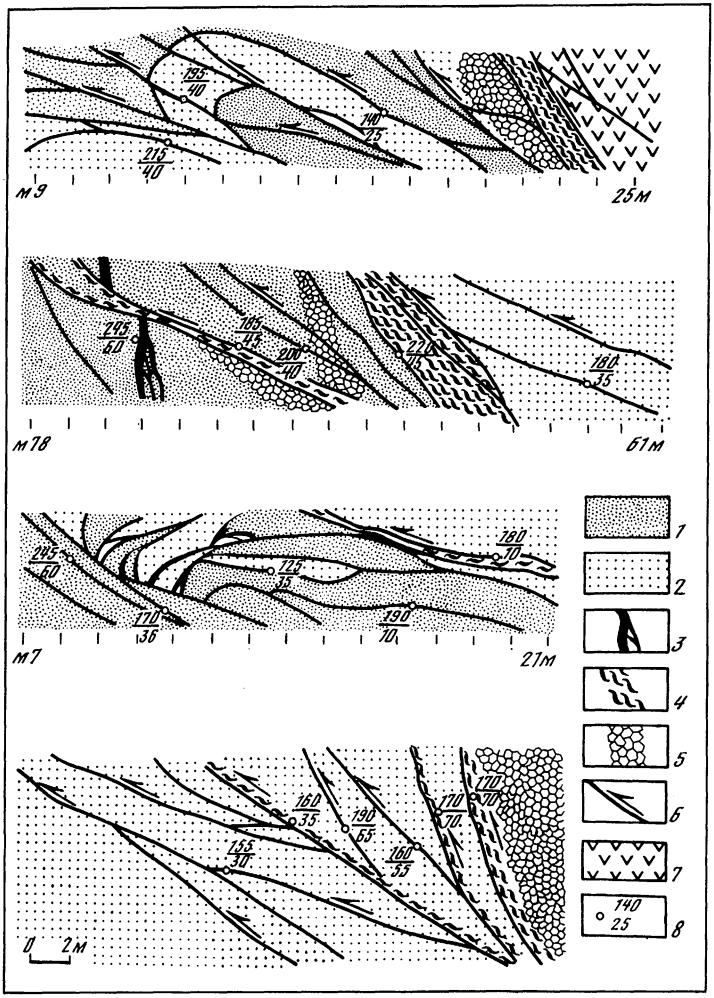
Анализ сдвиговых дислокаций показывает, что ориентировка долгоживущих сдвигов остается постоянной, а простирание складчатых структур меняется, причем особенно интенсивно вблизи сдвигов. В целом же этот процесс охватывает крупные регионы, подобные Сихотэ-Алинскому, кото-

рый представляет собой сдвиговую зону первого порядка. При постоянной ориентировке регионального сжатия и длительном процессе сдвиговых деформаций более древние структуры, очевидно, будут отклонены от первоначального простирания интенсивней, чем молодые. Такая тенденция наблюдается и в Сихотэ-Алине, хотя не последовательно и недостаточно четко. Нечеткость азимутального несогласия между разновозрастными складками можно объяснить их унаследованным развитием. Кроме того, отсутствие в Сихотэ-Алине хорошо выраженного азимутального несогласия между складками верхнепалеозойских, триас-юрских и нижнемеловых отложений, по-видимому, свидетельствует в пользу вывода о позднемеловом возрасте наиболее значительных сдвиговых смещений, обеспечивших складчатость.

Вулканиты как по латерали, так и в разрезе дислоцированы неодинаково. В линейные складки субширотного простирания прежде всего сминались осадочно-вулканогенные образования, которые по своим физическим свойствам и характеру залегания являлись наиболее благоприятными для пластических деформаций. Достоверно установлено, что в складки смяты вулканогенно-осадочные образования, охарактеризованные сенонской флорой (арзамазовская свита). Судя по замерам элементов слоистости и анализу отдельных фрагментов пластических деформаций, складчатым процессом затронуты также и даний-палеогеновые образования, хотя, возможно не повсеместно. При этом наиболее дислоцированными оказались нижние части вулканитов.

Большой интерес представляют характер и закономерности дислокаций зон непосредственного перехода интенсивно дислоцированного доверхнемелового складчатого основания к вулканогенному чехлу. Такие зоны часто характеризуются надвиговыми дислокациями, что подтверждается широким развитием последних вдоль западной кромки вулканогенного чехла, где в связи с его погружением на восток эрозией вскрыт контакт вулканитов с фундаментом. Анализ существующих материалов по надвиговой тектонике и исследование деформаций вдоль западной границы вулканитов, от Фурмановского рудного района на юге до бассейна р.Кемы на севере, показали, что здесь развиты чешуйчатые надвиги, которые, развиваясь в зоне перехода от складчатого основания к вулканогенному чехлу, объединяются в протяженную на сотни километров структуру, названную Сихотэ-Алинской надвиговой зоной [100]. В эту зону входят и охарактеризованные выше надвиги Дальнегорского рудного района (см.рис.21).

Наиболее детально надвиговая зона исследована нами на юге Приморья (месторождение Нижнее) и в более северных районах (верховье р.Кемы) [104]. На месторождении Нижнем изучена тектоника нижней части вулканитов, представленных туфами, туффитами, туфолавами и лавами рогово-обманковых андезитовых порфиритов (сеноман-турон-петрозуевская свита). В вулканитах широко развита система чешуйчатых надвигов и взбросов (рис.38), сместители которых в подавляющем большинстве наклонены на юг-юго-восток под углами 10-60°. В редких случаях падение пологих над-



Р и с. 38. Строение надвигов в подошве вулканогенного чехла (фрагмент Сихотэ-Алинской надвиговой зоны)

I – кварц-турмалиновые метасоматиты по пепловым туффитам; 2 – туфы андезитовых порфиритов; 3 – сульфидные жилы: 4,5 – зоны (4 – глин трения и милонитизации, 5 – дробления); 6 – надвиги; 7 – андезитовые порфириты; 8 – замеры ориентировки разрывов: числитель – азимут и знаменатель – угол падения

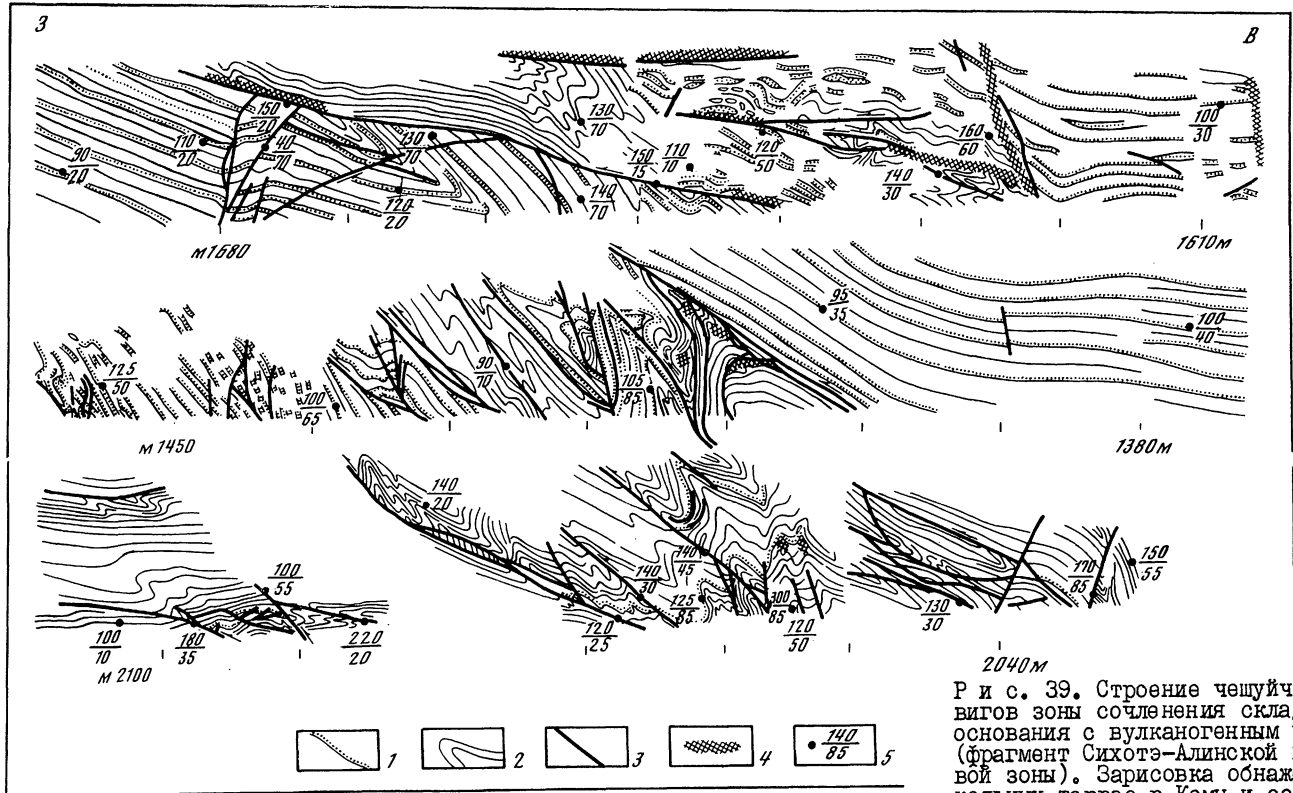
вигов обратное. Надвиги представлены притертыми поверхностями скольжения с грубыми бороздами и тонкой тектонической штриховкой. Они сопровождаются зонами дробления и интенсивного истирания пород в виде глин трения и милонитов мощностью от первых сантиметров до I,5-30 м. Надвиговый характер смещений часто устанавливается по сдвоению пластов пепловых туффитов, а также по развитию вдоль пологопадающих сместителей опрокинутых на север-северо-запад складок волочения. Основные надви-

говые смещения происходили до рудообразования, поэтому многие надвиги и взбросы, представленные зонами плотных глин трения и милонитов, выполняли роль рудных экранов.

Формирование надвигов вблизи и непосредственно на контакте вулканитов с нижним доверхнемеловым структурным комплексом обусловило опрокидывание его складок на северо-запад. Характер деформаций нижнего комплекса вблизи контакта с вулканитами наиболее детально изучен [104] в разрезе по р.Кеме и ее правому притоку, где распространены апт-альбские терригенные отложения. Здесь в цокольной террасе на протяжении около 10 км наблюдается зона чешуйчатых надвигов, сместители которых под разными углами падают на юг-юго-восток, а разнообразные по морфологическим признакам складки опрокинуты на север-северо-запад (рис.39). Складки заслуживают специального рассмотрения, но мы ограничимся лишь рисунком, который, по-видимому, даст читателю достаточно полное представление о характере пликативных деформаций в пределах Сихотэ-Алинской надвиговой зоны.

Сложная складчатость сопровождается многочисленными и разнообразными по морфологическим признакам разрывами. Наряду с крутыми широкое развитие получили пологие разрывы, сместители которых обычно наклонены на юго-восток под углом 10-40° и выражены одной или несколькими поверхностями скольжения, сопровождающимися тектонической штриховкой и (или) зонами дробления, рассланцевания и глины трения мощностью от 1-2 см до 1-5 м. Разрывы, пологонаклоненные на юг-юго-восток, сопровождаются складками волочения, опрокинутыми на север-северо-запад. Юго-восточные крылья этих складок нередко сорваны и надвинуты на противоположные, а по пологим надвигам, косо секущим слоистость, слои часто сдваиваются. Поверхности скольжения, часто сопровождающиеся зонами дробления и глинами трения, ограничивают тектонические пластины мощностью до первых десятков метров, пологонаклоненные на юг-юго-восток.

В одних случаях пластины дислоцированы относительно слабо и в виде моноклиналей надвинуты и перекрывают участки интенсивно смятых пород со складками, опрокинутыми на север-северо-запад. При этом складки срезаются пластинами, что создает ярко выраженные угловые несогласия тектонической природы. В других случаях пластины, ограниченные сверху и снизу пологопадающими на юг-юго-восток надвигами, представляют собой зоны исключительно сложных деформаций - интенсивной и разнообразной складчатости, смятия, будинажа, зон дробления и разрывов, параллельных контактам тектонической пластины. Здесь же наблюдается тектонический меланж из осадочных пород. В процессы сложных деформаций во многих случаях вовлечены малые интрузивные тела и дайки, которые, по-видимому, комагматичны вулканогенному комплексу. Следовательно, формирование надвигов и опрокидывание складок на север-северо-запад в нижнем структурном комплексе нельзя считать одновременным с седиментацией нижнемеловых отложений.



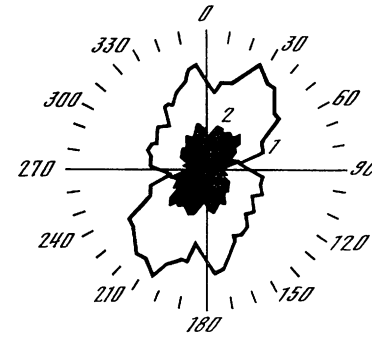
Р и с. 39. Строение чешуйчатых надвигов зоны сочленения складчатого основания с вулканогенным чехлом (фрагмент Сихотэ-Алинской надвиговой зоны). Зарисовка обнажений покольных террас р.Кемы и ее притоков

I – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – разрывы (надвиги); 4 – зоны дробления; 5 – замеры ориентировки слоев и разрывов: числитель – азимут, знаменатель – угол падения

Таким образом, зона перехода от интенсивно дислоцированного доверхнемелового фундамента к верхнемеловым образованиям вулканогенного чехла характеризуется развитием надвигов, сместители которых падают преимущественно на юг-юго-восток. Во многих случаях надвиги рассекают вулканогенный чехол и наблюдаются на поверхности. Типичной чертой надвигов является их косая ориентировка по отношению к сдвигам фундамента и простиранию вулканогенного пояса. Надвиги простираются параллельно эмбриональным складкам вулканогенного чехла и иногда при встречном падении образуют клиновидной формы горст-антиклинорные структуры разных размеров и амплитуд взбросовых смещений. Создается впечатление, что надвиги формируются совместно со складками и часто из-за отсутствия достаточной для пликативных деформаций пластичности пород как бы подменяют их в процессах латерального сокращения коры, возникающего в определенных условиях сдвиговых дислокаций.

В складчатом фундаменте, как было показано, движения осуществлялись главным образом по северо-восточным и субмеридиональным сдвигам, что подтверждается и статистическим анализом тектонической штриховки на плоскостях сдвигов фундамента (рис.40). Примечательно, что именно в этом направлении преимущественно ориентированы и следы смещений на пологих срывах вулканогенного чехла. Представляется, что активизация сдвигов фундамента привела к появлению пологих срывов в перекрывающем сдвиги вулканогенном чехле. Поэтому следы смещений на сдвигах фундамента и на пологих срывах чехла оказались параллельными. Левосторонние движения по субмеридиональным и северо-восточным сдвигам фундамента, по-видимому, возобновлялись многократно. В основании сдвиги все больше наращивали амплитуду смещений, при этом перекрывающий их вулканогенный чехол вовлекался в дислокации с образованием складчато-надвиговой системы, что подтверждается ее косой ориентировкой по отношению к левым сдвигам основания.

Особенно интенсивно субгоризонтальные срывы происходили на контакте вулканогенного чехла с латерально подвижным фундаментом. Латеральная подвижность фундамента приводила на одних участках к образованию в чех-



Р и с. 40. Соотношение надвиговых и сдвиговых смещений вулканогенного чехла и его складчатого фундамента

I-2 – розы простираний пологих и горизонтальных тектонических штриховок: I – на сместителях сдвигов фундамента, 2 – на сместителях надвигов вулканогенного чехла. Замеров соответственно: 1336 и 533

ле системы надвигов (структур сжатия), а на других - к образованию раздвигов (структур растяжения) и связанных с ними сбросов и проявлению процессов вулканизма. Во многих случаях северо-восточные сдвиги фундамента рассекли вулканогенный чехол и картируются на поверхности в виде хорошо проработанных разломов, а чаще в виде зачаточных (потенциальных) сдвигов. При этом сквозные глубинные сдвиги, рассекшие неблагоприятные для вертикальной миграции рудного вещества пологие и горизонтальные срывы, становились рудоносными структурами, контролирующими размещение рудных месторождений (см.рис.2I).

Обобщая результаты сравнительного анализа дислокаций доверхнемелового складчатого и верхнемелового вулканогенного комплексов, отметим, что в континентальной коре Сихотэ-Алиня отчетливо наблюдается вертикальная миграция сдвиговых дислокаций от нижних структурно-формационных комплексов к верхним.

Глава III. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА

Рассмотренное в предыдущей главе позволяет говорить о том, что тектоническое развитие Сихотэ-Алиня характеризуется главным образом сдвиговыми дислокациями, которые начали проявляться в конце раннего мела и продолжались в позднем мелу и кайнозое. Именно в это время проходил процесс высвобождения глубинного вещества и энергии: в конце альба широко проявился интрузивный магматизм, в позднем мелу процессы вулканизма сформировали вулканогенный пояс и образовалось большинство рудных месторождений и, наконец, в кайнозое получил развитие базитовый вулканизм. Пространственно-временна́я связь рудномагматических процессов и сдвиговых дислокаций ставит проблему выявления роли сдвиговой активизации глубинных разломов в высвобождении глубинной энергии и формировании магматических и рудных образований.

Эволюция сдвиговых дислокаций и геодинамические условия магматизма

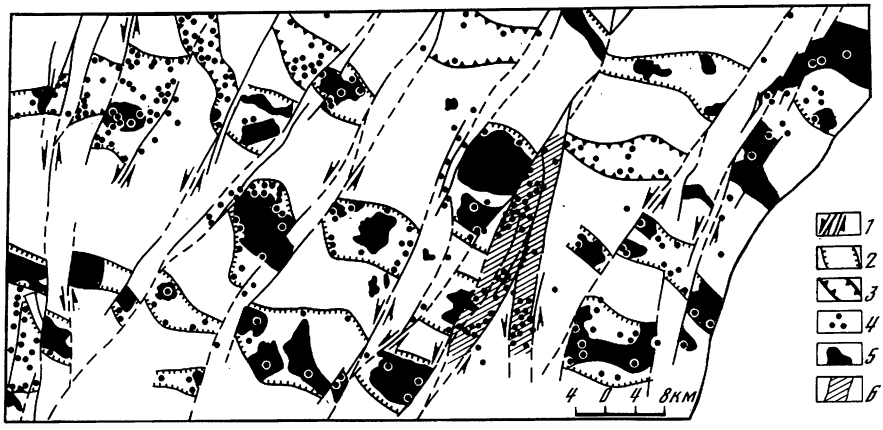
Синхронное формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса с интенсивным проявлением сдвиговых дислокаций позволяет рассмотреть позднемеловую сдвиговую активизацию глубинных разломов Сихотэ-Алиня как геодинамический процесс, который определил пространственно-временные закономерности высвобождения глубинного вещества и энергии. Это исходное положение подтверждается детальным анализом структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

Главной особенностью строения вулкано-плутонического пояса является широкое развитие поперечных к нему северо-западных и субширотных структур растяжения (см. рис. I5, 22, 3I), вскрывающих глубинные участки коры и верхней мантии и выполняющих роль подводящих каналов для выхода на верхние уровни тектоносферы магматических веществ.

Базируясь на преимущественном развитии в вулканогенном поясе сбросов, большинство исследователей считают, что именно этот тип тектонических дислокаций был главенствующим в эпоху позднемеловой магматической активизации Сихотэ-Алиня. Однако необходимо учитывать, что сбросовые смещения были лишь следствием образования структур растяжения. Та-

кая генетическая связь подтверждается тем, что большинство сбросовых сместителей развито вблизи структур растяжения и ориентировано параллельно их северо-западным границам. Структуры растяжения контролировали развитие не только зон сбрасообразования, но и, как отмечалось, процессы вулканизма, интрузивного магматизма и проявления повышенной рудоконцентрации (рис.41). Все это определяет выявление природы северо-западных и субширотных структур растяжения в качестве первоочередной задачи.

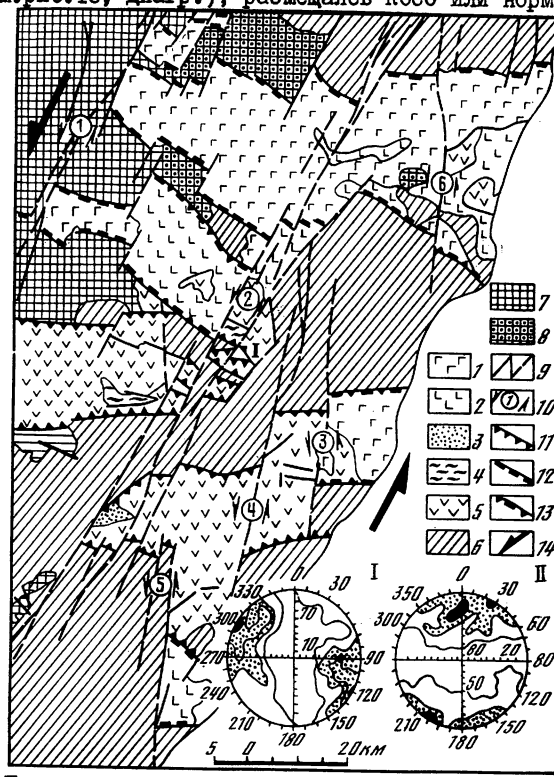
Структуры растяжения, судя по возрасту компенсирующих их образований (см.рис.22, 31), формировались преимущественно в позднем мелу, т.е. синхронно сдвиговой активизации глубинных разломов. Примечательно, что большинство структур растяжения ориентировано поперек к сдвиговым зонам северо-восточного простирания. Поперечную ориентировку к сдвигам имеют структуры, контролирующие размещение позднеальбских гранитоидных плутонов, а также так называемые вулкано-тектонические структуры, отражающие положение подводящих каналов позднемелового вулканогенного чехла (см.рис. 22, 31). Доминирующее северо-западное простирание даек (см.рис.15, диагр.) свидетельствует о том, что и дайковый магматизм Сихотэ-Алиня был связан со структурами растяжения, ориентированными преимущественно поперек северо-восточным сдвиговым зонам. Третичные депрессии и структуры растяжения, контролирующие базальтовый вулканизм (рис.42), также ориентированы в широтном и северо-западном направлениях. С флангов они ограничены северо-восточными сдвигами, хорошо выраженными в складчатом фундаменте вулканогенного чехла. Лате-



Р и с. 41. Связь магмо- и рудонасыщенных структур растяжения со сдвиговой геодинамикой

I - сдвиговые зоны; 2 - границы структур растяжения с повышенной магмо- и рудонасыщенностью; 3 - структуры растяжения с повышенной рудонасыщенностью над предполагаемыми криптоинтрузивами; 4 - точки рудной минерализации по данным штуфного и бороздового опробования; 5 - сеноман-датские интрузивы кислого и среднего состава; 6 - участок Бурматовской сдвиговой зоны с повышенной рудонасыщенностью

ральное смещение вдоль сдвигов подтверждено статистическим анализом тектонической штриховки (см.рис.42, диагр.). Наконец, подавляющее большинство рудных тел Сихотэ-Алиня ориентировано в северо-западном направлении (см.рис.I5, диагр.), размещаясь косо или нормально по отноше-



Р и с. 42. Пространственная и кинематическая связь сквозных глубинных структур растяжения со сдвигами

I-8 - структурно-формационные комплексы: I - верхний миоцен (базальты оливиновые, щелочные и субщелочные, пески, глины), 2 - нижний-средний миоцен (кизинский комплекс - базальты, андезиты, гиалокластиты и агломератовые туфы, аргиллиты, опоки, песчаники, конгломераты, бурые угли, лигниты), 3 - миоцен (озерные отложения), 4- эоцен (кедровский комплекс - липариты, трахилипариты, трахидациты, туфы липаритов, опоки, туфопесчаники), 5 - палеоцен (кузнецовский комплекс - базальты, андезиты, дациты, их туфы, гиалокластиты, туфоконгломераты, песчаники, аргиллиты), 6 - верхний мел (приморский, самаргинский, левособолевский вулкано-плутонические комплексы нерасчлененные), 7 - нижний мел (терригенные отложения), 8 - нижний мел (вулканогенно-терригенные отложения); 9-I3 - элементы структуры: 9 - главные разломы сдвиговых зон, I0 - сдвиговые зоны первого - I - Восточная, 2 - Бурматовская и второго порядка - 3 - Буреминская, 4- Максимовская, 5 - Амгинская, 6 - Светлинская первого порядка, II - палеогеновые сквозные зоны растяжения, I2 - неогеновые сквозные зоны растяжения, I3 - зоны растяжения длительного развития; I4 - основные направления латерального перемещения блоков.

I, II - диаграммы статистического анализа массовых замеров разрывных и кинематических элементов основания верхнемеловых вулканогенных образований: I - разрывов с признаками смещений, II - тектонических штрихов. Замеров соответственно: 3324 и 3005

нию к северо-восточным и субмеридиональным сдвигам (см.рис. 23, 25, 27, 28, 30, 32).

Пространственный контроль, синхронность развития и закономерная геодинамическая связь структур растяжения и сдвигов являются доказательствами несомненного генетического родства между ними. Этот вывод подтверждается еще и четким отражением кинематики раскрытия северо-западных и субширотных структур растяжения в северо-восточной и субмеридиональной направленности пологой и горизонтальной тектонической штриховки на сдвигах, ограничивающих структуры растяжения с флангов.

Подобный тип сдвиговых смещений в принципе мог проявиться в результате раскрытия структур растяжения под действием сил, связанных с инъекцией магматических расплавов. Но в этом случае у контактов инъекционных тел следовало бы ожидать развитие синхронных внедрению магмы структур сжатия. При этом формировались бы локальные замкнутые структуры центрального типа и не получила бы развития сквозная сдвиговая система, рассекающая весь Сихотэ-Алинь и отражающая единый для всего Сихотэ-Алиня геодинамический режим, в который генетически закономерно вписываются структуры растяжения как частные (деструктивные) элементы левосдвиговых дислокаций. Нет сомнений в том, что раскрытие северо-западных и субширотных структур происходило в результате растяжения блоков континентальной коры в процессе их латеральных смещений вдоль сдвигов. Растяжение блоков обусловлено действием свойственных сдвиговым дислокациям пар латеральных сил, равных по величине, но противоположных по направлению.

Широко известными процессами, в малом масштабе отражающими дислокационный эффект пар сил, являются растяжение и растаскивание пород и минеральных масс вдоль тектонических разрывов по мере смещения смежных блоков относительно друг друга. Таким же образом, очевидно, формируются и некоторые типы будинажа, когда совместно со сжатием действует и пара сил.

Подобные деструктивные формы сдвиговых дислокаций развиваются на разных иерархических уровнях. В нашем случае происходили растяжение и растаскивание значительных по размерам блоков континентальной коры Сихотэ-Алиня вдоль глубинных разломов, сдвиговая активизация которых определялась в результате относительными латеральными смещениями Азиатского и Тихоокеанского блоков тектоносферы [101, 110].

Структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса представляет собой в целом систему северо-восточных блоков, ограниченных глубинными разломами с ярко выраженной сдвиговой кинематикой (рис.43). Сдвиговая природа разломов подтверждается на всем протяжении пояса массовыми замерами (около 20 000) тектонической штриховки. Блоки в процессе латерального смещения вдоль сдвигов претерпели растяжение с последовательным (снизу вверх) образованием поперечных магмоподводящих каналов разной глубинности. На первых этапах сдвиговой активизации (альб) крупные зоны растяжения были скрытыми, не проника-

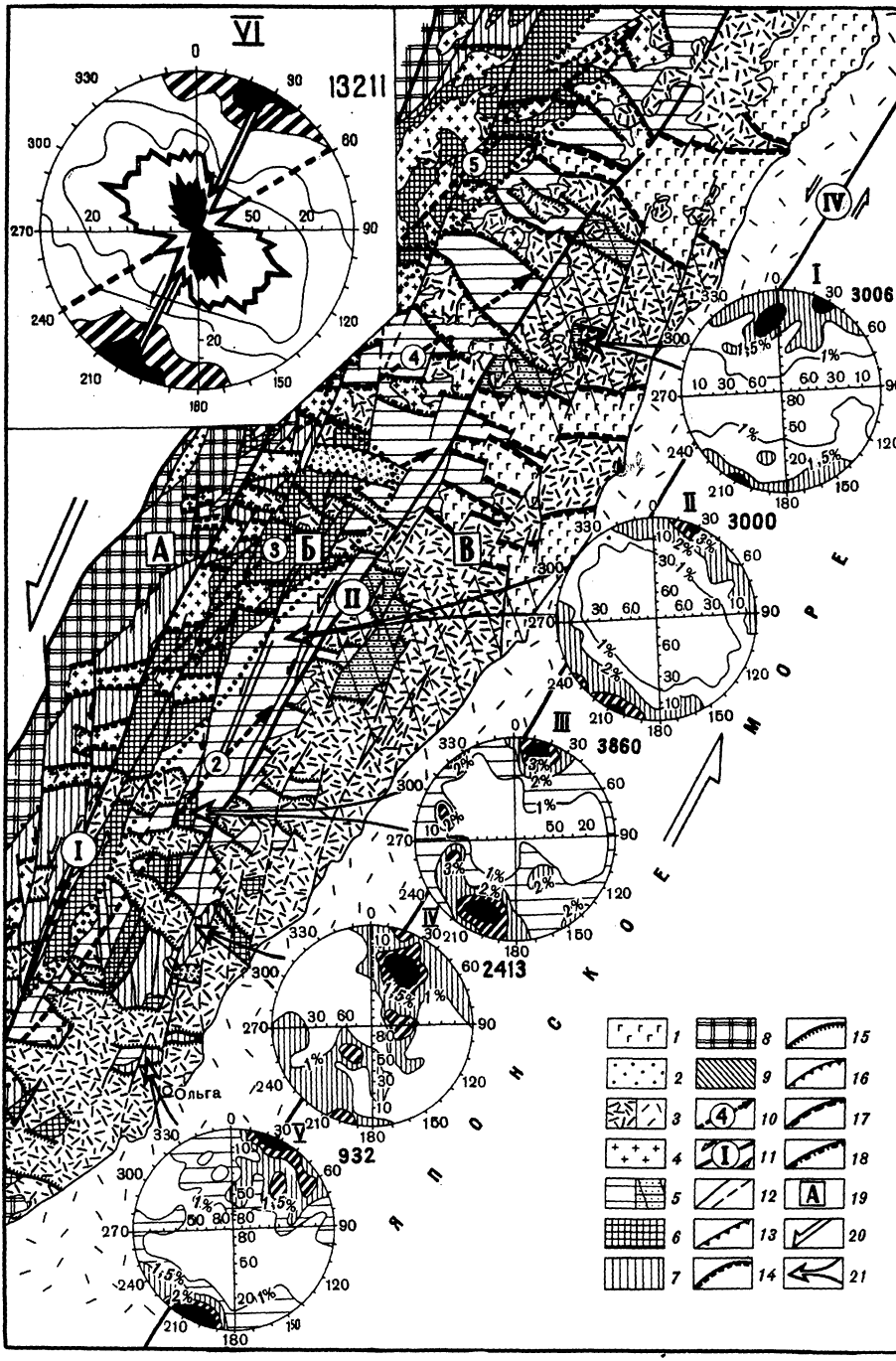
ющими на поверхность, но обеспечившими условия для локализации позднеальбских гранитоидных батолитов. В позднем мелу появились рассекающие кору сквозные зоны растяжения, обусловившие обильный вулканизм. И наконец, в третичное время формировались зоны растяжения, с которыми и были связаны развитие многих депрессий и базитовый вулканизм.

Проявленный в Сихотэ-Алине механизм растяжения континентальной коры соответствует законам левосдвиговых дислокаций консолидированных образований по типу простого сдвига. Вместе с тем косая ориентировка северо-восточной складчатой системы Сихотэ-Алиня к сдвигам, как уже отмечалось нами, отвечает законам левосдвиговых дислокаций пластичных пород. Следовательно, есть основания считать, что предшествующий деструкции коры процесс складчатости, завершившийся к концу альба, также обусловлен левосторонними смещениями блоков по северо-восточным и субмеридиональным глубинным разломам.

Последовательность формирования и закономерности пространственной связи различных структурных элементов Сихотэ-Алиня свидетельствуют об эволюции сдвиговых дислокаций от пликативных форм к деструктивным. Эволюция форм сдвиговых дислокаций отражает направленность этого процесса и, по-видимому, во многом определена преобразованием пластичных осадков в консолидированные породы. Ретроспективная модель тектонического развития Сихотэ-Алиня в мелу-кайнозое с позиций эволюционного развития и с учетом закономерностей вертикальной миграции сдвиговых дислокаций представляется в следующем виде.

Важным элементом структуры зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, по-видимому, и в раннем мелу были разломы, параллельные окраине континента и перекрытые в Сихотэ-Алине нижнемеловыми осадками. Конседиментационные левосдвиговые смещения по разломам фундамента, сложенного позднепалеозойскими-раннемезозойскими образованиями (нижний структурно-формационный комплекс Сихотэ-Алинской моноклинали), привели, как отмечалось, к зарождению в нижнемеловом комплексе осадочных отложений северо-восточной складчатой системы, ориентированной косо к сдвигам фундамента. Наряду с мелкой линейной складчатостью формировались такого же простирания крупные синклинории и антиклинории; крылья складок осложнялись надвигами и взбросами. Одновременно происходили выжимание клиновидных блоков фундамента и развитие на их флангах шарьяжно-надвиговых структур, в том числе и конседиментационных.

Пликативные формы сдвиговых дислокаций совместно с горстовыми поднятиями фундамента нижнемеловой геосинклинали обусловили постепенное орогенное воздымание области нижнемелового осадконакопления. В конце альба море окончательно ушло за пределы Приморья [1]. При этом пликативные дислокации не нарушили сплошности нижнемелового осадочного чехла, в области контакта которого с подвижным фундаментом формировалась зона субгоризонтальных срывов, выполняющая роль зеркала складчатости. Без глубинных субгоризонтальных срывов трудно представить процесс формирования региональной линейной складчатой системы,


VI
13211
I
3006
II
3000
III
3860
IV
2413
V
932
А
Б
В
Ольга
Японское море

Р и с. 43. Схема геодинамики формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса

I-4 – позднемеловые-кайнозойские осадочные, вулканические и интрузивные образования, компенсирующие структуры растяжения деструктивного этапа сдвиговых дислокаций: I – эоцен-плиоценовые формации субщелочных, щелочных и толеитовых базальтов, 2 – палеогеновые континентальные отложения депрессий, 3 – позднемеловые кислые и средние вулканогенные образования и комагматичные им интрузивы (частый штрих – на суше, редкий – в пределах шельфа), 4 – позднеальбские граниты, гранодиориты; 5 – готерив-альбские терригенные (горизонтальный штрих без крапа) и вулканогенно-осадочные (штрих с крапом) образования (косая редкая штриховка – области развития нижнемелового вулканизма); 6 – берриас-валанжинские, преимущественно терригенные отложения; 7 – триас-юрские эвгеосинклинальные образования; 8 – позднепалеозойские преимущественно эвгеосинклинальные отложения; 9 – комплекс габброидов; I0 – оси антиклинориев – I – Прибрежного, 3 – Бикинского, 5 – Анюйского и синклинориев – 2 – Центрального, 4 – Самаргинского. Стрелками показаны направления их погружения; II-глубинные разломы (сдвиги) первого порядка: I – Центральный Сихотэ-Алинский, II – Восточный, III- Приморский, IУ – Береговой; I2 – сдвиги 2-го порядка (установленные – сплошная линия, предполагаемые и потенциальные – пунктир); I3 – надвиги; I4 – границы позднеальбских скрытых структур растяжения, контролировавших позднеальбский гранитоидный магматизм; I5 – границы позднемеловых коровых структур растяжения, контролировавших вулканизм кислого и среднего состава; I6 – границы палеогеновых структур растяжения, контролировавших формирование депрессий; I7 – границы эоцен-плиоценовых сквозных структур растяжения, обусловивших излияние магмы основного состава; I8 – границы структур растяжения длительного развития (показываются знаком начала и конца растяжения); I9 – блоки, ограниченные сдвигами первого порядка: А – Западный, Б – Восточный, В – Прибрежный; 20 – направление относительного латерального смещения Азиатского и Тихоокеанского геоблоков; 2I – центры площадей массовых замеров тектонических штрихов.

I-У – диаграммы массовых замеров тектонических штрихов скольжения на разрывах доверхнемелового складчатого основания в пределах рудных районов и узлов (в скобках – количество замеров): I – Самаргинского (3006), II – Арминского (3000), III – Октябрьского (3860), IУ – Дальнегорского (2413), У – Фурмановского (932); УI – диаграмма тектонических штрихов по Приморью в целом (замеров I32II); двойная линия – доминирующее направление левых сдвигов, пунктир – ориентировка складчатой системы. С диаграммой совмещены суммарные розы простирания жильных рудных тел всех месторождений Приморья (черное) и даек среднего и основного состава (не залитая тушью)

исключительно ярко отражающей наличие направленных латеральных перемещений континентальной коры.

Процесс сжатия в складки осадочных толщ, изначально занимавших большие площади, предполагает значительные амплитуды смещений по субгоризонтальным глубинным срывам и, следовательно, генерацию в их пределах тепловой энергии и магмы. В дополнение к возникающей в условиях значительных давлений тепловой энергии трения в зону субгоризонтальных срывов по проникающим в мантию вертикальным разломам (сдвигам) поступали, очевидно, энергоемкие флюиды и глубинные магмы. Это еще более усиливало роль зоны срывов как структуры, в пределах которой аккумулировалось в альб-сеномане рудное вещество. Именно в такой зоне субгоризонтальных срывов, развитой преимущественно вдоль границы палеозойско-раннемезозойского и раннемелового структурно-формационных комплексов, происходило формирование рудоносных гранитоидных плутонов (см.рис.I5).

Высвобождение рудоносных магм из-за отсутствия выходящих на поверхность каналов не осуществлялось в длительный период осадконакопления и последующей складчатости. В Сихотэ-Алине не происходило значительного по объему высвобождения глубинной энергии и вещества по крайней мере в течение почти всего раннемелового периода. Альб-сеноманский этап развития Сихотэ-Алиня характеризуется орогенией, обусловленной сдвиговой тектоникой и синхронной скрытой аккумуляцией глубинных энергоресурсов, прежде всего в основании нижнемеловых геосинклинальных образований, в зоне субгоризонтальных срывов.

По мере завершения пликативных сдвиговых дислокаций и консолидации нижнемеловых образований все интенсивней начали проявляться сколовые формы сдвиговых дислокаций в соответствии с закономерностями, которые установлены путем сравнительного анализа сдвиговых дислокаций доверхнемелового складчатого и верхнемелового вулканогенного комплексов. Сначала над северо-восточными сдвигами основания в перекрывающем их нижнемеловом комплексе в соответствии с законом хрупкой дислокации чехла сформировались системы северо-западных сколов. Эти сколы, хотя и нарушили сплошность нижнемелового структурно-формационного комплекса, однако не были благоприятными для инъекции магмы. В дальнейшем северо-восточные сдвиги основания, развиваясь снизу вверх, рассекли уже смятый в складки нижнемеловой чехол на блоки, и сдвиговые дислокации вступили в деструктивный этап своего развития, выразившийся в растяжении ограниченных сдвигами блоков.

Деструктивные дислокации проявлялись в разрезе нижнемеловых образований не повсеместно, а по мере завершения складчатости и консолидации пород распространялись снизу вверх от зоны субгоризонтальных срывов, развитых в подошве разреза. В альбе пликативные сдвиговые дислокации завершились в низах мелового разреза. Поэтому в конце альба валанжинский комплекс отложений вступил в деструктивную фазу сдвиговых дислокаций с образованием скрытых структур растяжения, благоприятствующих интрузивному магматизму, так как локальное снятие напряжений сжатия (декомпрессия) и синхронное поступление по достигающим мантию разломам (сдвигам) глубинных энергоемких флюидов создавали условия для плавления пород и, возможно, генерации коровой магмы. В то же время структуры растяжения могли играть бо́льшую роль не столько в образовании магматического (гранитоидного) вещества, сколько в его локализации при поступлении из глубин или выплавлении в зонах субгоризонтальных срывов под высоким давлением. Развитие зоны скрытой деструкции коры, обусловившей аккумуляцию энергоресурсов и магматического вещества, подтверждается преимущественной локализацией позднеальбских плутонов в подошве нижнемелового разреза (см. рис. 15, 43). Подсчитано [101], что позднеальбские гранитоиды занимают 17% площади развития валанжинских отложений и лишь 3% – готерив-альбских, в пределах которых проявлены обширные поля контактовых роговиков, фиксирующих наличие скрытых плутонов.

Таким образом, развитие в подошве геосинклинальных отложений скрытой зоны субгоризонтальных срывов и скрытых деструктивных форм сдвиговых дислокаций с уходящими в мантию вертикальными разломами (сдвигами) создало исключительно благоприятные условия для зарождения зоны локализации альб-сеноманских криптоплутонов, с образованием которой, как будет показано, началось формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, продолжавшееся в течение всего позднего мела.

В начале позднего мела после завершения складчатости сдвиговая деструкция постепенно снизу вверх распространилась на весь комплекс нижнемеловых образований. Можно допустить, что появление сквозных зон растяжения послужило благоприятным условием для высвобождения глубинного вещества и энергоресурсов, аккумулированных прежде всего в зоне скрытой деструкции коры и в зонах субгоризонтальных разноглубинных срывов. Судя по составу магматических продуктов, заполнивших зоны растяжения (см.рис. 22, 31, 41), глубина проникновения этих зон весьма различна. Одни из них не выходят за пределы континентальной коры, а другие, пронизывая всю ее мощность, достигают базальтового слоя и верхней мантии.

По длительности раскрытия выделяются зоны растяжения одноактные, созданные за короткий (в геологическом смысле) промежуток времени, и зоны длительного развития, в пределах которых в сложных временных и структурных взаимоотношениях формировались магматические образования различного состава, поступившие последовательно, а возможно, и синхронно с разных уровней континентальной коры и верхней мантии. Иногда наблюдается временная миграция субширотных зон растяжения по латерали (см.рис.31).

Раздвиги, нарушая сплошность складчатых нижнемеловых образований, с одной стороны, обусловливали интрузивный магматизм и вулканизм, а с другой,- нарушая гравитационную устойчивость коры, привели к широкому развитию сбросовой тектоники. Поэтому заключительный деструктивный этап эволюционного развития сдвиговых дислокаций в Сихотэ-Алине выражается прежде всего в проявлении мощного вулканизма и сбрососбразования, развитие которых вокруг скрытых и сквозных структур растяжения привело к формированию депрессий и кольцевых структур разного масштаба.

В кайнозое после мощного позднемелового высвобождения глубинного вещества запасы коровой магмы, по-видимому, значительно истощились, поэтому структуры растяжения не компенсировались и начинали проявляться преимущественно уже как депрессии. В то же время раскрытие широтных и северо-западных глубинных структур растяжения, проникших до базальтовой коры, обусловило излияние на поверхность базитовых лав. Примечательно, что в процессе формирования угленосных впадин эпизодически проявлялся базальтоидный вулканизм, что свидетельствует о глубинности заложения разломов, определивших развитие этих структур. На длительную связь угленосных депрессий с глубинными источниками вещест-

ва, по-видимому, может указывать и повышенная концентрация здесь редких элементов. Несомненно влияние эндогенных факторов и на процессы углеобразования. Представляется [109], что эпизодические выбросы в процессе вулканизма плодородных пеплов, длительное поступление умеренных доз глубинного тепла и микроэлементов создавали в пределах депрессионных просадок своеобразные оазисы, благоприятные для развития буйной растительности. Поступление глубинного тепла после захоронения растительных остатков способствовало их углефикации, а в дальнейшем и образованию коксующихся углей.

Обобщая изложенное, подчеркнем, что меловая сдвиговая активизация глубинных разломов, закономерно сменяя пликативные формы проявлений на деструктивные, обусловила растяжение нижнемеловых отложений и образование северо-западных и субширотных, сначала скрытых, а затем и сквозных структур растяжения. Структуры растяжения последовательно создавали условия соответственно для позднеальбского интрузивного магматизма и позднемелового вулканизма. В этой же геодинамической обстановке в континентальной коре происходило перераспределение рудного вещества, мигрирующего снизу вверх по мере продвижения деструктивных форм сдвиговых дислокаций. В результате в период с позднего альба до кайнозоя был сформирован рудномагматический комплекс с отчетливо выраженной вертикальной магмометаллогенической зональностью, закономерности строения которой будут рассмотрены ниже.

Установленная генетическая связь субширотных и северо-западных структур растяжения со сдвигами в определенной степени решает тектоническую проблему поперечных структур Сихотэ-Алиня. Одновременно становится объяснимой проблема пространства для интрузивных образований, даек, рудных тел и других глубинных инъекций. Становятся понятными динамокинематические условия формирования депрессий, вулкано-тектонических структур и вулканогенного пояса в целом.

В результате проведенных исследований выявлена геодинамическая сущность явлений, которые обычно обозначаются весьма расплывчатым термином "тектоническая активизация". Установлено, что геодинамические условия, при которых протекали процессы вулканизма, интрузивного и дайкового магматизма, а также рудообразования, были созданы сдвиговой активизацией глубинных разломов северо-восточного простирания. Комплексный анализ, нацеленный на выявление роли геодинамических факторов в явлениях высвобождения и перераспределения глубинного вещества в континентальной коре, позволил наметить некоторые новые генетические и пространственно-временные связи между большим разнообразием сложных процессов позднемеловой тектоно-магматической активизации Сихотэ-Алиня.

В решении проблемы пространственной и временной связи между различными формами пликативных и деструктивных структур весьма важное значение приобретают особенности эволюционного развития сдвиговых дислокаций, обусловленные прежде всего преобразованием пластичных геосинклинальных отложений в консолидированные складчатые комплексы. С по-

зиций эволюционного развития сдвиговых дислокаций удается, что очень важно, генетически связать и объяснить закономерную направленность таких основных явлений в меловом геосинклинальном развитии Сихотэ-Алиня, как складчатость, орогения и последующая деструкция консолидированной коры.

Результаты сравнительного анализа сдвиговых дислокаций разновозрастных структурно-формационных комплексов и установленные закономерности эволюции сдвиговых дислокаций позволили сделать однозначный вывод о вертикальной миграции сдвиговых дислокаций от нижних структурно-формационных комплексов к верхним, что, очевидно, предопределило и особенности вертикального перераспределения глубинного рудномагматического вещества в континентальной коре Сихотэ-Алиня.

И не случайно, что в сдвиговый геодинамический процесс четко вписываются явления интрузивного и дайкового магматизма, вулканизма и рудообразования. Если первичные пликативные формы сдвиговых дислокаций, создавшие складчатую систему Сихотэ-Алиня, не способствовали высвобождению глубинного вещества, то последующие деструктивные проявления сдвигов обусловили растяжение смятого в складки осадочного чехла и определили пространственно-временные закономерности размещения магматизма и рудообразования. Так, позднеальбская деструкция нижней консолидированной части меловых геосинклинальных отложений создала условия для скрытой аккумуляции рудномагматических веществ.

Таким образом, выявляется геодинамическая сущность синорогенного интрузивного магматизма. Консолидация всей мощности меловых отложений обусловила появление в позднем мелу сквозных структур растяжения. Эти структуры обеспечили инъекцию в геосинклинальные отложения и высвобождение в форме вулканизма аккумулированного корового и продолжавшего поступать из глубин мантийного магматического вещества. Тесная пространственно-временная зависимость проявлений магматизма и рудообразования от закономерностей развития сдвиговых дислокаций предопределила формирование магмометаллогенической зональности Сихотэ-Алиня.

Природа магмометаллогенической зональности Сихотэ-Алиня

Как показано в предыдущей главе, Сихотэ-Алинь в целом представляет крупнейшую моноклиналь, состоящую из трех полого погружающихся на восток и интенсивно дислоцированных структурно-формационных комплексов (см.рис.15). Нижний комплекс сложен позднепалеозойскими-раннемезозойскими кремнисто-терригенными, средний - нижнемеловыми терригенными и верхний - позднемеловыми вулканогенными образованиями. Контакты между разновозрастными структурно-формационными комплексами осложнены зонами пологих срывов, выполняющих роль зеркал складчатости. Интенсивность сдвиговых дислокаций убывает от нижнего к верхнему структурно-формационному комплексу. Происходит миграция по вертикали снизу вверх деструктивных форм сдвиговых дислокаций, благоприятных для продвижения в континентальной коре рудномагматических веществ. Выводы о моноклинальном

строении Сихотэ-Алиня и вертикальной миграции сдвиговых дислокаций позволяют пересмотреть существующие представления о пространственно-временных закономерностях проявления позднемелового магматизма и по-иному объяснить природу известной в Сихотэ-Алине магмометаллогенической зональности.

Рудная минерализация в Сихотэ-Алине в основном сосредоточена в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. С запада на восток гранитоидные образования пояса сменяются вулканогенными с тенденцией постепенного омоложения от альба до кайнозоя (см.рис. I5, 43; рис.44). Металлогеническая латеральная зональность характеризуется постепенным с запада на восток переходом высокотемпературной касситерит-кварц-вольфрамитовой минерализации (зона Центральная) к касситерит-силикатно-сульфидной (зона Главная) и далее к низкотемпературной полиметаллической (зона Прибрежная) [78]. В.С.Иванов считает, что неоднородность глубинного строения коры и мантии обусловила появление нескольких латеральных (с запада на восток) формационных рядов - от гранитоидного плутонического с высокотемпературной рудной минерализацией до монцонитоидного, с мелкими массивами и дайками которого ассоциирует относительно низкотемпературная минерализация [41].

В связи с новым представлением о структуре Восточного Приморья возникла необходимость переосмысливания пространственного положения и природы магмометаллогенической зональности Сихотэ-Алиня. Это связано с неудовлетворительным объяснением ряда главных причин, которые якобы определили формирование латеральной зональности. В частности, металлогеническую латеральную зональность объясняли постепенным с запада на восток сокращением мощности континентальной коры и обусловленным этим сокращением увеличением доли мантийного вещества, поступавшего в континентальную кору на востоке Сихотэ-Алиня. Однако известно, что наиболее существенная деструкция континентальной коры, которая уменьшила ее мощность и высвободила на этих участках значительные объемы глубинного вещества (например, базитовые расплавы), происходила главным образом в неогене (синхронно с образованием окраинных морей), т.е. после формирования в Сихотэ-Алине позднемелового рудномагматического комплекса. Естественно, эти процессы не повлияли на закономерности развития магмометаллогенической зональности, а наложились на нее и лишь осложнили распознавание истинной природы этой зональности.

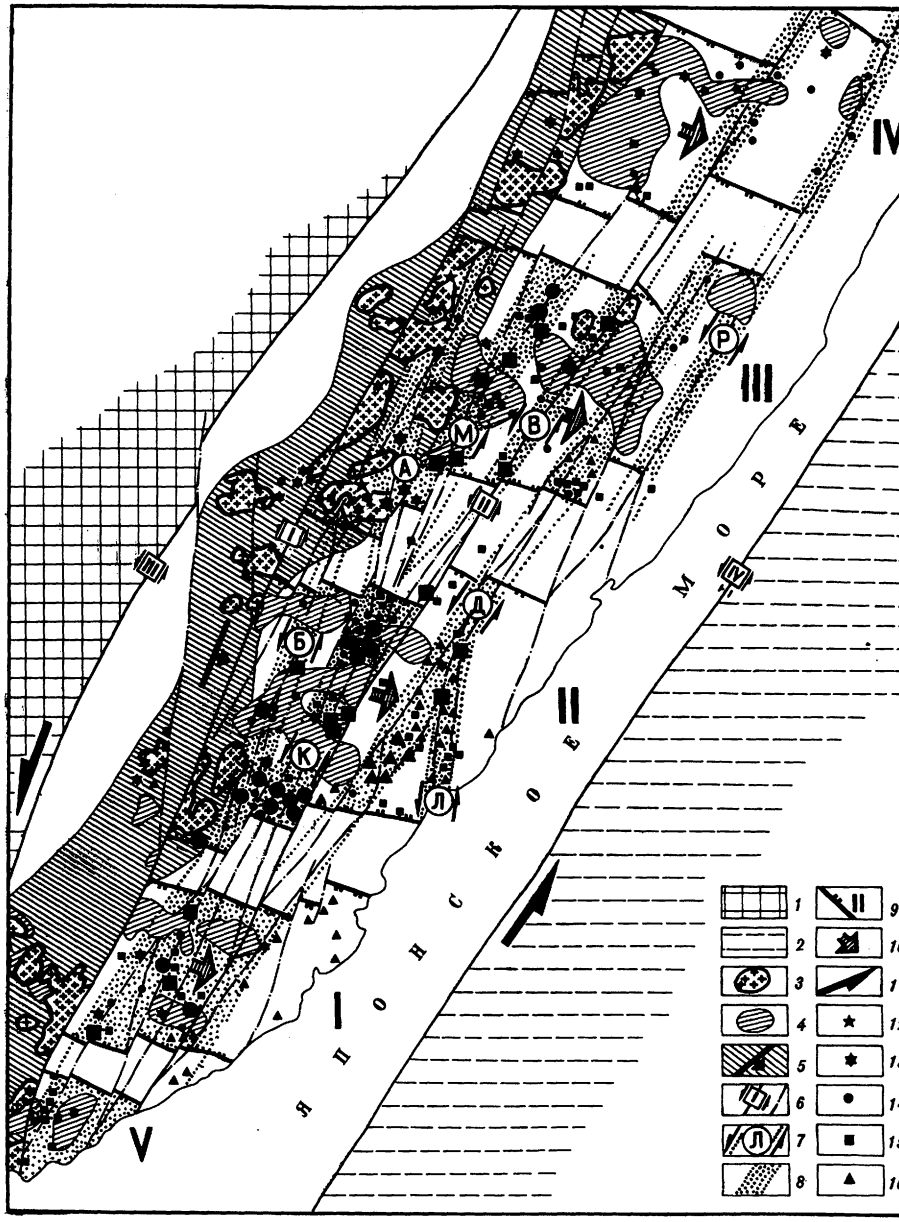
Расположение альб-сеноманских плутонов в виде узкой полосы вдоль Центрального Сихотэ-Алинского глубинного разлома (см.рис.I5, 44) привело исследователей к выводу о ведущей роли разлома в пространственном размещении гранитоидного магматизма [39]. Однако если рассматривать Сихотэ-Алинь с позиций его моноклинального строения, то гранитоидные плутоны, как отмечалось выше, оказываются сосредоточенными в погружающейся на восток зоне перехода нижнего позднепалеозойско-раннемезозойского комплекса моноклинали к среднему, сложенному преимущественно раннемеловыми отложениями (см.рис. I5). Предположение, что зона

концентрации альб-сеноманских гранитоидных плутонов вертикально не падает вдоль Центрального глубинного разлома, а полого (плавно либо ступенчато) погружается на восток, подтверждается детальным анализом геофизических и геологических данных.

Прежде всего необходимо указать, что установленное латеральное разуплотнение коры (см.рис. 44) под большинством вскрытых эрозией плутонов отсутствует, а это указывает на их маломощность и выклинивание с глубиной. И напротив, обширные поля гравитационных массивов расположены непосредственно к востоку от наблюдаемой на поверхности зоны локализации гранитоидов, что свидетельствует о ее погружении в этом направлении. В пределах гравитационных минимумов плутоны выходят на дневную поверхность в виде небольших гранитных массивов среди обширных полей контактовых роговиков, развитых над криптоплутонами, глубина кровли которых от дневной поверхности оценивается от 0,2 до I,5 км. Кровля плутонов постепенно погружается в восточном направлении. Тенденция погружения плутонов на восток проявляется в последовательной смене вскрытых эрозией гранитоидных массивов обширными полями контактовых роговиков, которые еще далее к востоку фиксируются лишь на глубине буровыми скважинами и на низких горизонтах месторождений. При этом в такой же последовательности постепенно меняется и рудная минерализация от высокотемпературной вольфрамитовой к касситерит-силикатно-сульфидной.

Анализ аномалий гравиметрических и магнитных полей, проведенный В.М.Макаровым, показал, что плутоны представляют собой полого лежащие уплотненные тела мощностью от I,5 до 6 км. Над областями разуплотнения коры сконцентрированы главные рудные районы и месторождения Сихотэ-Алиня (см.рис. 44). На некоторых месторождениях гранитоиды вскрыты буровыми скважинами либо их присутствие на глубине проявлено в виде ореолов контактовых роговиков или наличием ксенолитов гранитов в дайках и вулканических аппаратах.

Погружение зоны концентрации гранитоидных плутонов на восток достаточно четко проявлено в каждом из рудных районов Сихотэ-Алиня. Так, одной из особенностей Кавалерово-Дальнегорского (Центрального), Арминского и Комсомольского рудных районов является их размещение непосредственно к востоку от вскрытых эрозией крупных гранитоидных плутонов (рис. 45-47). На западной окраине Кавалерово-Дальнегорского (Центрального) рудного района (рис.45) размещены вскрытые эрозией Березовский и Араратский гранитоидные плутоны, подошва которых, по геофизическим данным (расчеты В.М.Макарова), расположена на глубине соответственно I,5 и 2,5 км. К востоку, непосредственно в пределах Кавалеровского рудного района, подошва плутонов фиксируется уже на глубине 4 км, а их кровля - I,5 км. Гранитоиды встречены на глубине около I км. В дайках послерудных диабазовых порфиритов Левицкого и Высокогорского месторождений обнаружены ксенолиты гранитов [50, 64]. Ксенолиты гранитов встречены также в вулканических породах Арсеньевского месторожде-



ния, а грейзенизированных гранит-порфиров с вкрапленностью касситерита – в эксплозивных брекчиях Высокогорского месторождения. Широкое развитие ореолов биотитовых роговиков на глубоких горизонтах оловорудных месторождений района также является косвенным признаком наличия на глубине гранитоидных массивов [33].

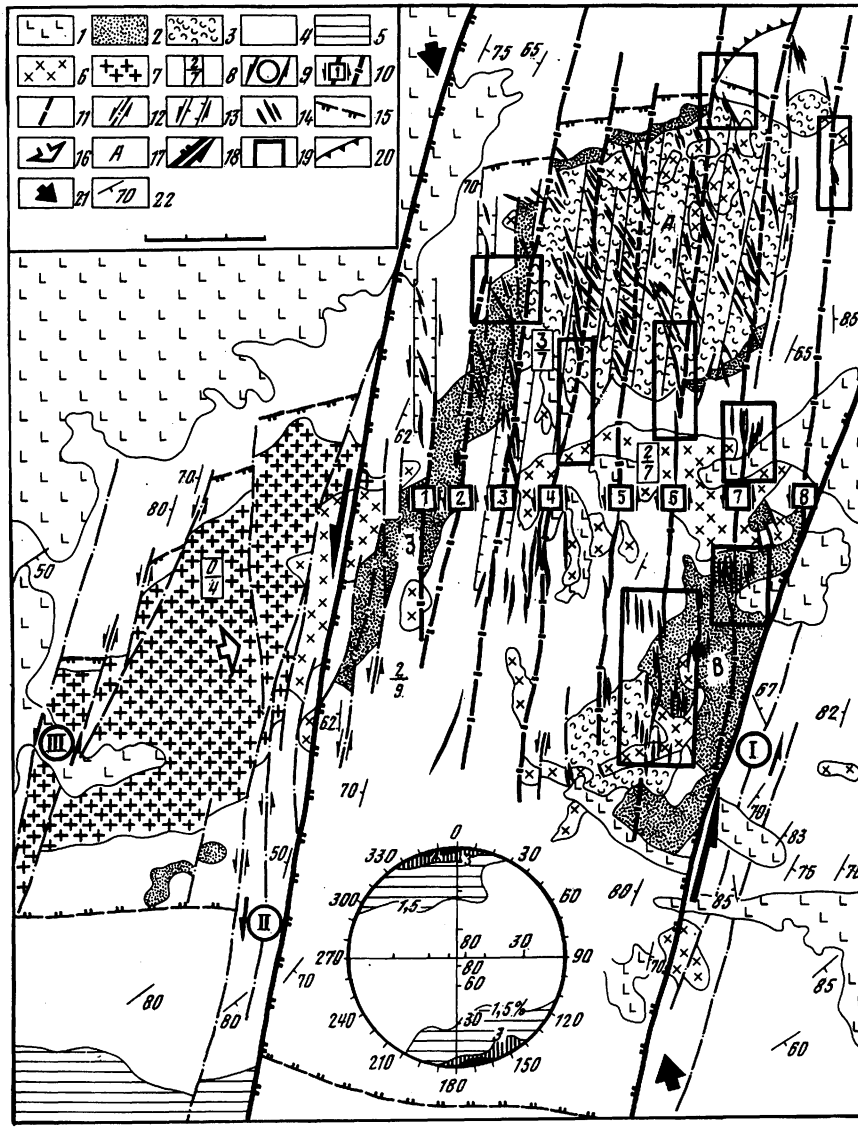
Р и с. 44. Металлогенические сдвиговые зоны и закономерности размещения рудных районов Сихотэ-Алиня

I - Ханкайский массив, сложенный древними континентальными образованиями; 2 - кора субокеанического типа; 3 - меловые (альб-сеноман) плутоны гранитоидов; 4 - области гравитационных минимумов, установленные в результате пересчета на высоту I5 км гравиметрической карты аномалий Буге; 5 - зона локализации меловых (альб-сеноман) гранитоидных плутонов (стрелка - направление погружения зоны на восток); 6 - глубинные разломы (сдвиги), ограничивающие блоки континентальной коры северо-восточного простирания; 7 - металлогенические сдвиговые зоны: К - Кавалеровская, В - Восточная, М - Микулинская, А - Арминская, Б - Березовская, Д - Дальнегорская, Л - Лидовская (стрелки - направление сдвиговых смещений); 8 - участки пересечения металлогенических сдвиговых зон с широтными зонами локализации криптоплутонов; 9 - зоны локализации гранитоидных криптоплутонов и повышенной рудонасыщенности (зоны сосдвигового растяжения континентальной коры), определившие положение рудных районов: I - Фурмановского, II - Центрального, III - Арминского, IУ - Верхнебакинского, У - Южного; I0 - направление погружения зоны концентрации гранитоидных криптоплутонов в пределах рудных районов; II - направление относительного смещения континентальных и океанических блоков коры, обеспечившего сдвиговый геодинамический режим Восточно-Сихотэ-Алинской магмометаллогенической зоны; I2-I6 - рудогенные минеральные ассоциации от высокотемпературных к относительно низкотемпературным: I2 - вольфрамитовые, I3 - касситерит-кварцевые I4 - касситерит-силикатные, I5 - касситерит-сульфидные, I6 - свинцово-цинковые

В Кавалеровском районе преобладают месторождения сульфидно-касситеритовой формации; при этом в западной части района отмечаются месторождения, обогащенные турмалином, тогда как на востоке района при переходе к свинцово-цинковым рудным образованиям Дальнегорского района в месторождениях олова возрастает содержание свинца и цинка [I22]. Признаки наблюдаемых на поверхности в Кавалеровском районе касситеритовых минеральных ассоциаций в Дальнегорском районе обнаружены на глубине I500 м под одним их месторождений свинца и цинка.

Наиболее отчетливо прямая вертикальная зональность руд со сменой с глубиной галенит-сфалеритовых минеральных ассоциаций на хлорит-касситеритовые проявлена на Силинском месторождении (рис.48), расположенном на восточном фланге Кавалеровского оловорудного района, в зоне его перехода к полиметаллическим месторождениям Дальнегорского района. По сути дела, на Силинском месторождении проявлен один из возможных вариантов пространственного соотношения существенно оловянных руд Кавалеровского района со свинцово-цинковыми рудами Дальнегорского района. Здесь отчетливо видно, что зона концентрации руд полого погружается на восток. Погружение зон концентрации рудного вещества под разными углами, но всегда на восток наблюдается также на Дубровском и Верхнем месторождениях Кавалеровского района (рис.49). Иногда погружение зон концентрации руд на восток идет согласно с погружением в этом направлении ореолов биотитовых роговиков, отражающих положение кровли ниже размещенных гранитоидных массивов.

Таким образом, достаточно отчетливо усматривается, что рудномагматический комплекс Кавалеровского рудного района полого (плавно либо ступенчато) погружается на восток и, следовательно, он срезан эрозией



косо. Отсюда вытекает, что установленные исследователями в Кавалеро-Дальнегорском районе латеральные (с запада на восток) формационные ряды отражают вертикальную рудномагматическую зональность. На западе Кавалеровского рудного района, в корневой части рудномагматического комплекса, размещены две формации - монцонит-граносиенитовая магматическая и ассоциирующая с ней касситерит-сульфидная рудная. На востоке рудного района, т.е. выше по разрезу, наблюдаются диорит-гранодиоритовая магматическая формация и ассоциирующая с ней касситерит-силикатно-

Р и с. 47. Структура и геодинамика формирования Комсомольской металлогенической сдвиговой зоны

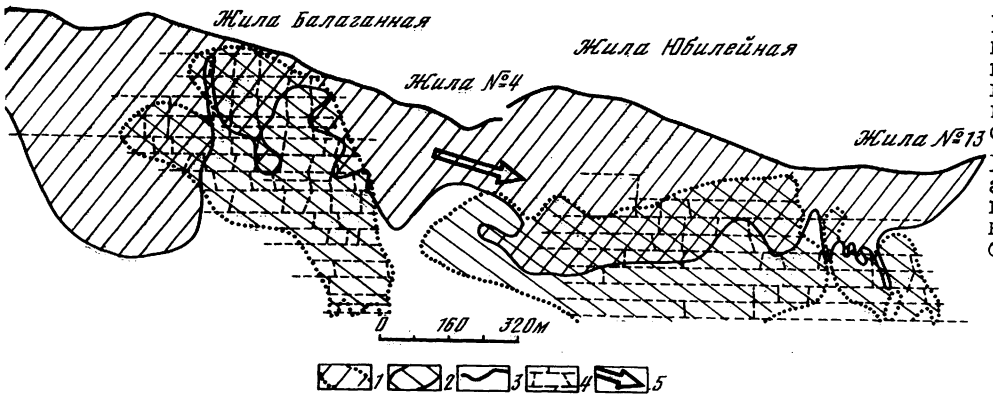
I – неоген-четвертичные базальты; 2 – верхнемеловые андезиты и туфы амутской свиты; 3 – верхнемеловые туфы кварцевых порфиров и туфоконгломераты холдаминской свиты; 4 – средне-верхнеюрские осадочные отложения (песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые породы, линзы гравелитов); 5 – верхнетриасовые-нижнеюрские кремнисто-терригенные отложения; 6 – интрузивные массивы монцонитоидов силинского комплекса и интрузивные тела диоритов-гранодиоритов пурильской группы; 7 – интрузивные массивы гранитов чалбинского комплекса; 8 – расстояние (в км) от дневной поверхности кровли (числитель) и подошвы (знаменатель) гранитоидного криптоплутона (по данным Э.Н.Лишневского); 9 – сдвиговые зоны – III – Чалбинская, в том числе и ограничивающие Комсомольскую металлогеническую сдвиговую зону (I – Халдоминская, II – Мяочанская); I0 – рудоносные сдвиговые зоны и сдвиги: I – Западный, 2 – Лунный, 3 – Амутский, 4 – Солнечный, 5 – Лучистый, 6 – Перевальненский, 7 – Придорожный, 8 – Ветвистый; II – рудоносные сдвиги, скрытые под вулканогенным чехлом; I2 – прочие сдвиги; I3 – границы рудолокализующих эшелонированных структур (потенциальных сдвигов), развитых в вулканогенном чехле над рудоносными сдвигами фундамента и на их флангах; I4 – рудные тела и зоны; I5 – границы локального разуплотнения коры (область локализации гранитоидных криптоплутонов); I6 – направление погружения Чалбинского плутона гранитов; I7 – позднемеловые вулканотектонические структуры: А – Амутская мульда, 3 – Западная и В – Восточная грабен-синклинали; I8 – границы Комсомольской металлогенической сдвиговой зоны (стрелка – направление латерального смещения блоков, обусловившего сдвиговый геодинамический режим развития Комсомольской металлогенической зоны); I9 – рудные месторождения; 20 – надвиги; 2I – направление регионального сжатия; 22 – элементы залегания слоев юрских отложений.

Диаграмма массовых замеров (I763) тектонических штрихов на разрывах, проявленных в пределах Комсомольской металлогенической сдвиговой зоны

сульфидная рудная формация. Венцом вертикального рудного формационного ряда, по-видимому, являются свинцово-цинковые минеральные ассоциации Силинского месторождения (см.рис. 48) и Дальнегорского рудного района.

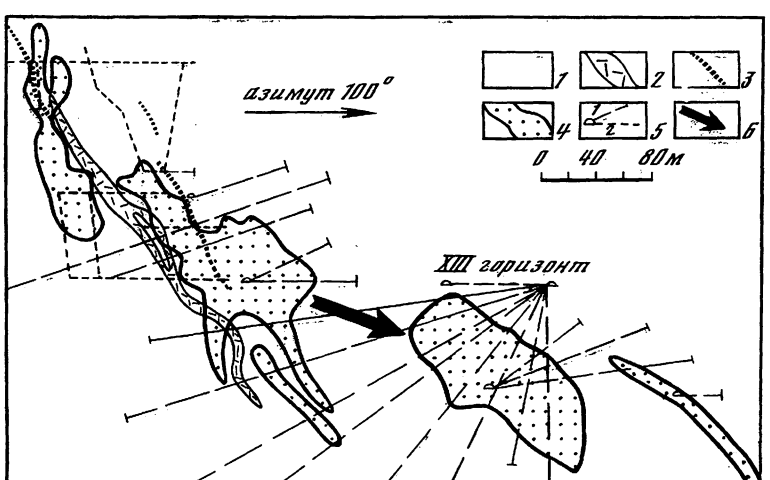
Рудномагматический зональный комплекс Кавалерово-Дальнегорского (Центрального) рудного района сформирован в интервале II8-40 млн лет [33, 34, I22 и др.]. За этот период в процессе многократной активизации сдвиговых дислокаций, весьма благоприятных для инъекции и перераспределения глубинного вещества, в континентальной коре произошло достаточно отчетливое разделение рудномагматического вещества с образованием вертикального формационного ряда. Корневая часть рудномагматического комплекса (Кавалеровский оловорудный район) сформировалась в основном в более ранний период в интервале II8-56 млн лет, а становление лежащего выше свинцово-цинкового формационного ряда (Дальнегорский район) происходило в интервале времени 60-40 млн лет. Это позволяет сделать вывод о возможной длительно протекавшей в континентальной коре миграции оруденения, что согласуется с нашими заключениями о продвижении снизу вверх деструктивных форм сдвиговых дислокаций, обеспечивавших проницаемость континентальной коры.

Западный фланг Арминского рудного района, как и западный фланг Кавалеровского района, характеризуется исключительно широким развитием



Р и с. 48. Распределение минеральных ассоциаций в совмещенной проекции основных рудных тел Силинского месторождения на вертикальную плоскость и направление погружения оруденения (по [9])

I - кварц-хлорит-касситеритовая ассоциация; 2 - галенит-сфалеритовая ассоциация; 3 - дневная поверхность; 4 - подземные горные выработки; 5 - склонение оруденения



Р и с. 49. Характер погружений оруденения месторождения Верхнего (Кавалеровский рудный район)

I - раннемеловые осадочные породы; 2 - фельзиты; 3,4 - рудные тела: 3 - жилы, 4 - штокверки; 5 - горные выработки (I) и скважины (2); 6 - направление погружения основных рудных тел

глубоко вскрытых эрозией крупных альб-сеноманских плутонов (см.рис.46). На неоднородность уровня эрозионного среза и обусловленное этим фактом различие металлогении западного и восточного флангов Арминского рудного района неоднократно указывала Е.А.Радкевич [33].

Для Арминского района характерно отчетливое с северо-запада на юго-восток наращивание разреза меловых отложений от валанжина до альба. Альб-сеноманские гранитоидные плутоны сосредоточены главным образом в нижней части мелового разреза, в валанжинских отложениях и погружаются вместе с ними на восток под готерив-альбские отложения [97], залегая в последних в виде небольших апикальных частей гранитных массивов, и обнаруживают себя обширными полями контактовых роговиков над криптоплутонами. Согласно геофизическим данным, глубина кровли плутонов в пределах полей контактовых роговиков 100-300 м, а глубина их подошвы составляет 4-5 км. Еще далее к востоку контактовые роговики вскрыты скважинами.

В зоне локализации альб-сеноманских гранитоидных плутонов получили развитие высокотемпературные касситерит-кварцевые и вольфрамитовые минеральные ассоциации. При удалении к востоку по мере погружения гранитоидов происходит постепенная смена минерализации на касситерит-силикатно-сульфидную и еще более низкотемпературную свинцово-цинковую

Таким образом, исключительно отчетливо проявлены пространственная связь и закономерная вещественная и температурная зональность рудогенных минеральных ассоциаций относительно погружающейся на восток зоны локализации гранитоидных плутонов. Косой эрозионный срез погружающегося на юго-восток рудномагматического комплекса обусловил проявление на поверхности латеральной (с запада на восток) рудномагматической зональности, отражающей строение вертикальной зональности, которая характеризуется следующей последовательностью размещения рудномагматических формационных рядов.

Корневая часть рудномагматического комплекса представлена крупными массивами плутонического гранодиорит (адамеллит)-гранитного формационного ряда и ассоциирующимся с ним касситерит-вольфрамит-кварцевым оруденением. Выше размещены мелкие интрузивы и дайки монцонитоидных (натриевых и калиевых) формационных рядов и ассоциирующаяся с ними касситерит-силикатно-сульфидная рудная формация. Верхней частью вертикального рудного формационного ряда, по-видимому, являются свинцово-цинковые минеральные ассоциации, которые, согласно В.С.Иванову [41], развиты на востоке Арминского рудного района в пределах апт-альбских отложений, венчающих нижнемеловой разрез.

Комсомольский рудный район, хотя и расположен за пределами Сихотэ-Алиня, однако его непосредственное размещение к востоку от крупного гранитоидного массива (см.рис.47) делает этот рудный объект сходным с Арминским и Кавалерово-Дальнегорским (Центральным) рудными районами, размещенными также к востоку от гранитоидных плутонов. Сходство состоит и в том, что все эти рудные районы расположены к востоку от древних

кристаллических массивов континентальной коры - Ханкайского и Буреинского. Есть основания предполагать, что как от Ханкайского, так и от Буреинского массива в восточном направлении происходит плавное или ступенчатое погружение структурно-формационных комплексов и рудномагматических формаций, что предопределило некоторое сходство металлогенической латеральной (с запада на восток) зональности рудных районов этих площадей. В этой связи важно рассмотреть основные закономерности строения и Комсомольского рудного района и сравнить его с Арминским и Кавалерово-Дальнегорским рудными районами.

На западном фланге Комсомольского рудного района эрозией вскрыт крупный Чалбинский массив калиевых гранитов. Данные показывают резко выраженный минимум в месте локализации Чалбинского массива и к востоку от него непосредственно под рудонасыщенной площадью Комсомольского района. С.М.Бескин и Э.Н.Лишневский [I5] объясняют этот минимум существованием под территорией района не только разуплотненных гранитизированных масс, но и расслоенного аляскит-лейкогранитового лополита (криптобатолита), выходящего в современном срезе на более эродированных участках в виде Чалбинского гранитного массива. На погружение Чалбинского массива на восток под Комсомольский рудный район указывает и широкий ореол контактовых роговиков, развитых вдоль его восточного контакта. Гранитный плутон имеет уплощенную форму с мощностью по вертикали 5-6 км. Подошва Чалбинского массива на участке, где он вскрыт эрозией, находится на глубине 4 км, далее к востоку она погружается (по-видимому, не плавно, а ступенчато) до 7-9 км. Верхняя поверхность батолита погружена на 2-3 км под осадочные толщи, в которых концентрируется касситерит-сульфидное оруденение.

Для Комсомольского рудного района характерна горизонтальная зональность, которая выражена в том, что в пределах Чалбинского гранитного массива развиты оловоносные грейзены и кварц-полевошпатовые жилы, а к востоку от массива в юрских отложениях - кварц-касситерит-турмалиновые руды, сменяющиеся касситерит-сульфидной минерализацией в далеком экзоконтакте [I22]. Совершенно очевидна зависимость латеральной (с запада на восток) вещественной и температурной зональности относительно Чалбинского гранитоидного массива. Как в Арминском, так и в Кавалерово-Дальнегорском рудном районе рудномагматический комплекс, по-видимому, погружается ступенчато на восток, поэтому и здесь имеется косой эрозионный срез, в котором латеральная зональность отражает вертикальную зональность. Прямая вертикальная зональность проявлена и в тех некоторых рудных зонах, в которых оруденение прослеживается на глубину I000 м и более. В этих случаях касситерит-сульфидная минерализация характерна для всего вертикального разреза рудных тел, но основная медная и полиметаллическая минерализация проявляется в верхних частях месторождений.

Таким образом, основные закономерности строения Комсомольского рудного района в общем не отличаются от строения Арминского и Кавалерово-

Дальнегорского (Центрального) районов, что подтверждает высказанное предположение о сходстве этих областей в металлогенической латеральной зональности. Погружение на восток гранитоидных интрузивов, размещенных к западу от Арминского и Кавалерово-Дальнегородского рудных районов, полностью подтверждает выводы о погружении в этом же направлении Сихотэ-Алинской зоны концентрации альб-сеноманских плутонов, а следовательно, и о погружении Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса в целом, тем более что другой важный структурный элемент пояса - вулканогенный чехол - также погружается в сторону моря. В результате восточная кромка вулканогенного чехла оказалась залитой водами Японского моря, а западная - значительно эродирована, и там вскрыты подводящие каналы в виде дайковых полей и вулкано-тектонических структур (см.рис.15, 43).

Если оценить пространственно-временные взаимосвязи между различными по вещественному составу, времени и условиям формирования рудномагматическими элементами вулкано-плутонического пояса в целом, то четко видно [110], что зона локализации альб-сеноманских гранитоидных плутонов с ассоциирующейся с ними высокотемпературной касситерит-кварц-вольфрамитовой минерализацией является корневой частью сформированного в альб-палеогене рудномагматического комплекса. Верхняя часть комплекса - это сеноман-палеогеновый вулканический чехол с относительно низкотемпературной преимущественно полиметаллической минерализацией. В качестве переходного звена между корневой частью и чехлом служит рудномагматический формационный ряд, представленный монцонитами, сиенитами, граносиенитами и ассоциирующейся с ними касситерит-силикатно-сульфидной минерализацией. Поскольку структуры Сихотэ-Алиня в целом полого погружены на восток в сторону Японского моря, то рудные магматические образования оказались срезанными эрозией косо, и в связи с этим на поверхности проявилась латеральная зональность как отражение вертикальной зональности (см. рис.44). Таким образом, выявленные в Сихотэ-Алине латеральные (с запада на восток) рудномагматические формационные ряды отражают вертикальную (снизу вверх) зональность Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-магматического пояса.

Заключение о вертикальной зональности значительно упрощает объяснение существующих в Сихотэ-Алине основных пространственно-временных закономерностей распределения рудных и магматических образований. С этой точки зрения выглядит вполне естественной температурная зональность, выраженная в том, что непосредственно в зоне концентрации гранитоидных плутонов развита преимущественно высокотемпературная касситерит-вольфрамитовая минерализация, а выше по мере удаления от плутонов минерализация постепенно сменяется на более низкотемпературные ассоциации

С позиций вертикального положения зоны размещения гранитоидных плутонов весьма трудно объяснить скудное проявление рудной минерализации к западу от этой зоны (Западный блок - Главный Сихотэ-Алинский анти-

клинорий) и исключительно высокую рудонасыщенность к востоку от нее (Восточный блок - Главный Сихотэ-Алинский синклинорий; см.рис. 44).

Если же оценить роль зоны концентрации плутонов в размещении рудных месторождений с учетом ее погружения на восток, становится понятным, что к западу от зоны эрозией вскрыт нижний позднепалеозойско-раннемезозойский структурно-формационный комплекс моноклинали Сихотэ-Алиня, располагающийся ниже зоны концентрации плутонов. Напротив, к востоку от выхода на дневную поверхность зоны концентрации плутонов наблюдаются средний нижнемеловой осадочный и верхний позднемеловой вулканогенный структурно-формационные комплексы моноклинали, расположенные выше этой зоны и поэтому исключительно рудонасыщенные. Причем рудное вещество в вышележащих комплексах моноклинали по отношению к зоне концентрации плутонов в направлении снизу вверх размещено закономерно - от высокотемпературных минеральных ассоциаций к более низкотемпературным. Это, по-видимому, подтверждает важную роль данной исключительно энергоемкой скрытой зоны концентрации гранитоидных образований (изначально их состав, вероятно, был более сложным) в миграции и перераспределении рудного вещества в континентальной коре, а в конечном итоге и в закономерностях формирования месторождений Сихотэ-Алиня. Миграция снизу вверх деструктивных форм сдвиговых дислокаций, обеспечивающих повышенную проницаемость континентальной коры, скорее всего, во многом определила формирование вертикального ряда рудномагматических формаций.

Итак, изучение магмометаллогенической зональности с позиций моноклинального строения Сихотэ-Алиня позволило выявить пространственно-временную эволюцию рудномагматических и геодинамических процессов от нижних к верхним уровням геосинклинальных образований, а также определило роль геодинамических факторов в проявлениях интрузивного и дайкового магматизма, вулканизма и рудообразования. Это значительно уточнило и конкретизировало понимание совокупности процессов формирования структур континентальной коры Сихотэ-Алиня и их металлогению. В отличие от существующих представлений о латеральной рудномагматической зональности Сихотэ-Алиня предположение региональной вертикальной зональности значительно повышает перспективность находок скрытого оруденения и позволяет уточнить стратегию поисков рудных месторождений, особенно это относится к прогнозу скрытого оруденения на восточных флангах рудных районов Сихотэ-Алиня.

Глава IУ. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Благодаря изложенному в предыдущих главах в формировании и размещении магматических и рудных образований (комплексов) в континентальной коре Сихотэ-Алиня большую роль играют сдвиговые геодинамические режимы. Поэтому установленные в Сихотэ-Алине сдвиговые зоны различных рангов можно рассматривать как рудоносные структуры, развитие которых определило основные закономерности формирования и пространственного размещения рудных районов, узлов и месторождений.

Магмометаллогенические и металлогенические сдвиговые зоны

Важная роль сдвигового геодинамического режима в высвобождении глубинного вещества в форме различного состава магм и рудных минеральных ассоциаций позволяет линейные области сдвиговых дислокаций рассматривать как магмометаллогенические сдвиговые зоны. Это крупные структуры Земли, в пределах которых формируются вулкано-плутонические пояса и совмещенные с ними металлогенические провинции и зоны.

Крупным звеном глобальной Восточно-Азиатской зоны, развивавшейся на сочленении Тихого океана и континента Евразии, является Восточно-Сихотэ-Алинская сдвиговая зона, границами которой на западе служит Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) и на востоке - Береговой разлом. Границами вещественного проявления этой зоны на западе можно считать зону размещения гранитоидных плутонов, а на востоке - вулканогенный чехол (см.рис. I5, 22, 44). Рудная минерализация известна практически на всей площади проявления магматизма и тесно связана с последним в пространстве и во времени. Поэтому зона в целом может характеризоваться как магмометаллогеническая.

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинской магмометаллогенической сдвиговой зоны повышенные концентрации рудного вещества пространственно тяготеют прежде всего к структурам скрытого растяжения коры сдвиговой природы, контролирующим развитие интрузивного магматизма. Такого рода пространственная связь проявляется не только в развитии оруденения

над контролирующими рудные районы зонами сосредоточения криптоплутонов (см. рис.44), но и в повышенной рудонасыщенности структур, в районах вскрытых эрозией гранитоидных образований (см. рис. 41).

Тесная связь оруденения с гранитоидами объясняется тем, что в процессе сдвиговой активизации глубинных разломов скрытые структуры растяжения, многократно приоткрываясь и имея постоянно подновляющиеся связи через сдвиговые зоны с глубинными уровнями коры и верхней мантии, выполняли роль аккумуляторов глубинных энергоресурсов и вещества, в том числе и рудного. Поступление рудного вещества в скрытые коровые структуры растяжения шло, по-видимому, двумя путями: во-первых, рудное вещество поднималось по глубинным разломам с нижних уровней коры и верхней мантии и, во-вторых, оно, скорее всего, высвобождалось при плавлении осадочных пород.

Можно предположить, что в скрытых структурах растяжения происходил процесс дифференциации сложных по составу магм с отщеплением рудных погонов, которые, отделяясь от магматического очага, проникали в разного типа многочисленные полости, рассеивались и формировали поля повышенной рудоконцентрации, не образуя при этом промышленно интересные скопления. Иногда при образовании значительных по размерам сквозных нарушений (каналов) еще не потерявшие мобильности магмы, аккумулированные в скрытых структурах растяжения, высвобождались на поверхность или с образованием даек, или в виде вулканических излияний. При этом рудные минеральные образования также не концентрировались, а рассеивались вместе с продуктами вулканизма. Поэтому в крупных широтных сосдвиговых структурах растяжения, компенсированных продуктами вулканизма, промышленно интересных скоплений рудного вещества не наблюдается.

Детальный анализ закономерностей размещения рудных месторождений, как уже отмечалось, показал [97, 104], что их подавляющее большинство находится в пределах глубинных северо-восточных сдвиговых зон, рассекающих земную кору и проникающих в мантию. Контроль пространственного расположения рудных месторождений северо-восточными сдвиговыми зонами фиксируется в Центральном Сихотэ-Алине (см. рис. 22, 44), а также на севере и юге Приморья. Таким образом, установлено, что Восточно-Сихотэ-Алинская магмометаллогеническая сдвиговая зона состоит из системы глубинных сдвиговых зон более низкого ранга, которые рассекали континентальную кору, проникали в мантию и являлись основными выводными каналами рудного вещества из нижних уровней тектоносферы к верхним. Выполняя роль рудоконтролирующих структур, они характеризуются как металлогенические сдвиговые зоны.

Система металлогенических сдвиговых зон Сихотэ-Алиня ориентирована в северо-восточном направлении параллельно Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу. Наиболее детально эти зоны изучены в пределах Арминского (см. рис.46) и Кавалерово-Дальнегорского (см.рис.45) рудных районов. Структурные и геодинамические характеристики большинства сдвиго-

вых зон были приведены нами в гл.IУ, поэтому здесь большее внимание уделено описанию рудоносности сдвиговых зон.

Восточная металлогеническая сдвиговая зона наиболее отчетливо проявлена в Арминском рудном районе (см.рис.46). В ее пределах размещены небольшие интрузивы габбро-монцонит-сиенит-диоритового формационного ряда. Эта зона вмещает месторождения Тернистое, Арминское, Верхнеарминское, Горное, Дальнетаежное, Лысогорское. Северный фланг зоны характеризуется развитием оловянной минерализации касситерит-силикатной формации преимущественно хлористого типа (месторождение Тернистое). При этом в центральных частях рудных тел локализуются руды кварц-хлорит-касситеритового типа, а в верхних частях и на флангах находятся сульфидные и карбонатные руды с убогим содержанием олова [33]. Руды кварц-хлорит-касситеритового типа с глубиной сменяются кварц-турмалин-касситеритовыми. Вертикальная зональность связана с наличием на глубине гранитоидного массива, контактовые роговики которого вскрыты скважинами. Турмалиновый тип минерализации наблюдается на поверхности среди полей роговиков (месторождение Верхнеарминское) и вблизи контакта вскрытого эрозией гранитного массива (месторождение Горное). Северней охарактеризованных месторождений проявлена минерализация касситерит-сульфидной формации галенит-сфалеритового типа (Арминское месторождение), а южнее (месторождение Дальнетаежное) и на самом южном фланге Восточной сдвиговой зоны (месторождение Лысогорское) наблюдается оловянная минерализации касситерит-сульфидной формации преимущественно арсенопирит-пирротинового типа. Таким образом, для Восточной металлогенической зоны в целом характерно развитие оловянной минерализации касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Микулинская металлогеническая сдвиговая зона (см.рис.44-46) включает районы месторождений: Янтарное, Звездное, Голубое, Трапеция, Зимнее, Среднемикулинское, Ноябрьское. В целом для нее характерно развитие оловянного оруденения касситерит-силикатно-сульфидной формации. Причем если на южном фланге и в центральной части зоны получили развитие месторождения касситерит-сульфидной формации галенит-сфалеритового (месторождения Зимнее, Среднемикулинское, рудопроявление Водопадное) и арсенопирит-пирротинового типов (месторождения Трапеция, Голубое), то на северном фланге зоны проявлены месторождения хлоритового типа касситерит-силикатной формации (месторождение Янтарное).

Микулинская сдвиговая зона делит Арминский рудный район на Западный и Восточный блоки, которые характеризуются различной металлогенией (см.рис.46). В пределах Восточного блока развита оловянная минерализация касситерит-силикатно-сульфидной формации и не наблюдается касситерит-кварцевая и тем более вольфрамовая минерализация. Напротив, в Западном блоке широко распространены месторождения касситерит-кварцевой формации, представленные образованиями кварцевого типа, оловоносными

грейзенами, а также кварц-вольфрамовой минерализацией. По-видимому, по Микулинской сдвиговой зоне, кроме горизонтального смещения, происходило и вертикальное, в результате которого Восточный блок по отношению к Западному оказался опущенным. Поэтому уровень эрозионного среза Западного блока более глубокий, и здесь оказался вскрытым высокотемпературный тип минерализации. На различие глубин эрозионного среза Арминского рудного района и на зависимость металлогении от уровня эрозионного среза указывала ранее Е.А.Радкевич [33].

Арминская металлогеническая сдвиговая зона охватывает территорию Усть-Микулинского, Куалинского, Туенгинского и Благодатного месторождений, а на участке сочленения этой зоны с Березовской зоной - Тигриное месторождение (см.рис.44-46). В отличие от Восточной и Микулинской, в пределах которых проявлена касситерит-силикатно-сульфидная формация, для Арминской металлогенической зоны характерно развитие преимущественно образований касситерит-кварцевой формации.

Березовская металлогеническая сдвиговая зона прослеживается вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома на сотни километров (см. рис. 44) и особенно хорошо проявлена в пределах Арминского (см.рис.46) и Кавалеровского (см.рис.45) рудных районов. В пределах Кавалеровского рудного района эта зона геологически проявлена исключительно хорошо, где ею с востока ограничен узкий тектонический блок валанжинских отложений, границей которого на западе является Центральный Сихотэ-Алинский разлом. В Арминском рудном районе разломы этой зоны рассекают гранитоидные плутоны, и в ней развита высокотемпературная минерализация вольфрама (месторождения Забытое, Тигриное). В пределах Кавалеровского рудного района для зоны характерны проявления олова преимущественно касситерит-силикатной формации (месторождение Ивановское, Арсеньевское, Новогорское). Здесь и особенно севернее (месторождение Дальнее) развита касситерит-сульфидная формация. Таким образом, металлогения вдоль Березовской сдвиговой зоны неодинакова, что свидетельствует о разных уровнях эрозионного среза сдвиговой зоны (в пределах Арминского района он более глубокий) или, возможно, указывает на различные по вещественному составу источники руды.

Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона сформировалась в результате сочленения в единую структуру Восточной, Микулинской и Арминской металлогенических сдвиговых зон (см. рис. 44, 45). Несмотря на то что зона расчленена на отдельные отрезки наложенными на нее широтными вулкано-тектоническими структурами, она исключительно четко выражена геологически. Особенно четкой является западная граница Кавалеровской металлогенической сдвиговой зоны, которая выражена разломом Ветвистым, с запада ограничивающим узкий блок пород, повсеместно охарактеризованных ископаемой фауной бухий валанжинского возраста. Непосредственно к западу от разлома

наблюдаются позднеальбские отложения с фауной позднеальбских тригониид. Ветвистый разлом является южным продолжением Арминского левого сдвига с амплитудой смещений до 25 км [98].

С востока Кавалеровская металлогеническая зона ограничивается южным продолжением Восточной сдвиговой зоны, представленной здесь Дождевым разломом, ограничивающим Краснореченский рудный узел с востока, и Силинским разломом, являющимся восточной границей Кавалеровского рудного района. Кавалеровская зона в северо-восточном направлении прослеживается на 150 км и имеет ширину 20-25 км. На севере она разветвляется на Восточную, Микулинскую и Арминскую металлогенические сдвиговые зоны, а на юге сочленяется с Березовской и образует Фурмановскую металлогеническую сдвиговую зону, ширина которой достигает 50 км (см.рис.44). В пределах Кавалеровской зоны размещен восточный фланг Кавалеровского рудного района, а также Краснореченский и Октябрьский рудные узлы (см. рис. 45).

Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона является глубинной структурой, рассекающей континентальную кору и проникающей в мантию. Об этом свидетельствуют не только геофизические данные профилей ГСЗ и магнитотеллурических исследований, но и широкое проявление здесь интрузий и субинтрузий основного состава, а также развитие металлогенических ореолов хрома, никеля, кобальта.

В Кавалеровском рудном районе оловянная минерализация представлена касситерит-силикатными формациями в основном хлоритового и реже турмалинового типов. Причем турмалиновая минерализация наиболее широко проявлена на месторождениях западного фланга рудного района, прежде всего на их нижних горизонтах. На восточном фланге района в оловорудных месторождениях заметно увеличивается доля свинцово-цинковой минерализации, особенно на верхних горизонтах месторождений (Силинское). Главными процессами околожильных изменений являются хлоритизация на верхних горизонтах (Арсеньевское, Верхнее) и турмалинизация на нижних горизонтах (Хрустальненское, Высокогорское) месторождений.

В пределах Краснореченского рудного узла оловянная минерализация представлена, как правило, образованиями касситерит-сульфидной формации с преобладанием минерализации арсенопирит-пирротинового типа. Здесь же редко наблюдаются рудопроявления касситерит-силикатной формации хлоритового типа и касситерит-кварцевой формации.

На месторождениях Октябрьского рудного узла проявлен обычно хлоритовый тип касситерит-силикатной формации и реже оловянная минерализация касситерит-сульфидной формации.

Таким образом, Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона характеризуется в основном оловянной минерализацией касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Дальнегорская металлогеническая сдвиговая зона прослеживается в северо-восточном направлении вдоль западной кромки вулканогенного чехла, и ширина ее состав-

ляет 10-15 км (см. рис.44, 45). Западной границей зоны на юге является Высокогорский левый сдвиг с амплитудой смещений 15-17 км [104], а на севере - ответвляющийся от него Нежданкинский разлом, который, по данным Ю.П.Юшманова [123], был сформирован как надвиг, а в позднем мелу-кайнозое по нему происходили левые сдвиги.

Дальнегорская металлогеническая сдвиговая зона структурно выражена системой северо-восточных и субмеридиональных разломов (сдвигов), ограничивающих узкие блоки фундамента позднемелового вулканогенного чехла и иногда рассекающих последний. В этих случаях узкие блоки фундамента северо-восточного простирания врезаны в вулканогенный чехол (см. рис. 45), что подчеркивает исключительно важную роль северо-восточных разломов (сдвигов) в строении Дальнегорской металлогенической сдвиговой зоны, и в частности в строении ее фрагмента - Дальнегорского рудного района (см. рис.21).

В строении Дальнегорской сдвиговой зоны большую роль играют также и шарьяжно-надвиговые структуры, ориентированные к сдвигам косо. Проявленная система надвигов наблюдается практически вдоль всей западной кромки вулканогенного чехла и выделена как Сихотэ-Алинская надвиговая зона [100, 104]. Основная характеристика этой зоны приведена в соответствующей главе.

В последние годы некоторые исследователи пришли к выводу, что ограниченные пологими срывами интенсивно дислоцированные осадочные толщи являются конседиментационными образованиями олистостромовой природы, сформированными в раннем мелу (берриас-валанжин). В охарактеризованных нижнемеловой флорой и фауной осадочных отложениях зачастую наблюдаются многочисленные обломки, глыбы и значительных размеров (первые километры) пластины, сложенные кремнистыми породами и известняками юрского и триасового возраста. В Дальнегорском рудном районе наклоненные на юго-восток пологие шарьяжно-надвиговые структуры рассечены системой субмеридиональных крутых сдвигов, иногда сгруппированных в сдвиговые зоны (см. рис. 21). Амплитуды левосторонних смещений по отдельным сдвиговым зонам достигают 7 км [104].

Сдвиговые дислокации, по-видимому, и здесь сыграли важную роль в обеспечении условий для миграции глубинного вещества, в том числе и рудного, из нижних уровней тектоносферы к верхним. И не случайно, что рудные месторождения Дальнегорского района размещены на участках пересечения сдвиговых зон с шарьяжно-надвиговыми толщами, содержащими блоки известняка. В условиях левосдвиговых дислокаций многочисленные разрывы северо-западного простирания приоткрывались, что создало условия для широкого формирования систем даек северо-западного простирания.

В металлогеническом отношении Дальнегорская сдвиговая зона характеризуется исключительно широким развитием свинцово-цинковой минерализации, которая распространяется и к востоку от этой зоны. Учитывая, что к западу от нее размещены оловорудные месторождения, становится очевидным, что эта глубинная структура является границей, разделяющей

блоки (Кавалеровский и Дальнегорский) с различной металлогенической характеристикой. Однако наличие в пределах Дальнегорского блока не только полиметаллических, но и оловорудных месторождений (Высокогорское, Черемуховое, Красногорское и др.) не позволяет считать, что для этого блока в целом характерна только свинцово-цинковая минерализация, связанная с источником руды, отличным от источника руды оловорудных месторождений Кавалеровского блока. Наличие свинцово-цинковой минерализации на верхних горизонтах оловорудных месторождений Кавалеровского блока и, напротив, признаки оловянной минерализации ниже уровня свинцово-цинкового оруденения Дальнегорского блока позволяют предположить о существовании вертикальной рудной зональности. В этом случае различие металлогенических характеристик Дальнегорского и Кавалеровского блоков определяется прежде всего разными уровнями их эрозионного среза, обусловленными тем, что Дальнегорский блок вдоль одноименной сдвиговой зоны оказался несколько опущенным по отношению к Кавалеровскому блоку.

Иногда четкость проявления вертикальной рудной зональности осложняется наложением рудномагматических формаций, не соответствующих этой закономерности. Такие осложнения, по-видимому, следует рассматривать как проявление нелинейной металлогении [122], нарушающей закономерности эволюционной расслоенности рудномагматического вещества по вертикали.

Бурматовская металлогеническая сдвиговая зона наиболее хорошо изучена в южной части Самаргинского рудного района, где в ее пределах размещены Бурматовское и Приморское месторождения, а на южном фланге зоны – месторождение Салют (см. рис. 31, 44). В южной части Самаргинского района четко проявлена латеральная (с запада на восток) металлогеническая зональность, которая выражается в постепенной смене оловянной (с вольфрамом) минерализации свинцово-цинковой. Бурматовская зона прослеживается в северо-восточном направлении на 200 км. Она размещена в центральной части позднемелового вулканогенного чехла и разделяет ее на западный и восточный блоки (см. рис. 31). Для Бурматовской зоны характерна золото-серебряная минерализация, развивающаяся и к востоку от зоны, где свинцово-цинковая и оловянная минерализация практически отсутствует; но последняя широко проявлена к западу от рассматриваемой зоны.

Из этого анализа следует, что Бурматовская зона разделяет блоки с разной металлогенической характеристикой. Причем Восточный блок по отношению к Западному характеризуется проявлением более низкотемпературных минеральных комплексов, что можно объяснить высоким уровнем его эрозионного среза. Различный уровень эрозионного среза смежных блоков определяется наличием и сбросовых смещений по Бурматовской зоне, в результате которых Восточный блок относительно Западного оказался опущенным.

Обобщая характеристику металлогенических сдвиговых зон Сихотэ-Алиня, следует прежде всего отметить, что это реально существующие структуры, выявленные не по принципу случайной пространственной связи с ними рудных месторождений, а на основе конкретных геологических фактов, полученных в результате геологической съемки.

Геологическая съемка в Приморье проводилась в два этапа. На первом этапе к востоку от Центрального Сихотэ-Алинского разлома сдвиговые зоны не были обнаружены, за исключением Кавалеровского рудного района, где А.И.Бураго и Г.Б.Нарбут выделили отдельные сдвиги. Затем путем специально проведенного структурного анализа материалов первого этапа геологической съемки Сихотэ-Алиня была составлена структурно-геологическая карта Центрального Сихотэ-Алиня [98], на которой уже были показаны сдвиговые зоны северо-восточного простирания. Геологическая съемка второго этапа, проведенная в последние годы в Арминском, Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах, а также в районах Краснореченского и Октябрьского рудных узлов, полностью подтвердила наличие северо-восточных и субмеридиональных сдвиговых зон, контролирующих размещение рудных месторождений.

Важность второго этапа геологического изучения Сихотэ-Алиня заключается не только в том, что получено дополнительное геологическое обоснование контроля рудных месторождений северо-восточными глубинными разломами, но и в том, что на примерах многих районов детально апробированы структурные карты и схемы, составленные по методике, разработанной специально для выявления региональных рудоконтролирующих сдвиговых структур. В правильности наших построений легко убедиться, если структурно-геологическую карту Центрального Сихотэ-Алиня, составленную нами еще в 1974 г. [98, 104], сравнить с геологическими картами, полученными Н.К.Цесарским и др. в 1978 г. и Н.И.Шлепкиным и др. в 1980 г. в результате геологической съемки района Октябрьского и Краснореченского рудных узлов, а также с геологическими картами Дальнегорского рудного района, составленными в 1985 г. В.А.Михайловым и Б.В.Кузнецовым.

Геологической съемкой Центрального Сихотэ-Алиня закартированы относительно узкие (15-20 км) тектонические блоки (протяженностью до 200 км), сложенные барриас-валанжинскими отложениями (см. рис. 45). Блоки повсеместно охарактеризованы ископаемой фауной, поэтому достоверность существования ограничивающих блоки северо-восточных глубинных разломов не вызывает сомнений. В то же время исключительно отчетливо видна пространственная генетическая связь рудных месторождений, узлов и районов с этими реально существующими глубинными разломными структурами. С позиций сдвиговой активизации этих глубинных разломов прекрасно решается проблема геодинамики формирования рудных месторождений. В этой связи еще раз необходимо подчеркнуть, что не только глубинность и длительное развитие, но и прежде всего сдвиговый геодинамический режим активизации северо-восточных глубинных разломов определили их ис-

ключительно важную роль в металлогении Сихотэ-Алиня. Деструктивные формы сдвиговых дислокаций способствовали миграции рудного вещества с нижних к верхним уровням тектоносферы и создали структурные условия для локализации руды с образованием месторождений именно в сдвиговых зонах.

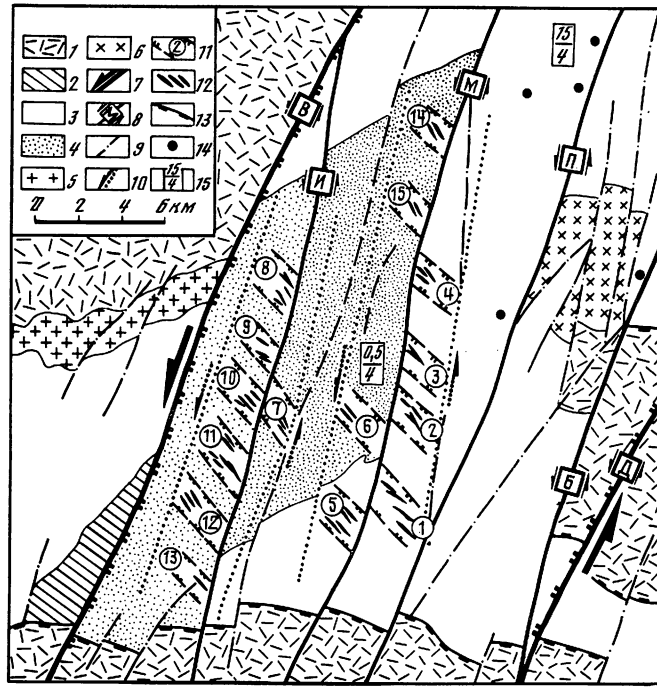
Анализ металлогенических характеристик сдвиговых зон показал, что одни из них по простиранию не отличаются постоянством металлогенической специализации, а в других такая специализация проявляется на значительных расстояниях. Зачастую металлогенические сдвиговые зоны разделяют блоки, которые насыщены минеральными ассоциациями, отличающимися по составу и температуре образования. Причем восточные блоки по отношению к западным всегда характеризуются более широким развитием низкотемпературных минеральных ассоциаций. Эта закономерность с позиций наличия в Сихотэ-Алине вертикального ряда магмометаллогенической зональности объясняется ступенчатыми сбросами блоков континентальной коры в сторону Японского моря. В этих условиях уровень эрозионного среза Восточного блока по отношению к смежному с ним Западного всегда будет выше, что в целом по Сихотэ-Алиню обусловливает проявление на поверхности латеральной (с запада на восток) магмометаллогенической зональности.

Рудоносные сдвиги металлогенических сдвиговых зон

Металлогенические сдвиговые зоны, как показано выше, рассекая земную кору и проникая в мантию, в пределах значительного по ширине Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса характеризуются повышенной рудонасыщенностью, что позволяет считать их металлогеническими сдвиговыми зонами. Учитывая, что сдвиговые зоны формировались в условиях горизонтального сжатия, важно выяснить геодинамические условия и формы дислокаций, которые обеспечили, с одной стороны, проницаемость сдвиговых зон для рудных веществ, а с другой - последующую их локализацию с образованием месторождений. С этой целью рассмотрим строение тех участков металлогенических сдвиговых зон, в пределах которых сформированы рудные узлы. В этом отношении наиболее изученной является Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона, в пределах которой с юга на север размещены Кавалеровский рудный район[I] (его восточная часть), а также Краснореченский и Октябрьский рудные узлы (см. рис. 45).

О к т я б р ь с к и й р у д н ы й у з е л с запада ограничен Ветвистым (Арминским), с востока - Дождевым разломами (рис. 50). Ширина Кавалеровской металлогенической сдвиговой зоны на этом участке составляет 20 км.

[I] Как будет показано далее, в установленном иерархическом ряду генетически соподчиненных сдвиговых структур, контролирующих рудные объекты различных рангов, известные в литературе Кавалеровский и Дальнегорский рудные районы отвечают рангу рудных узлов



Р и с.50. Структурный и геодинамический контроль месторождений и рудопроявлений Октябрьского рудного узла (Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона)

I - сеноман-датские вулканогенные образования преимущественно кислого состава: 2-4 - нижнемеловые терригенные отложения: 2 - средне-верхнеальбские, 3 - готерив-аптские, 4 - валанжинские; 5,6 - поздненемеловые интрузивы: 5 - граносиенитов, 6 - гранодиоритов; 7 - границы Кавалеровской металлогенической сдвиговой зоны (стрелка - направление смещения блоков в период рудолокализации); 8 - главнейшие сдвиги с установленной - (И - Ивановский, М - Молодежный) и предполагаемой - (П - Прогнозный, Б - Березовский) рудоносностью, а также ограничивающие металлогеническую сдвиговую зону (В - Ветвистый, Д - Дождевой); 9 - прочие сдвиги; I0 - граница рудоносной сдвиговой зоны; II-рудолокализующие структуры: I - Нижнемолодежная, 2 - Оленья, 3 - Скрытоустая, 4 - Кремнистая, 5 - Зарница, 6 - Верхнемолодежная, 7 - Октябрьская, 8 - Обычная, 9 - Амурская, I0 - Ивановская, II - Буреломная, I2 - Ветвистая, I3 - Блеклая, I4 - Тигровая, I5 - Ветреная; I2 - рудные тела; I3 - границы структур растяжения, контролирующих позднемеловой вулканизм; I4 - рудные проявления с неустановленным простиранием рудных тел; I5 - расстояние (в км) от поверхности земли до кровли (числитель) и подошвы (знаменатель) гранитоидных криптоплутонов (по данным геофизики)

Ветвистый разлом является южным продолжением Арминского сдвига с амплитудой левостороннего смещения на 20 км [98]. В пределах Октябрьского рудного узла разлом прослежен в северо-восточном направлении на расстояние до 40 км и изучен Н.К.Цесарским и др. в I978 г. в процессе проведения работ по геологическому доизучению рудного района. На всем протяжении Ветвистый разлом с запада ограничивается блоком

осадочных образований, содержащих ископаемую фауну бухий валанжинского возраста (см. рис. 45, 50). К западу от разлома размещены апт-альбские образования, также хорошо охарактеризованные фаунистически. С востока Ветвистый разлом ограничивает Ороченскую вулкано-тектоническую структуру (зону растяжения).

Разлом на всю ширину (90 м) вскрыт канавами в двух пересечениях западнее месторождения Ветвистого. В зоне разлома породы интенсивно смяты и рассланцованы до глин. В центральной части зоны много мелких сближенных субпараллельных плоских, притертых до зеркал скольжения смесителей со слабовыраженной тектонической штриховкой в горизонтальном направлении. Смесители погружаются на запад-северо-запад (290-300°) под углами 70-80°. В этой части зоны породы интенсивно пропилитизированы. К лежачему боку разлома приурочены серии даек кислого состава. По комплексу структурных и кинематических признаков Ветвистый разлом характеризуется как левосторонний сдвиг.

Дождевой разлом наиболее хорошо изучен южнее Октябрьского рудного узла, где он с востока ограничивает Краснореченский рудный узел (см.рис. 45). Здесь разлом изучался автором, Д.Н.Кузнецовым, А.И.Шапотиным, Н.К.Цесарским, Б.К.Сорокиным и др. Дождевой разлом является фрагментом Восточной сдвиговой зоны, амплитуда левостороннего смещения по которой достигает 20 км [98]. Зона разлома ориентирована в направлении СВ 20-30° с падением на северо-запад под углами 60-80°. Зона состоит из разрывов северо-восточного простирания, проявленных в интенсивно рассланцовых и будинированных флишоидах. Смесители часто сопровождаются мелкими асимметричными складками волочения с близвертикальными шарнирами. Вдоль смесителей обычно развиты глина трения и пологая тектоническая штриховка с преимущественным склонением на северо-восток, что свидетельствует о наличии и надвиговой составляющей в сдвиговых смещениях.

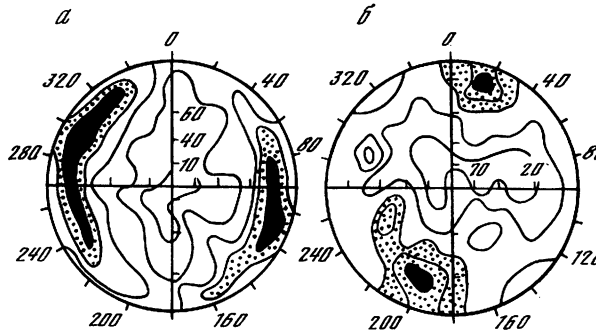
Октябрьский рудный узел, ограниченный Ветвистым и Дождевым северо-восточными разломами (левыми сдвигами), рассечен на узкие блоки разломами субмеридионального простирания: Ивановским, Молодежным, Прогнозным и Березовским.

Концентрация вдоль перечисленных разломов месторождений и рудопроявлений (см. рис. 50) свидетельствует, что эти структуры являются рудоносными. Особенно рудонасыщенными являются зоны Ивановского и Молодежного разломов. Стержнем Ивановской рудоносной структуры является одноименный разлом северо-восточного (10-20°) направления, который выражен зоной (мощность 5 м) интенсивно перемятых алевролитов и песчаников. Разлом отчетливо проявлен в гравитационном поле резкой ступенью и по структурным и кинематическим характеристикам определен как левый сдвиг с амплитудой около 400 м. На левосдвиговый характер смещений указывает и преимущественно северо-западная ориентировка рудо- и дайковмещающих разрывов растяжения. Месторождения и рудопроявления сконцентрированы вдоль Ивановского разлома в зоне шириной 3-4 км.

Молодежная рудоносная структура также представлена стержневым разломом близмеридионального простирания, который на значительном расстоянии ограничивает с востока тектонический блок, сложенный осадочными образованиями, охарактеризованными ископаемой фауной бухий валанжинского возраста. Судя по комплексу структурных и кинематических признаков, по разлому происходили левые сдвиги. По нему смещена на 800 м северная граница Березовской вулкано-тектонической структуры. На левосторонний характер смещений указывает и преимущественно северо-западная ориентировка рудо- и дайковмещающих разрывов растяжения. Месторождения и рудопроявления сконцентрированы вдоль Молодежного разлома в зоне шириной 4-5 км. На возможную рудоносность Березовского и Прогнозного разломов указывает локализация отдельных рудопроявлений вдоль них.

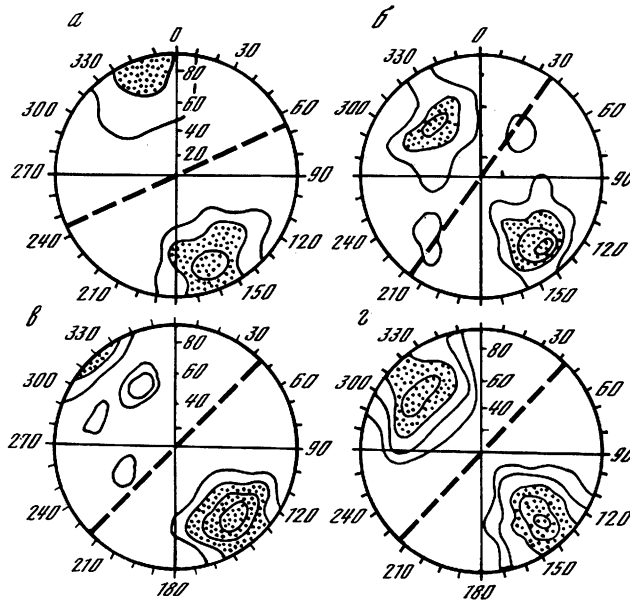
Итак, рудоносные разломы северо-восточного и субмеридионального простирания характеризуются как сдвиги. Сдвиговый геодинамический режим формирования Октябрьского рудного узла подтвержден и путем проведенного совместно с П.Л.Неволиным статистического анализа структурных и кинематических элементов. Суммарная диаграмма замеров разрывов с признаками смещений подтверждает, что в Октябрьском и Краснореченском рудных узлах разрывы крутые и ориентированы преимущественно в направлении СВ-10-30° (рис.51,а). Тектоническая штриховка на смесителях, пологая и горизонтальная, указывает на сдвиговые смещения в направлении СВ-10-20° (рис.51,б).

Левосдвиговые дислокации в пределах рудоносных разломов структур распознаются по характеру подворота слоев вблизи Ветвистого (рис.52), Ивановского и Молодежного разломов. Слои вдоль сдвигов относительно фоновой ориентировки слоистости развернуты на 20-30° против часовой стрелки. Подтверждением левосдвиговых дислокаций является и преимуще-



Р и с. 51. Ориентировка структурных и кинематических элементов (Октябрьский и Краснореченский рудные узлы)

а,в - суммарные диаграммы: а - разрывов с признаками смещений, б - штрихов скольжения. Замеров соответственно: 3860 и 3800



Р и с. 52. Сравнительный статистический анализ ориентировок слоев осадочных пород в зонах разломов и за их пределами (Октябрьский рудный район)

а-г - диаграммы ориентировки слоев: а - за пределами зон разломов, б-г - в пределах разломов Ветвистого (б), Ивановского (в) и Молодежного (г). Замеров соответственно: 615, 183, 102, 155. Пунктирные линии на диаграммах - среднестатистические простирания слоев

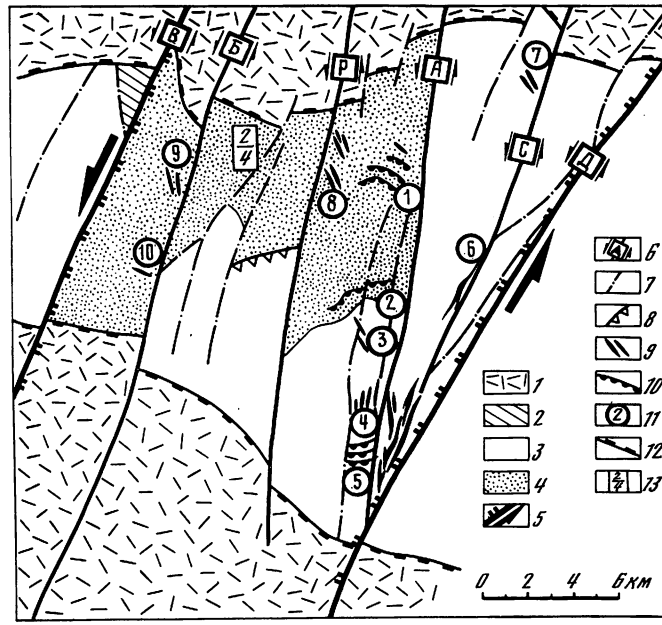
ственно северо-западная ориентировка рудо- и дайковмещающих разрывов растяжения Октябрьского рудного узла (см. рис. 50).

Левосдвиговый геодинамический режим оказался решающим фактором формирования структур растяжения вдоль субмеридиональных разломов. В результате сдвиговой активизации разломов приразломные зоны проявления деструктивных форм сдвиговых дислокаций оказались проницаемыми для рудного вещества, что предопределило их роль как рудоносных структур. В пределах рудоносных сдвиговых зон концентрация рудного вещества до ранга рудных месторождений происходила в рудолокализующих структурах, которые являются частными элементами рудоносных сдвигов и более детально будут рассмотрены нами ниже. Здесь отметим только, что вдоль Ивановского и Молодежного рудоносных сдвигов рудолокализующие структуры размещены с определенным интервалом друг от друга, равным 3-4 км.

Обобщая результаты анализа строения и геодинамики развития Октябрьского рудного узла, констатируем, что Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона состоит из системы равноудаленных друг от друга на расстояние 3-6 км субмеридиональных сдвигов (сдвиговых зон), выполняющих роль рудоносных структур. В одних случаях рудоносность этих структур доказана (Ивановская, Молодежная) и требует постановки дополнительных

поисковых работ с учетом охарактеризованных выше закономерностей размещения рудолокализующих зон растяжения. Зоны других разломов (Прогнозный, Березовский), рудоносность которых выражена лишь единичными рудопроявлениями (см. рис.50), рекомендуются как перспективные на поиски месторождений.

К р а с н о р е ч е н с к и й р у д н ы й у з е л, размещаясь в пределах Кавалеровской металлогенической сдвиговой зоны, ограничен на западе Ветвистым, а на востоке – Дождевым (рис.53) разломами, описание которых уже было приведено нами при характеристике Октябрьского рудного узла. Как и Октябрьский рудный узел, Краснореченский рассечен системой субмеридиональных разломов на блоки, ширина которых составляет 3–6 км.



Р и с. 53. Структурный и геодинамический контроль месторождений и рудопроявлений Краснореченского рудного узла (Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона)

1 – сеноман-датские вулканогенные образования преимущественно кислого состава; 2–4 – нижнемеловые терригенные (преимущественно алевролиты и песчаники) отложения: 2 – средне-верхнеальбские, 3 – апт-альбские, 4 – валанжинские; 5 – границы зоны; 6 – главнейшие сдвиги зоны с рудоносностью: установленной – А – Арсенопиритовый, С – Смирновский и предполагаемой – Е – Еловый, Р – Рогатый, а также сдвиги, ограничивающие зоны, – В – Ветвистый, Д – Дождевой; 7 – прочие сдвиги; 8 – надвиги; 9 – рудные тела крутопадающие; 10 – пологие рудные тела, сформированные вдоль надвигов; 11 – рудолокализующие структуры: 1 – Верхнеиманская, 2 – Южная, 3 – Эльдорадская, 4 – Ореольная, 5 – Смирновская, 6 – Встречная, 7 – ручья Желтого, 8 – Западно-Верхнеиманская, 9 – Трудная, 10 – Еловая; 12 – границы структур растяжения, контролирующих позднемеловой вулканизм; 13 – расстояние (в км) от поверхности земли до кровли (числитель) и подошвы (знаменатель) гранитоидных криптоплутонов (по данным геофизики)

Арсенопиритовый разлом прослеживается в меридиональном направлении и служит восточной границей блока, сложенного образованиями валанжина. На гравитационных полях разлом фиксируется нечеткой гравитационной ступенью, а на отдельных участках также и резким понижением удельного сопротивления, по-видимому, вследствие обогащенности зоны разлома электропроводными минералами. Разлом представлен серией сближенных разрывов северо-восточного и меридионального простирания с крутыми до 85° падениями плоскостей сместителей на запад-северо-запад. Ширина зоны разлома изменяется от 0,3 до 0,5 км на юге и до 1-1,5 км на севере. Восточная граница зоны разлома выражена в виде ровных притертых сместителей с плохо заметными субгоризонтальными тектоническими штрихами. Сместители перемежаются с участками интенсивного рассланцевания пород до тонких тектонических глин. На левосторонний характер сдвиговых смещений по Арсенопиритовому разлому указывает изменение северо-восточного простирания слоев на меридиональное вблизи разлома.

Арсенопиритовый разлом (сдвиг), безусловно, является рудоносной структурой. Он контролирует ряд жил Смирновского месторождения; вдоль него размещены Верхнеиманское и Южное месторождения, а также Ореольное и Эльдорадское рудопроявления. В отличие от Ивановской и Молодежной рудоносных структур Октябрьского рудного узла, вдоль которых формировались крутопадающие рудолокализующие структуры, вдоль Арсенопиритового разлома рудные тела ряда месторождений (Верхнеиманское, Южное) контролируются пологими надвигами, оперяющими Арсенопиритовый сдвиг.

Разлом Рогатый расположен в 4 км западнее Арсенопиритового и в субмеридиональном направлении прослеживается от верховья р.Рудной до долины р.Большой. В центральной части рудного узла разлом является западной границей блока, сложенного валанжинскими отложениями. Здесь он отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках по цепочке отрицательных форм рельефа. В геофизических полях разлом не выражен. Зона разлома, круто падая на северо-запад, представлена серией сближенных сместителей, проявленных в интенсивно рассланцованных (иногда до тонких глин) песчаников и алевролитов. Разлом частично залечен дайками основного и среднего состава. Амплитуда левосторонних сдвиговых смещений, определенная по разобщению крыльев синклинали Южной, составляет около 7 км. Роль разлома Рогатого как рудоносной структуры проявлена в локализации вдоль него рудных жил западного фланга Верхнеиманского месторождения.

Кроме того, в Краснореченском рудном узле выделяются еще Еловый и Смирновский разломы, которые, несомненно, также рудоносны. Об этом свидетельствует размещение вдоль разлома Елового одноименного рудопроявления и рудопроявления Трудного. Смирновский разлом на юге контролирует основные жилы Смирновского месторождения, а севернее в зоне разлома локализованы жилы месторождения Встречного и расположено рудопроявление руч.Желтого.

Геодинамический режим формирования рудных месторождений Краснореченского рудного узла, как и Октябрьского, был обусловлен сдвиговой активизацией Ветвистого и Дождевого разломов, которые являются и границами Кавалеровской металлогенической сдвиговой зоны. Размещением рудных узлов в пределах единой глубинной структуры и идентичностью геодинамических условий их формирования объясняется практически полное сходство в закономерностях строения этих узлов, хотя они и разобщены между собой широтной вулкано-тектонической структурой. Главной особенностью в строении узлов является субмеридиональная ориентировка рудоносных структур (сдвигов), которые под острым углом примыкают к северо-восточным границам металлогенической сдвиговой зоны (см.рис. 50, 53). Эта структурная черта рудных узлов полностью отвечает закономерностям внутреннего строения зон, вовлеченных в сдвиговые дислокации, что лишний раз подтверждает выводы о важном влиянии сдвиговых геодинамических режимов на локализацию рудных месторождений.

Если при сравнении строения Краснореченского и Октябрьского рудных узлов на уровне рудоносных структур наблюдается полное сходство, то в строении рудолокализующих структур этих узлов отмечаются некоторые различия. В Октябрьском рудном узле рудолокализующие структуры, сформированные вдоль рудоносных сдвигов, представлены зонами растяжения северо-западного простирания. В Краснореченском рудном узле, кроме северо-западных разломов, в растяжение вовлечены и отдельные участки северо-восточных рудоносных разломов. Это является результатом наложения на рудоносные разломы косых потенциальных сдвигов (более подробно об этом явлении будет сказано ниже). Кроме того, например, вдоль Арсенопиритового рудоносного сдвига роль рудолокализующих структур выполняют пологие надвиги, оперяющие сдвиги. Сочетание крутопадающих разрывов, приоткрывающихся в условиях сдвиговой активизации рудоносных разломов, и пологих надвигов, выполняющих роль экранов, создает благоприятные условия для локализации месторождений. Значительная концентрация руд в Краснореченском рудном районе сосредоточена также на участке сочленения Арсенопиритового и Смирновского рудоносных сдвигов с Дождевым разломом, ограничивающим Кавалеровскую металлогеническую сдвиговую зону. Это обстоятельство необходимо учитывать в прогнозных построениях.

Западный и восточный фланги известного в Сихотэ-Алине Кавалеровского рудного района размещены в разных металлогенических сдвиговых зонах - Березовской и Кавалеровской. Это обстоятельство, а также и некоторое различие в строении и в рудномагматических характеристиках флангов Кавалеровского рудного района позволяют разделить его на Восточно- и Западно-Кавалеровский рудные узлы.

Восточно-Кавалеровский рудный узел является третьим рудным звеном, наращивающим Кавалеровскую металлогеническую сдвиговую зону к югу от Октябрьского и Краснореченского рудных узлов (см. рис.45). Восточно-Кавалеровский рудный узел с запада ограничен Перевальным, а с востока - Силинским разломами (рис. 54). Пе-

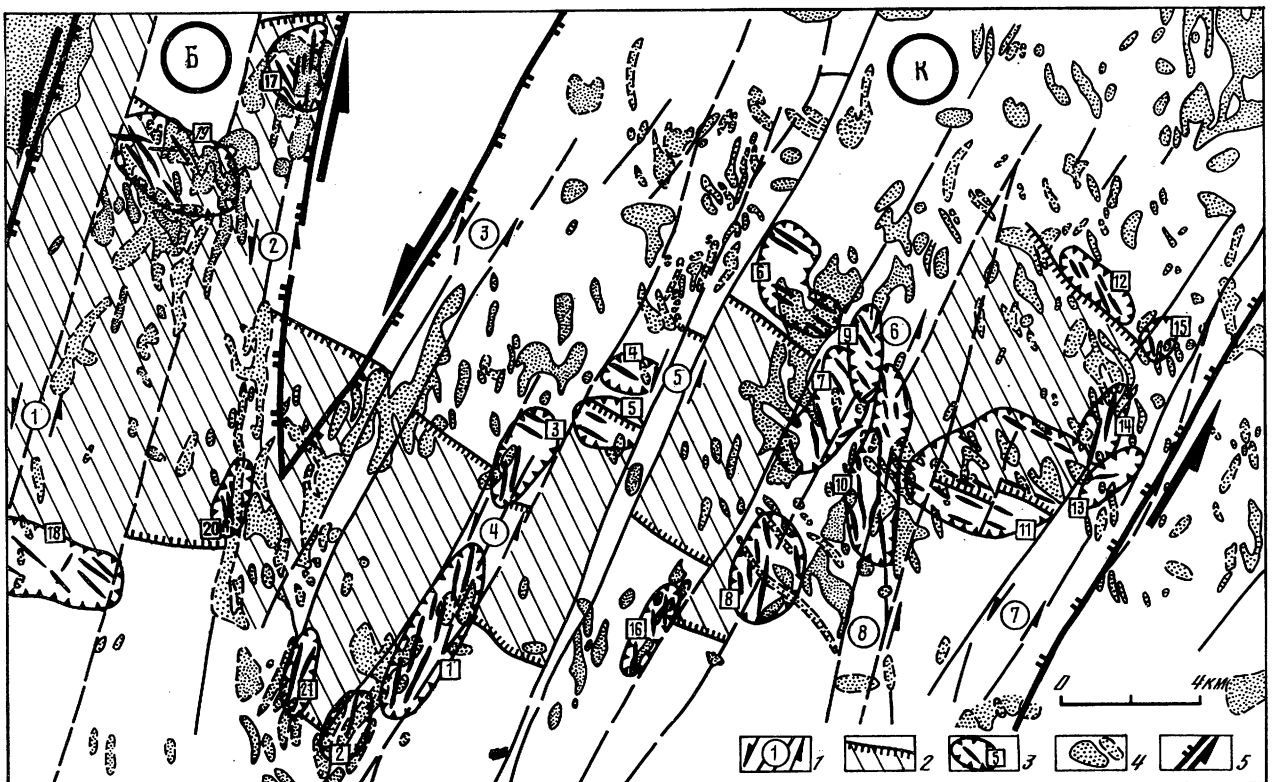
ревальный разлом, ограничивая с запада блок валанжинских образований, наращивает Ветвистый (Арминский) разлом на юге. Силинский разлом продолжает на юге Дождевой разлом и так же, как и последний, является фрагментом Восточной сдвиговой зоны. Характеристика Перевального разлома ничем не отличается от характеристики Ветвистого, подробно уже описанного нами. Добавим только, что признаком глубинности западного ограничения Кавалеровской зоны служат проявления в пределах Перевального разлома ореолов хрома, никеля, кобальта.

Силинский разлом наиболее компактно представлен на участке, где он ограничивает с востока одноименное месторождение. К югу зона Силинского разлома расширяется и образует клиновидный блок, что указывает на глубинность восточного ограничения Кавалеровской металлогенической сдвиговой зоны, получили широкое развитие интрузивные и экструзивные тела и лавы среднего и основного состава (андезиты, андезито-базальты, дациты, базальты, гранодиориты), а также ореолы хрома, никеля, кобальта.

Силинская зона разломов представлена системой сложно ветвящихся или субпараллельных крутых сместителей, ограничивающих узкие протяженные блоки, иногда интенсивно дислоцированные. Наиболее отчетлива восточная граница Силинской зоны разломов, выраженная линейными разломами с простиранием СВ-30°. Эти разломы на значительном расстоянии (более 20 км) ограничивают с запада литологически контрастный блок пород, который на некоторых участках сложен кремнистыми образованиями триаса и юры. Развитые в пределах блока многочисленные надвиги с востока косо примыкают к Силинскому разлому, что лишний раз указывает на их возможную сосдвиговую природу как оперяющих сдвиг пологих сместителей. Статистический анализ структурных и кинематических элементов зоны Силинского разлома подтверждает его сдвиговую геодинамику. Подавляющее количество сместителей Силинского разлома падает на юго-восток под углом 30-70° и характеризуется широко развитой тектонической штриховкой преимущественно пологой и реже - крутой, ориентированной по падению сместителей. Крутопадающие шарниры складок также указывают на сдвиговые смещения по Силинскому разлому.

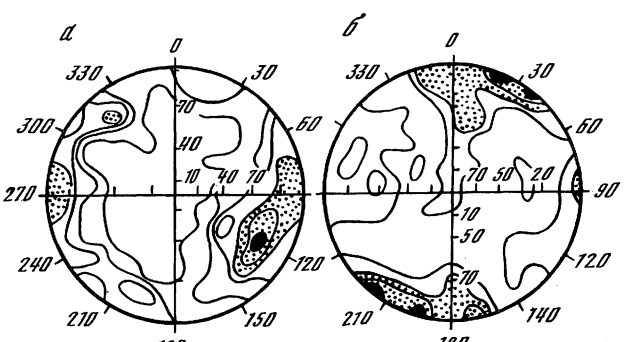
Восточно-Кавалеровский рудный узел рассечен на узкие (2-4 км) блоки, ограниченные разломами преимущественно северо-восточного и реже субмеридионального простирания (см. рис. 45, 54). Блоки сложены берриас-валанжинскими или готерив-барремскими терригенными отложениями, а иногда триас-юрскими терригенными с прослоями кремнисто-вулканогенных пород. Разломы северо-восточного простирания (рудоносные сдвиговые зоны) на отдельных участках хорошо выражаются в гравитационных и магнитных полях.

Дубровская рудоносная сдвиговая зона простирается в северо-восточном направлении и ограничивает с востока узкий блок пород, сложенный терригенными будинированными породами, относимыми к валанжинскому ярусу. В пределах зоны размещены месторождения Дубровское и Верхнее, а также расположенные между ними рудопроявления участка Елочного. Длитель-


Б
К
0
4км
1
2
3
4
5

Р и с. 54. Положение рудоносных и рудолокализующих структур Кавалеровского рудного узла в магнитных полях

I – рудоносные сдвиги и сдвиговые зоны (цифры в кружке): I – Новогорская, 2 – Ивановская, 3 – Перевальная, 4 – Дубровская, 5 – Темногорская, 6 – Левицкая, 7 – Силинская, 8 – Хрустальненская, 9 – Фельзитовая; 2 – области разуплотнения коры, фиксирующие наличие гранитоидных криптоплутонов на глубине около I,5–2 км; 3 – рудные тела (жирные линии) и контуры рудолокализующих структур (цифры на схеме): I – Дубровская, 2 – Рубежная, 3 – Верхняя, 4 – Лагерная, 5 – Ветвистая, 6 – Темногорская, 7 – Верхнецинковая, 8 – Левицкая, 9 – Промежуточная, I0 – Хрустальная, II – Силинская, I2 – Мирная, I3 – Восточно-Силинская, I4 – Приустьевая, I5 – Дорожная, I6 – Бархатная, I7 – Ивановская, I8 – Новогорская, I9 – Арсеньевская, 20 – Скрытная, 2I – Перевальная; 4 – магнитные аномалии: сплошная линия – положительные, прерывистая – отрицательные; 5 – границы металлогенических сдвиговых зон (буквы в кружке): К – Кавалеровской, Б – Березовской



Р и с. 55. Ориентировка структурных и кинематических элементов Дубровской рудоносной сдвиговой зоны

а,б – диаграммы: а – разрывов с признаками смещений, б – штрихов скольжения. Замеров соответственно: 302 и I00

ная эксплуатация этих объектов предопределила достаточно высокую степень изученности Дубровской сдвиговой зоны, известной в литературе как Дубровский разлом [4, 42, 60].

Дубровская зона представлена системой параллельных и сложноветвящихся разломов, ограничивающих узкие линейные и линзовидной формы блоки пород. В этой зоне разломов с неясно выраженными границами наблюдается стержневой разлом (Главный) северо-восточного простирания (СВ-30°), падающий на юго-восток под углами 60-70°. На значительном расстоянии Главный разлом разграничивает будинированные песчано-сланцевые отложения валанжина и флишоиды готерив-баррема. В пределах Дубровского месторождения он выражен мощной зоной брекчирования и дробления вмещающих пород с многочисленными сместителями, которые сопровождаются тектонической глиной и зеркалами скольжения с горизонтальной штриховкой. Как отмечает В.В.Анахов [4], вблизи разлома Главного в будинитах проявлены приразломные складки волочения с крутопадающими шарнирами, что подтверждает сдвиговый режим формирования разлома. К зоне разлома тяготеют крупные рудные тела и дайки дацитов и фельзитов. Ряд крупных разрывов расположен параллельно Главному, к западу и востоку от него, в непосредственной близости, а некоторые из них на значительном удалении от Главного разлома.

Приведенный П.Л.Неволиным статистический анализ структурных и кинематических элементов зоны Дубровского рудоносного разлома показывает, что подавляющее количество сместителей простирается в направлении СВ-30° и круто падает на юго-восток под углами 60-70°(рис.55,а). Нетрудно заметить, что эти параметры совпадают с характеристикой пространственного положения разлома Главного и, следовательно, статистически выявленные кинематические закономерности можно использовать для оценки смещений по разлому Главному и Дубровской сдвиговой зоне в целом.И тогда,судя по преимущественно горизонтальной тектонической штриховке (рис.55,б), Дубровский разлом характеризуется как сдвиг. Слои в зоне Дубровского разлома относительно их фонового северо-восточного простирания сильно развернулись против часовой стрелки и стали практически параллельными разлому, что свидетельствует о происходивших вдоль него левосдвиговых смещениях. Этот вывод подтверждается характером коренных и аккреционных ступеней на сместителях и формой складок волочения. Разобщения геологических тел вдоль мелких разрывов северо-восточного простирания также указывают на левосторонние смещения.

Темногорская сдвиговая зона прослеживается в северо-восточном направлении параллельно Дубровской и с востока ограничивает узкий (2-3 км) блок породы, сложенный готерив-барремскими флишоидами. Сдвиговый геодинамический режим Темногорской зоны четко определяется при статистическом анализе ее структурно-кинематических элементов. На крутых сместителях преимущественно северо-восточного простирания доминирует пологая и горизонтальная тектоническая штриховка. На северном фланге

Темногорская сдвиговая зона с запада ограничивает одноименное месторождение, а в центральной части является восточной границей месторождений Лагерного и Ветвистого.

В пределах Темногорской сдвиговой зоны месторождений не обнаружено. Однако по аналогии с другими сдвиговыми зонами, контролирующими месторождения, она может оказаться также рудоносной, особенно если учесть глубинный характер этой структуры, подтверждаемый развитием в ее пределах ореолов хрома, никеля, кобальта. Темногорская сдвиговая зона хорошо выражена в гравитационных полях. Она рассекает и смещает по типу левого сдвига локальный гравитационный минимум, который интерпретируется как наличие на глубине 1,5–2 км гранитоидного массива (см. рис. 54).

Левицкая рудоносная сдвиговая зона простирается в направлении СВ–30° и рассекает на две равные части Кавалеровскую металлогеническую сдвиговую зону. Рудоносность этой структуры несомненна, так как в ней размещены Левицкое, Верхнецинковое и Стыковочное месторождения, а на юге к ней тяготеет и Правокавалеровское рудопроявление. Преимущественно северо-западная и меридиональная ориентировка рудных тел этих месторождений указывает на левосдвиговую активизацию Левицкой рудоносной структуры. Левицкая сдвиговая зона, как и Дубровская и Темногорская, также рассекает и смещает по типу левого сдвига поле гравитационных минимумов.

С юго-востока к Левицкой рудоносной сдвиговой зоне под острым углом примыкает Хрустальненская сдвиговая зона меридионального простирания, рудоносность которой выражается локализацией в ее пределах протяженных жил одноименного месторождения. Сдвиговый режим развития Хрустальненской зоны проявлен в образовании крутопадающих меридиональных разломов, которые сопровождаются глиной трения и брекчиями, а также преимущественно горизонтальной тектонической штриховкой. В Хрустальненской сдвиговой зоне, как это наблюдалось нами в подземных горных выработках, крылья линейных складок с пологими шарнирами во многих случаях интенсивно смяты в складки с крутыми и вертикальными шарнирами (аксоноклинали). Это также свидетельствует о сдвиговом геодинамическом режиме.

Таким образом, территория Восточно-Кавалеровского рудного узла рассечена системой рудоносных сдвигов на узкие блоки шириной 3–4 км. В отличие от Октябрьского и Краснореченского рудных узлов в Восточно-Кавалеровском узле рудоносные структуры ориентированы в северо-восточном направлении, параллельно границам Кавалеровской металлогенической зоны (за исключением Хрустальной рудоносной сдвиговой структуры, ориентированной меридионально). На доминирующее развитие в пределах Восточно-Кавалеровского рудного узла крутых разрывов северо-восточного простирания с признаками сдвиговых смещений указывают не только характеристики описанных рудоносных разломов, но и суммарные диаграммы статистического анализа структурных и кинематических элементов (см.рис.24).

Необходимо отметить, что на отдельных участках этого рудного узла интенсивно проявлялись и пологие (надвиговые) разрывы. Они, как правило, ориентированы косо к сдвигам и ограничены ими по простиранию. Надвиговые смещения активизировались в процессе сдвиговых движений блоков коры вдоль крутых разломов.

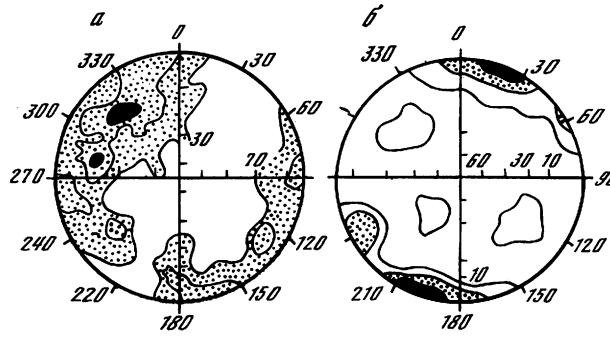
Анализ аномалий гравиметрических и магнитных полей, проведенный В.П.Макаровым, показал, что в пределах Восточно-Кавалеровского рудного узла на глубине 1,5–2 км размещен гранитоидный плутон. Наличие криптоплутона фиксируется и полями локальных гравитационных минимумов, и развитием вдоль его контакта ореола магнитных аномалий разного знака (см.рис.54). Хорошо видно, что некогда единый северо-западного простирания криптоплутон оказался рассеченным на части северо-восточным левым сдвигом. Именно на участках пересечения сдвиговых зон с криптоплутоном оказались сосредоточены месторождения Кавалеровского рудного района.

Представляется, что на ранних этапах сдвиговой активизации, выражавшейся в скрытой деструкции коры, был сформирован криптоплутон сложного состава (по-видимому, преимущественно гранитоидного). В дальнейшем эта зона аккумуляции рудномагматического вещества была рассечена глубинными сдвиговыми зонами. Они выполняли роль каналов для миграции рудного вещества и становились рудоносными структурами. Геодинамические условия, обеспечившие проницаемость сдвиговых зон, будут рассмотрены ниже, а здесь отметим, что не только сами сдвиговые зоны были проницаемы для рудных веществ, но и отдельные участки блоков, ограниченных рудоносными сдвигами, также оказались благоприятными для миграции рудных веществ. В этих случаях сосдвиговые растяжения блоков привели к образованию поперечных к сдвигам каналов, благоприятных для проявления дайкового магматизма и рудолокализации. Особенно четко такого типа структуры растяжения проявились вдоль контактов скрытых плутонов северо-западного простирания (месторождения Силинское, Темногорское, Верхнее, Дагерное и рудопроявление Мирное).

З а п а д н о - К а в а л е р о в с к и й р у д н ы й у з е л размещен в пределах Березовской металлогенической сдвиговой зоны (см.рис. 45,54), которая ограничена с запада одноименным, а с востока Ивановским разломами (сдвигами). Березовский разлом отчетливо выражен на геологических картах и выполняет на протяжении не менее 150 км роль восточной границы блока валанжинских отложений, повсеместно охарактеризованных фауной бухий. На участке Кавалеровского рудного района он отделяет блок валанжинских отложений от расположенного к востоку от разлома блока пород, насыщенных позднеальбской фауной тригониид. Березовский разлом простирается в северо-восточном направлении параллельно Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу и характеризуется исключительной прямолинейностью. Это обстоятельство и особенности приразломных деформаций свидетельствуют о его сдвиговой геодинамике. В пределах Березовского разлома размещены Дорожное месторождение и ряд рудопроявлений.

Ивановский разлом представлен системой тесно сближенных сдвигов (рудоносная сдвиговая зона) и прослеживается в субмеридиональном направлении на десятки километров. Он хорошо выражен в рельефе и прекрасно фиксируется по линейным отрицательным магнитным аномалиям (см.рис.54). В его пределах расположены Ивановское и Перевальное месторождения и несколько рудопроявлений. Разрывы, составляющие Ивановскую сдвиговую зону, исследовались А.И.Бураго, Г.Б.Нарбутом, В.Т.Чепиковым и А.И.Федотовым. Наиболее детально они описаны в пределах Ивановского месторождения. К ним относятся Меридиональный, Порфиритовый и др. Они рассекают Ивановское месторождение на ряд узких меридиональных блоков. Морфологически разрывы представлены мощными (до 25–30 м) зонами дробленых пород, сопровождаемых часто чередующимися ровными сместителями, по которым развивалась кварц-карбонатная минерализация. К ним частично приурочены рудные тела и дайки порфиритов. Однако основные рудные тела и дайки месторождения сосредоточены в разрывах северо-западного направления, оперяющих меридиональные разрывы. Амплитуды смещений по отдельным составляющим меридиональных разломов достигают 100–150 м. По зоне Меридиональной горизонтальные левосторонние смещения превышают 2,5 км.

Левосторонние сдвиговые смещения картируются и по разрывам, расположенным западнее Ивановского месторождения. Амплитуды их, судя по смещению конкретных геологических тел, превышает 1 км. Проведенный совместно с П.Л.Неволиным и В.В.Лепешко статистический анализ ориентировок структурных и кинематических элементов в пределах Ивановской сдвиговой зоны показал, что в ней преобладают сместители субмеридионального и северо-восточного простирания (рис.56,а) с крутым падением преимущественно на запад-северо-запад. Доминирующая субмеридиональная и пологонаклонная ориентировка штрихов скольжения (рис.56,б) указывает



Р и с. 56. Ориентировка структурных и кинематических элементов Ивановской рудоносной сдвиговой зоны (Западно-Кавалеровский рудный узел)

а,б – суммарные диаграммы ориентировки: а – разрывов с признаками смещений, б – штрихов скольжения. Замеров соответственно: 155 и 767

на преобладающий сдвиговый характер смещений. Преимущественно северо-западная ориентировка рудолокализующих разрывов Ивановской сдвиговой зоны свидетельствует о ее левосдвиговой активизации в период рудообразования.

Новогорская рудоносная сдвиговая зона прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние до 100 км, от верховья р.Павловки на юго-восток до верховьев левых притоков р.Северянки. На значительном протяжении эта зона (южный отрезок) является границей между площадями развития позднеальбских молассоидных преимущественно песчаниковых образований, насыщенных ископаемыми тригонииидами и апт-альбскими флишодными алевролит-песчаниковыми отложениями (см.рис.45). Севернее в нескольких местах она отделяет верхнемеловые эффузивы Березовской и Якутинской вулкано-тектонических структур от осадочных формирований раннего мела. Зона хорошо дешифрируется по отрицательным формам рельефа и на некоторых отрезках трассируется прямолинейными участками долины р.Сотниковки. Новогорская рудоносная сдвиговая зона с запада ограничивает Арсеньевское месторождение и проходит через западный фланг Новогорского месторождения.

Отдельные разломы, составляющие Новогорскую сдвиговую зону, изучались И.В.Трефиловой, В.Т.Чепиковым, Ю.Д.Терехиным. Ими описан ряд крупных разломов, достоверно изученных при разведке Новогорского месторождения. Эти разрывные нарушения субмеридионального и северо-восточного простирания располагаются субпараллельно направлению всей сдвиговой зоны и прослеживаются в направлении СВ-10-15° с наклоном на северо-запад под углами 55-60°. В зонах разломов мощностью от 4 до 12 м развиты тектонические брекчии, сцементированные жильными кварцем и кальцитом. Разломы, судя по смещению ими даек и рудных тел, являются сбросо-сдвигами с горизонтальной амплитудой смещения до первых сотен метров. Преимущественно пологая тектоническая штриховка подтверждает сдвиговый геодинамический режим развития Новогорской зоны разломов. Кроме штрихов скольжения, на это указывает широкое развитие в районе Арсеньевского месторождения и к северу от него аксоноклинальных складок.

В размещении месторождений Березовской металлогенической зоны большую роль играет и фельзитовая сдвиговая зона, которая проходит через восточные фланги Арсеньевского и Новогорского месторождений и с запада ограничивает Ивановское месторождение (см.рис. 45,54).

Таким образом, сдвиговые зоны рассекают Березовскую металлогеническую зону на узкие блоки практически равной (2-3 км) ширины. Причем сдвиговыми зонами с флангов ограничены и месторождения, размещенные в пределах этих блоков. Системы рудных жил и даек северо-западного простирания ориентированы поперек к северо-восточным сдвиговым зонам и отражают положение структур растяжения. Исходя из пространственно-временных связей структур растяжения и сдвигов, можно сделать вывод, что сдвиговая активизация северо-восточных и меридиональных разломов приводила к растяжению ограниченных ими узких блоков. Поперечные к

сдвигам участки растяжения оказались благоприятными для вулканизма (вулкан Самовар на Арсеньевском месторождении), дайкового магматизма, а также для миграции рудного вещества с последующим образованием месторождений. Высказанные выводы, естественно, выражают лишь принципиальную сторону геодинамических условий формирования месторождений. Более подробное описание геодинамики формирования месторождений в пределах металлогенических и рудоносных сдвиговых зон будет дано ниже.

Для более полного понимания роли рудоносных сдвиговых зон в размещении месторождений рассмотрим строение Комсомольского рудного района. Необходимо ртметить, что, согласно установленному иерархическому ряду рудоконтролирующих структур, Комсомольский рудный район, как и Кавалеровский, следует отнести к рангу рудного узла,

К о м с о м о л ь с к и й р у д н ы й у з е л расположен к востоку от Буреинского массива в пределах Комсомольской металлогенической сдвиговой зоны (см.рис.47). Его изучением занимались многие исследователи, и к настоящему времени накоплен большой фактический материал, достаточно надежно обеспечивающий обоснование основных закономерностей строения этого района.

Комсомольская металлогеническая зона, как и Кавалеровская (при равной с ней ширине - 20 км), ориентирована также на северо-восток. С запада она ограничивается Мяочанской, а с востока - Халдоминской сдвиговыми зонами, которые отчетливо выражены в геофизических полях, отражающих области разуплотнения коры, обусловленные наличием на глубине гранитоидного плутона.

Мяочанская сдвиговая зона отделяет Чалбинский массив от расположенной к востоку площади развития верхнемеловых вулканогенных образований. На юге сдвиговая зона с востока ограничивает блок, сложенный верхнетриас-нижнеюрскими кремнисто-терригенными отложениями. Она состоит из системы субпараллельных левых сдвигов, рассекающих и смещающих выполненную верхнемеловыми вулканитами Западную грабенсинклиналь на суммарную амплитуду до 15 км (см.рис.47).

Халдоминская сдвиговая зона с востока срезает сложенную верхнемеловыми вулканитами Восточную грабенсинклиналь,а на глубине ограничивает гранитоидный криптоплутон. Она представлена системой субпараллельных разрывов, левосдвиговая геодинамика которых отчетливо выражена в резком подвороте против часовой стрелки слоев в пределах зоны Халдоминского глубинного разлома.

Сдвиговая геодинамика разломов, ограничивающих Комсомольскую зону, определила идентичный геодинамический режим ее внутреннего развития и прежде всего развитие рудоносных и рудолокализующих структур. На левосдвиговую природу рудоносных разломов Комсомольского рудного района исследователи обращали внимание ранее. Рудоносные сдвиги здесь ориентированы в мэридиональном направлении косо к границам металлогенической сдвиговой зоны и рассекают рудное поле на узкие (2-3 км) блоки. Сдвиговый тип смещений по рудоносным разломам четко выражен в их ку-

лисной морфологии и подтверждается статистическим анализом замеров тектонической штриховки (см.рис.47, диагр.).

Морфология рудоносных сдвиговых зон по простиранию изменяется (см. рис.47; рис.57). В осадочном доверхнемеловом фундаменте рудоносные сдвиги представлены меридиональными протяженными рудными телами, иногда кулисно заходящими друг за друга с образованием правоступенчатых эшелонов. Напротив, в пределах верхнемелового чехла (амутская свита) рудные жилы имеют северо-западную ориентировку.

Многие исследователи считают, что разворот рудных жил в пределах Амутской мульды связан с тем, что на этом участке рудного поля разломы фундамента имеют также северо-западную ориентировку. Однако при детальном анализе размещения рудных тел отчетливо видно, что меридиональные линейные рудовмещающие разломы, проявленные в фундаменте, по простиранию в пределах верхнемеловых образований Амутской мульды выражаются в виде эшелонированных рудовмещающих структур, у которых кулисы имеют северо-западную ориентировку (см.рис.57). Как показано на примере Сихотэ-Алиня, такого типа эшелонированными структурами в вулканогенном чехле выражаются сдвиги фундамента. По-видимому, сдвиговые дислокации в Комсомольском рудном узле, как и в Сихотэ-Алине, развивались снизу вверх. Эволюционное развитие сдвиговых дислокаций по вертикали нашло отражение в постепенной смене простираний рудовмещающих разрывов от меридионального к северо-западному в разрезе от юрского дислоцированного фундамента к верхам позднемелового вулканогенного чехла (рис.58).

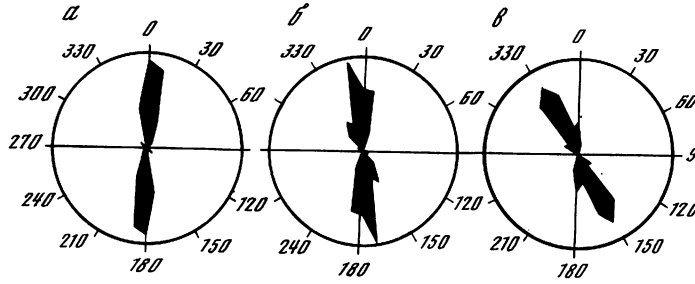
Из приведенного материала следует, что достигающие высокой ступени развития рудоносные сдвиги фундамента в вулканогенном чехле представлены в своих потенциальных формах в виде эшелонированных структур. Следовательно, можно ответить положительно на стоящий перед практиками вопрос: следует ли ожидать под вулканогенным чехлом Амутской мульды наличие богатых рудоносных структур, подобных вскрытым в фундаменте южнее этой мульды (месторождение Солнечное, Придорожное и др.).

Сдвиговые дислокации развивались длительно, и естественно, что наиболее дислоцированными оказались юрские образования, а наименее дислоцированными - вулканогенный чехол, где сдвиги проявлены в эмбриональных формах. Сдвигами повсеместно смещены гранитоиды чалбинского и гранодиориты силинского комплексов. Как и в Восточно-Кавалеровском рудном узле, здесь сдвигами были, по-видимому, вскрыты рудномагматические очаги. Это и предопределило роль сдвигов как рудоносных структур, по которым происходила миграция рудного вещества с последующей его локализацией в благоприятной структурной обстановке, прежде всего в зоне перехода складчатого фундамента к вулканогенному чехлу. На размещение рудных месторождений Комсомольского рудного узла в пределах зоны перехода от складчатого основания к вулканогенному чехлу четко указывает их пространственное тяготение к границе Амутской мульды и к подошве вулканогенных образований, вскрытых эрозией в пределах Восточного гра-



Р и с. 57. Рудолокализующая структура кулисо-сдвигового типа (Перевальное месторождение, по материалам [92])

I – позднемеловые вулканиты среднего состава; 2 – юрские терригенные отложения; 3 – позднемеловые вулканиты кислого состава; 4 – направление сдвиговых смещений; 5 – рудные тела (цифры в кружке – рудные зоны: I – Северная, 2 – Майская, 3 – Южная, 4 – Силинская); 6 – позднемеловые кварц-диоритовые порфириты



Р и с. 58. Соотношение простираний рудных тел в разрезе вулканогенно-терригенных образований Комсомольского рудного района

а-в – диаграммы простираний рудных тел в образованиях: а – позднетриасюрских (терригенных), б – позднемеловых вулканогенных кислого состава (холдаминская свита), в – позднемеловых среднего состава (амутская свита)

бен-синклинория. Поэтому, кроме скрытого оруденения, которое можно ожидать вдоль рудоносных сдвигов в основании Амутской мульды, весьма перспективной на обнаружение рудных объектов следует считать и Западную грабен-синклиналь, прежде всего те ее участки, где она пересечена меридиональными сдвигами, относящимися к системе достоверно рудоносных сдвигов (см.рис.47).

Таким образом, изучением структуры и геодинамики формирования Восточно- и Западно-Кавалеровского, Комсомольского, а также Октябрьского и Краснореченского рудных узлов установлено, что главной особенностью строения металлогенических сдвиговых зон является наличие сдвигов (сдвиговых зон), выполняющих роль рудоносных структур, вдоль которых размещены месторождения. Рудоносные сдвиги являются глубинными структурами, вскрывающими рудномагматические очаги, и некоторые из них, скорее всего, проникают в мантию. Сдвиговая активизация этих глубинных разломов создавала исключительно благоприятные геодинамические ус-

ловия для миграции рудного вещества из нижних уровней коры к верхним с последующей его концентрацией в рудолокализующих структурах. Рудоносные сдвиги, ориентируясь параллельно либо косо к границам металлогенических сдвиговых зон, рассекают рудные узлы на узкие блоки примерно одинаковой ширины, равной 2–3 км, или размерами, кратными этим цифрам. Установленный шаг между рудоносными сдвигами имеет исключительно важное значение для прогнозирования рудоносных структур, перспективных на поиски новых рудных месторождений.

Рудолокализующие и рудовмещающие структуры рудоносных сдвигов

Повышенная проницаемость рудоносных разломов в условиях латерального сжатия, как показано, обеспечивалась их сдвиговой активизацией. Однако концентрация руды происходила не на всем протяжении рудоносных сдвигов, а лишь на отдельных ее участках, иногда закономерно удаленных друг от друга. Как показали проведенные исследования, концентрацию рудного вещества до ранга месторождения обеспечивали рудолокализующие структуры сдвиговой природы, которые в иерархическом ряду генетически соподчиненных рудоконстролирующих структур рассматриваются как благоприятные для рудоотложения структурные элементы рудоносных сдвигов. При этом необходимо иметь в виду, что значительных размеров рудолокализующие структуры могут накладываться на соседние рудоносные сдвиги или даже проявиться по всей ширине металлогенической сдвиговой зоны, обеспечивая слабую рудонасыщенность этого участка сдвиговой зоны или образуя крупное месторождение. Рудолокализующие структуры, в свою очередь, состоят из пространственно сближенных рудовмещающих структур растяжения, контролирующих на месторождениях размещение отдельных рудных тел.

При оценке в целом геодинамических условий локализации рудного вещества в Сихотэ-Алине прежде всего обращает внимание тот неоспоримый факт, что подавляющее большинство рудных тел ориентировано в северо-западном и субмеридиональном направлениях (см.рис.I5, диагр.), т.е. косо по отношению к северо-восточной сдвиговой системе с отклонением от ее простирания влево. Эта закономерность наблюдается всюду, где достаточно хорошо изучены пространственные соотношения рудоносных сдвигов и разрывов, вмещающих рудные тела, кварцевые и другие минеральные прожилки, а также большинство даек разного состава. Отклонения от этой закономерности редки и, скорее, являются исключением, чем правилом. На основе законов сдвиговых дислокаций есть все основания утверждать, что раскрытие благоприятных для рудолокализации северо-западных и субмеридиональных разрывов происходило в основном в условиях левосдвиговой активизации северо-восточной системы разломов.

Разрывы растяжения, по-существу, являются формой деструкции сдвиговой зоны, обеспечивающей ее проницаемость для рудных растворов и последующую локализацию руд. Как показали исследования, благоприятные

для локализации руды деструктивные формы сдвиговых дислокаций весьма разнообразны и вместе с тем закономерно организованы в соответствии с законами развития сдвиговых дислокаций. Необходимо отметить, что практически все охарактеризованные в гл.I многочисленные малые формы сдвиговых деструктивных дислокаций (прежде всего эшелонированные разрывы растяжения) нашли своих аналогов среди рудолокализующих структур месторождений Сихотэ-Алиня.

Исследования геодинамических условий формирования и особенностей строения рудолокализующих структур позволили выделить следующие широко распространенные их формы. Наиболее простой формой образования рудолокализующей (рудовмещающей) структуры является приоткрывание в процессе сдвигания тех участков протяженного цельного сдвига, которые отклоняются влево (в случае левосторонних смещений) или вправо (в случае правосторонних смещений) от общего простирания сдвига. Характерной морфологической чертой такого типа рудовмещающих структур является их S образная при левом и Z-образная при правом сдвиге форма. В некоторых случаях отмечено существование закономерного шага между участками приоткрывания сдвига, что всякий раз требует детального изучения при ведении разведочных работ с целью оценки закономерностей размещения рудных столбов в пределах протяженных рудных зон. Особенно благоприятны для рудоотложения те участки сдвига, которые не только отклоняются от его общего простирания, но и сочетаются с оперяющими сдвиг структурами растяжения, которые на удалении от сдвига постепенно затухают (рис.59). Рудолокализующие (рудовмещающие) структуры растяжения, сформированные на определенных участках сплошных протяженных разломов в результате их сдвиговой активизации, мы называем сдвиговым типом рудолокализующих структур растяжения.

На месторождениях рудоносные сдвиги зачастую проявлены в виде системы параллельных сдвигов, рассекающих рудные поля на узкие (от 50 до 500 м) блоки (см.рис.I3, 30). Сдвиги иногда выражены в виде хорошо проработанных разломов, по которым контактируют различные по составу породы, а пликативные формы дислокаций в виде подворота слоев (рис.60) указывают на значительные горизонтальные смещения, происходившие главным образом до рудообразования. Чаще сдвиги проявлены в виде сколов со слабо заметными следами незначительных сдвиговых смещений, выявление которых представляет известные трудности. Это является одной из причин недоучета важной роли сдвиговых систем в формировании месторождений и закономерностей их размещения. Недостаточное внимание к сдвигам объясняется еще и тем, что сдвиги обычно не минерализованы.

Роль сдвигов в формировании рудолокализующих структур состоит в том, что при их активизации ограниченные ими блоки испытывают растяжения с образованием рудо- или дайковмещающих разрывов. В одних случаях в растяжение вовлекается косо ориентированная к сдвигам система разрывов (см.рис.27). При этом рудные тела по простиранию не всегда ограничиваются сдвигами, а постепенно и в том и в другом направлении

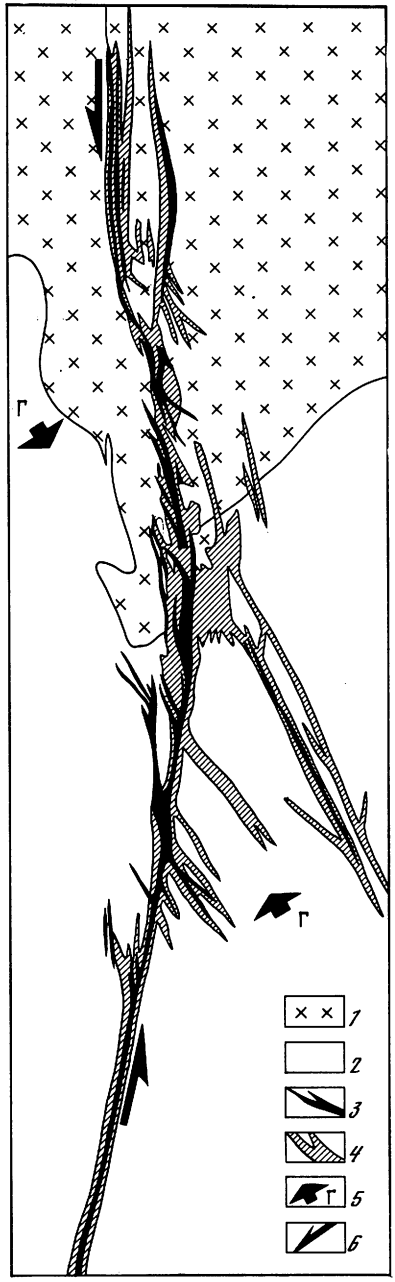

Г
Г
1
2
3
4
5
Г
6

Рис. 59

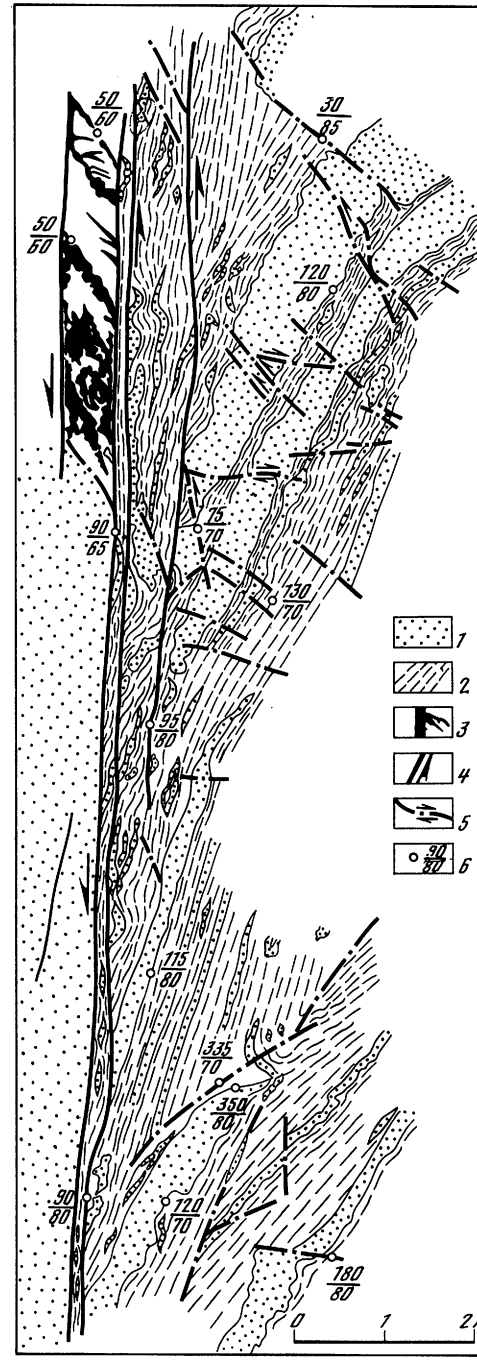

50/60
30/85
50/60
120/80
90/65
75/70
130/70
95/80
115/80
335/70
350/80
90/80
120/70
180/80
1
2
3
4
5
90/80
6
0
1
2м

Рис. 60

Р и с. 59. Строение и геодинамика формирования рудолокализующей структуры сдвигового типа (Ветвистое месторождение, Комсомольский рудный район)

I - гранодиориты; 2 - переслаивание песчаников с алевролитами; 3 - турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы; 4 - кварц-серицитовые зоны; 5 - направление главного сжатия; 6 - направление сдвигового смещения

Р и с. 60. Строение зоны меридионального сдвига (Арсеньевское месторождение). Зарисовка по фотографии кровли штрека 81-ю; вид сверху

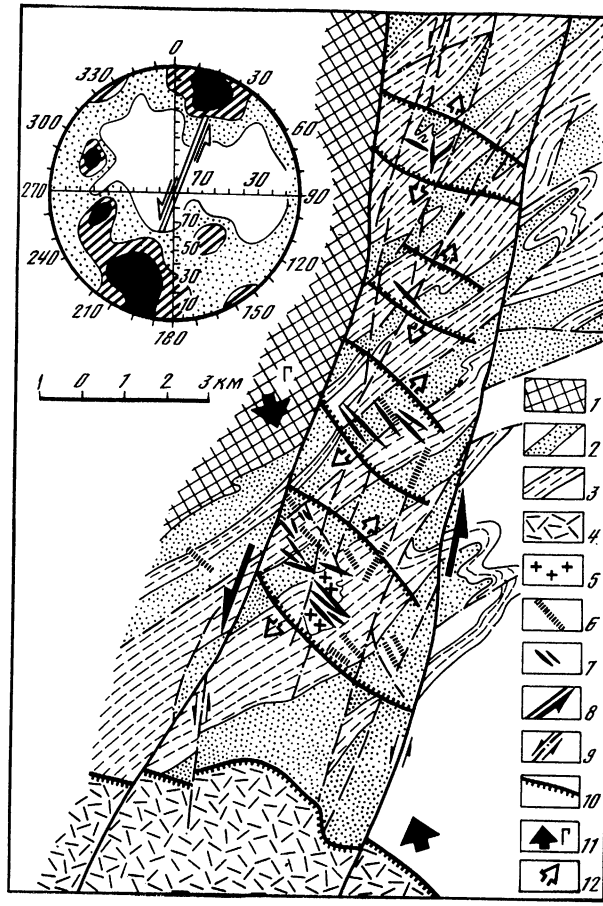
I - тонко-мелкозернистые песчаники; 2 - слоистые алевролиты; 3 - сосдвиговые разрывы растяжения, выполненные жильным кварцем; 4,5 - сдвиговые сместители: 4 - основные, 5 - частные (стрелки - направление смещений); 6 - точки замеров ориентировки слоев и разрывов (в числителе - азимут, в знаменателе - угол падения поверхности)

выклиниваются. Пространственно сближенные и вовлеченные в растяжение разрывы образуют в пределах рудоносной глубинной сдвиговой зоны рудолокализующую структуру, концентрирующую рудное вещество до масштабов месторождения.

В других случаях рудные тела или их отдельные участки по простиранию ограничены разломами, сдвиговая активизация которых и привела к формированию поперечных к сдвигам рудолокализующих структур растяжения (см.рис. I3, 30, 60). Сдвиговый геодинамический режим по принципу динамопары: сдвиг-раздвиг даже на одном месторождении может проявляться на разных иерархических уровнях. Так, проведенное совместно с П.Л.Неволиным изучение геодинамики формирования Арсеньевского месторождения (Березовская металлогеническая сдвиговая зона) показало, что в растяжение были вовлечены как относительно узкие блоки пород, ширина которых измеряется от 0,7 до I2 м, так и рассеченный системой сдвигов блок пород шириной до I км, пределами которого ограничено все рудное поле этого месторождения.

Основные смещения в подавляющем большинстве сдвигов произошли в дорудный период, что нашло выражение, например, в формировании пликативных форм сдвиговых дислокаций в виде флексурных подворотов слоев и развитии аксоноклиналей. Дальнейшая активизация сдвиговых смещений обусловила появление деструктивных форм сдвиговых дислокаций в виде наложенных на складчатые структуры северо-западных разрывов растяжения, что обеспечило в условиях латерального сжатия повышенную проницаемость глубинной сдвиговой зоны. На первых этапах формирования поперечной к сдвигам зоны повышенной проницаемости происходило образование дайковых полей и вулканических построек (вулкан Самовар и северо-западная система даек кислого состава). В рудный этап незначительная левосдвиговая активизация меридиональной системы разломов вновь привела к приоткрыванию северо-западных разрывов, которые вместили рудные тела различной протяженности.

Рудовмещающие разрывы располагаются ориентировочно нормально или косо к северо-восточным рудоносным или металлогеническим зонам и группируются в северо-западные (см.рис. I3, 30; рис. 6I, 62) или широтные

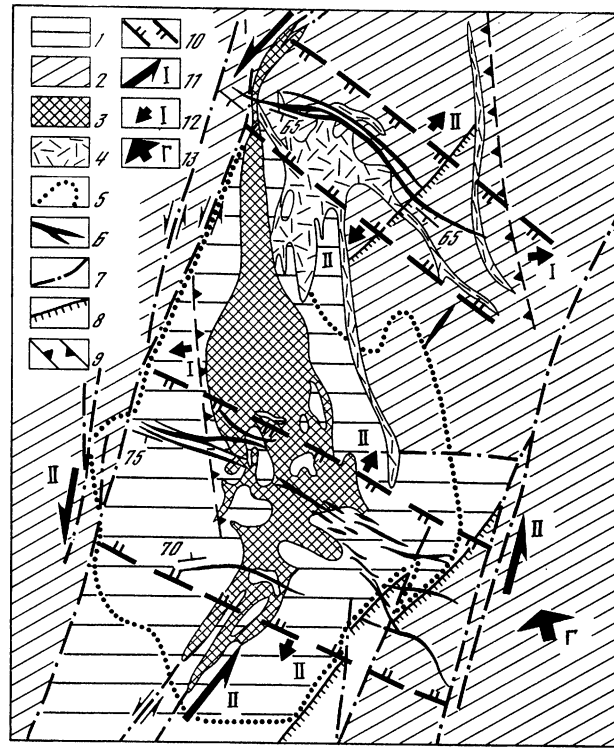


Р и с. 61. Строение и закономерности размещения рудолокализующих структур будинажно-сдвигового типа (Центральная часть Октябрьского рудного узла)

I - валанжинские, преимущественно алевролитовые отложения; 2,3 - готерив-аптские отложения: 2 - песчаники, 3 - алевролиты: 4,5 - позднемеловые магматические образования кислого состава: 4 - эффузивные и экструзивные, 5 - интрузивные; 6 - дайки кислого и среднего состава; 7 - рудные тела; 8 - сдвиги, ограничивающие сдвиговую зону; 9 - частные сдвиги сдвиговой зоны; I0 - контуры рудолокализующих структур растяжения; II - ориентировка главного сжатия; I2 - направление сосдвигового растяжения.

Диаграмма ориентировки тектонических штрихов на крутых и вертикальных разрывах (3860 замеров)

(рис.63) рудолокализующие структуры растяжения, к которым приурочены месторождения. Ширина рудолокализующих структур составляет 0,5-2 км, а их длина - I,5-5 км. Длина рудолокализующих структур определяется шириной блока пород, претерпевшего растяжение при активизации сдвигов. Поэтому в одних случаях протяженность рудолокализующих структур растяжения соответствует ширине рудоносной сдвиговой зоны, обычно пред-

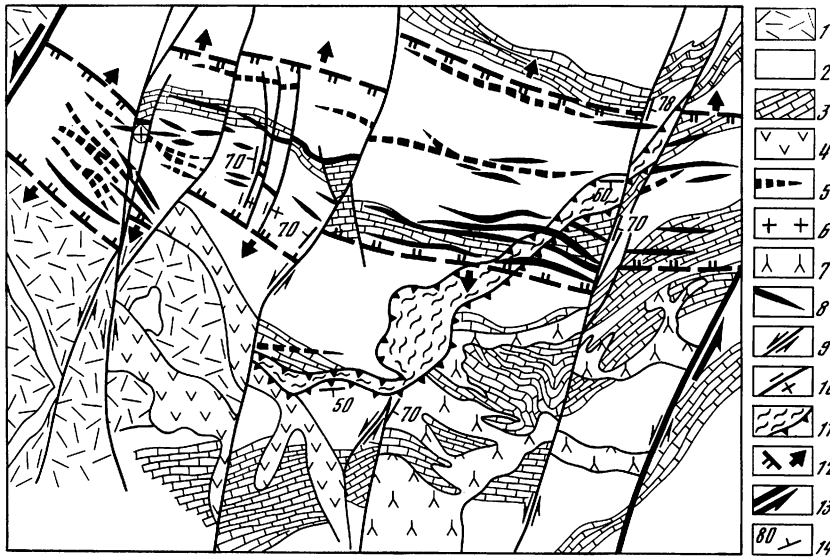


Р и с. 62. Строение и геодинамика формирования магмо- и рудолокализующих структур будинажно-сдвигового типа (Темногорское месторождение)

I - алевролиты-песчаники с редкими прослоями кремней; 2 - переслаивание песчаников и алевролитов с линзами и прослоями кремней, известняков, спилитов; 3 - гранит-порфиры; 4 - липариты; 5 - ореол контактового метаморфизма; 6 - рудные тела; 7 - сдвиги; 8 - надвиги; 9,10 - границы структур растяжения: 9 - магмолокализующих, 10 - рудолокализующих; 11 - направление сдвиговых смещений; 12 - направление растягивающих усилий; 13 - ориентировка главного сжатия; I,II - этапы формирования структур

ставленной системой параллельных и субпараллельных сдвигов, а в других - длина рудолокализующей структуры определяется шириной блока, ограниченного соседними рудоносными сдвигами, или даже шириной всей металлогенической зоны. При этом длина отдельных рудовмещающих структур растяжения (рудных тел) не обязательно равна длине рудолокализующей структуры, а часто определяется шириной блоков, ограниченных близлежащими частными сдвигами сдвиговых зон, и может варьировать от первых метров до первых километров (см.рис. 30, 62, 63).

Морфология рудных тел различная. Трансформированные в структуры растяжения сколы обычно обеспечивают ровные контакты рудных тел. Изменение мощности и прямолинейности рудных тел по простиранию зачастую обусловлено тем, что рудовмещающие разрывы пересекают разные по соста-



Р и с. 63. Рудолокализующая структура будинажно-сдвигового типа (Высокогорское месторождение, Дальнегорская металлогеническая сдвиговая зона)

I – вулканиты кислого состава; 2 – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов в различных соотношениях; 3 – кремнистые породы; 4 – экструзивные образования умеренно кислого состава; 5 – дайки кислого состава; 6 – интрузив гранит-порфиров; 7 – вулканиты среднего и основного состава; 8 – рудные тела; 9 – сдвиги; I0 – сбросы; II – надвиги; I2 – границы рудолокализующих структур (стрелки – направление растяжения); I3 – крупные сдвиги, ограничивающие Дальнегорскую сдвиговую зону; I4 – элементы ориентировки разрывных нарушений

ву и физическим свойствам слои пород, а также разрывы разных направлений и генезиса (в том числе сдвиги, надвиги и т.п.). На участках пересечения наблюдаются либо раздувы, либо резкие или плавные пережимы. Если мощность рудных тел значительна (до I–2 м), то они обычно удалены друг от друга на расстояние первых десятков, а то и сотен метров. При маломощных приоткрываниях трещины удалены друг от друга незначительно (от первых сантиметров до нескольких метров); такой тип рудолокализующих структур обычно способствует формированию штокверковых месторождений (см.рис.I3). Таким образом, в пределах рудолокализующих структур проявляется как сосредоточенный тип растяжения, обеспечивающий формирование относительно мощных, но единичных рудных тел, так и рассредоточенный, проявленный в виде маломощных, но многочисленных приоткрываний.

Между рудовмещающими структурами растяжения (рудными телами) иногда намечается закономерный шаг, измеряемый от первых метров до первых сотен метров. Иногда исключительно закономерно удалены друг от друга и рудолокализующие структуры. Так, рудолокализующие структуры Ивановского и Молодежного рудоносных сдвигов (Октябрьский рудный узел) удалены

друг от друга на равные расстояния в 2-3 км (см.рис.50). На таком же расстоянии друг от друга находятся и рудолокализующие структуры северного и южного флангов Темногорского месторождения (см.рис.62). Интересно, что эти расстояния равны ширине блока пород, вовлеченного в растяжение. Такая же закономерность наблюдается и в соотношениях расстояний (равных 150 км) между субширотными зонами растяжений, контролирующими рудные районы Сихотэ-Алиня, к ширине Восточно-Сихотэ-Алинской магмометаллогенической сдвиговой зоны, измеряемой также 150 км (см.рис.44). По-видимому, эта закономерность сохраняется на разных иерархических уровнях сдвиговых дислокаций земной коры.

Равноудаленность структур растяжения друг от друга - не случайное явление и, вероятно, отвечает законам формирования будинажных структур, для которых равенство расстояний между участками растяжений является основной закономерностью. И в самом деле, ограниченные сдвигами узкие блоки пород в условиях сжатия и воздействия пары сил претерпели, очевидно, гигантский будинаж. Межбудинные участки оказались наиболее растянутыми и весьма проницаемыми для даек и рудных растворов. Учитывая морфологическое и генетическое сходство формирования рудолокализующих структур с явлениями будинажа горных пород, представляется целесообразным этот тип структур растяжения называть будинажно-сдвиговым в отличие от кулисо-сдвигового типа, который детально будет охарактеризован ниже. Важно отметить, что широтные и северо-западные рудолокализующие структуры растяжения в силу своей относительно хорошей изученности помогают раскрыть геодинамическую сущность развития тех структур растяжения такого же простирания, которые контролировали процессы вулканизма и депрессионных просадок. На первых этапах развития вулкано-тектонические структуры, по-видимому, также проявлялись в виде разрывов растяжения, сгруппированных в широтные и северо-западные зоны и выполняющих роль подводящих каналов. Дальнейшее многократное приоткрывание зон растяжения происходило в условиях сдвиговой активизации северо-восточных глубинных разломов и создавало обстановку для длительного проявления вулканизма и сбросовых смещений.

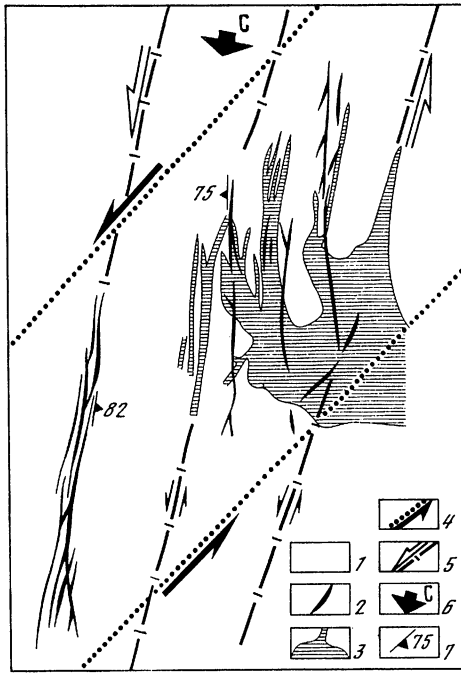
Кулисо-сдвиговый тип рудолокализующих структур имеет исключительно широкое распространение и, по существу, уже подробно рассмотрен в гл.I, где детально охарактеризованы эшелонированные структуры растяжения (потенциальные сдвиги; см.рис. 5-7). Поэтому здесь мы не станем останавливаться на деталях их формирования и закономерностях внутреннего строения, тем более что практически все кулисо-сдвигового типа рудолокализующие структуры месторождений Сихотэ-Алиня нашли своих аналогов среди малых форм потенциальных сдвигов. Напомним лишь, что в консолидированных образованиях сдвиговые дислокации в начальные этапы развития проявляются в деструктивных формах в виде системы разрывов растяжения, ориентированных косо к сдвиговой зоне и заходящих друг за друга кулисно с постепенным выклиниванием по простиранию. Деструктивные формы сдвиговых дислокаций, проявленные в виде эшелони-

ванных структур растяжения, повышают проницаемость глубинных сдвиговых зон, что создает исключительно благоприятные условия для миграции рудных веществ и их локализации до масштабов месторождения. При этом отдельные кулисы выполняют роль рудовмещающих структур.

Кулисо-сдвиговые рудолокализующие структуры (потенциальные сдвиги) Сихотэ-Алиня характеризуются следующими параметрами. Ширина рудолокализующих структур (расстояние между условными границами, проходящими через концы кулис) изменяется от первых десятков и сотен метров до первых километров, длина (расстояние между крайними кулисами вдоль оси эшелона) - от первых сотен метров до первых километров, мощность кулис (рудных тел) - от нескольких сантиметров до первых десятков метров, расстояние между кулисами (рудными телами) - от первых метров до первых сотен метров. В некоторых случаях существует прямо пропорциональная зависимость между длиной кулис, их мощностью и расстоянием между ними. Иногда между кулисами проявляется достаточно отчетливый закономерный шаг (рис.64).

Все перечисленные параметры и зависимости заслуживают самого тщательного изучения, что может оказать весьма существенную помощь в повышении эффективности разведочных работ. Особое внимание следует обратить на положение в пространстве эшелонированных структур. Их погружение - несомненный признак наличия на глубине слепых рудных тел.

По отношению к простиранию рудоносных и металлогенических сдвиговых зон различаются параллельные и косые (секущие) кулисо-сдвиговые



Р и с. 64. Рудолокализующая структура кулисо-сдвигового типа, наложенная на сдвиговую зону (месторождение Забытое, Березовская металлогеническая сдвиговая зона)

I - преимущественно песчаники; 2 - раздвиги, выполненные рудной минерализацией (рудные тела); 3 - граниты; 4 - границы рудолокализующего потенциального сдвига С (стрелки - направление смещений); 5 - сдвиги (стрелки - направление смещения вдоль них, мелкие - вдоль составляющих, крупные - вдоль сдвиговой зоны); 6 - направление скалывающего напряжения; 7 - элементы ориентировки рудных тел

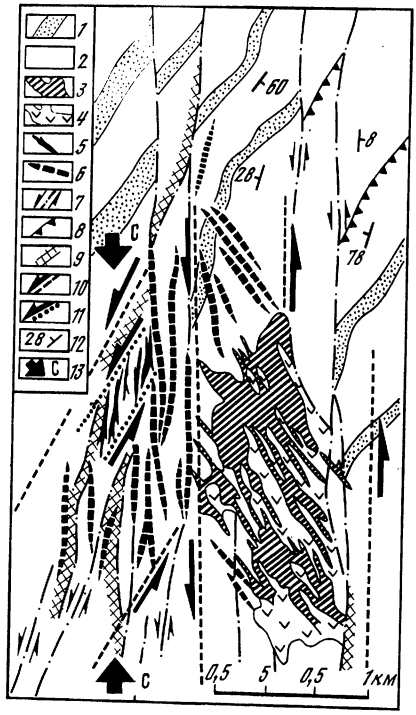
рудолокализующие структуры. Первые обычно являются фрагментами протяженных рудоносных сдвигов, где получили развитие благоприятные для рудолокализации кулисо-эшелонированные структуры (разрывы) растяжения (см.рис.57). Такого типа рудолокализующие структуры особенно широко развиты в Комсомольском рудном районе (см.рис.47). Среди косых кулисо-сдвиговых рудолокализующих структур в Сихотэ-Алине выделяются следующие системы: северо-восточные, меридиональные, северо-западные и субширотные. Две первые системы характеризуются как левые, а две последние - как правые потенциальные сдвиги.

Система северо-восточных левых потенциальных сдвигов проявлена в пределах многих рудоносных и металлогенических сдвиговых зон. Например, Березовская металлогеническая сдвиговая зона оказалась проницаемой для рудных растворов на участке, где на нее косо, под углом 30°, наложен потенциальный левый сдвиг (см.рис.64). В результате такого наложения прежде зажатые и непроницаемые сдвиги Березовской зоны на этом участке приоткрывались и была сформирована рудолокализующая структура кулисо-сдвигового типа.

В пределах меридиональной Ивановской рудоносной сдвиговой зоны (Березовская металлогеническая зона) сформировано рудопроявление Прииковое (рис.65). Рудолокализующая структура этого проявления, как и на Забытом месторождении, представлена северо-восточным левым потенциальным сдвигом, но не наложенным на рудоносную зону, а оперяющим его. В Краснореченском рудном узле наложением косых северо-восточных потенциальных сдвигов была обеспечена проницаемость Дождевой, Смирновской, Арсенопиритовой рудоносных сдвиговых зон с образованием месторождений Встречного и Смирновского (рис.66). И наконец, наложением северо-восточных левых потенциальных сдвигов на Дубровскую, Оловянную и Ивановскую рудоносные сдвиговые зоны были созданы условия для формирования участков Промежуточного, Оловянного и Алексей-Дубровского месторождения, а также месторождений Рубежного и Перевального (рис.67).

Приведенные примеры показывают постоянство величины угла между простиранием рудоносной сдвиговой зоны и наложенным потенциальным сдвигом, равной $20-30^{\circ}$. Этот угол соответствует теоретическому между направлением сжатия и сформированным в результате этого сжатия сдвигом, что указывает на возможное формирование наложенных левых потенциальных сдвигов в результате скалывающих напряжений сжатия, ориентированных вдоль рудоносных сдвиговых зон.

Система северо-западных и субширотных правых потенциальных сдвигов обеспечила проницаемость и обусловила локализацию оруденения в пределах многих металлогенических сдвиговых зон. Так, месторождение Хрустальное сформировано на пересечении меридиональной рудоносной сдвиговой зоны с северо-западным правым потенциальным сдвигом. Проницаемость Левицкой рудоносной сдвиговой зоны оказалась повышенной на участках ее сопряжения также с северо-западными правыми потенциальными сдвигами, где образовались Верхнецинковое и Левицкое месторождения. Формиро-



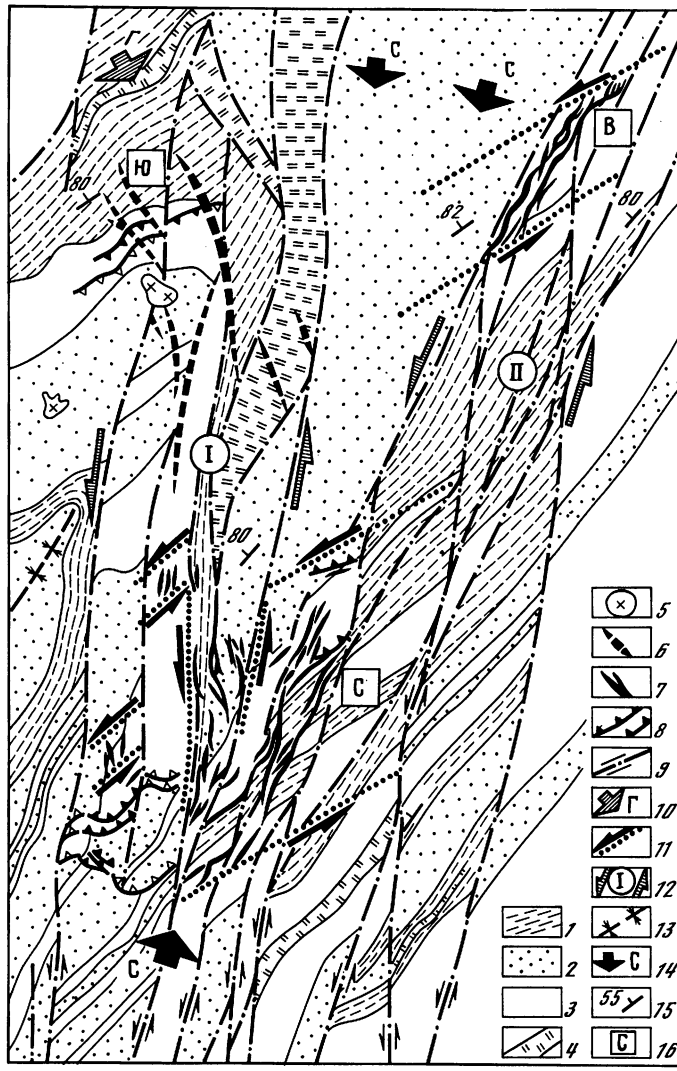
Р и с. 65. **Магмоконтролирующая и рудолокализующая структура кулисо-сдвигового типа (Прииисковое проявление олова, Березовская металлогеническая сдвиговая зона)**

I – песчаники с редкими прослоями алевролитов; 2 – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов; 3,4 – экструзивные фации андезитов: 3 – порфириты, 4 – афировые разности; 5 – рудные тела; 6 – дайки преимущественно среднего состава; 7 – сдвиги; 8 – надвиги; 9 – зоны дробления и глин трения; I0,II – границы эшелонированных разрывов растяжения: I0 – потенциальных сдвигов, локализующих дайки, II – рудные тела; I2 – ориентировка слоев осадочных пород; I3 – направление скалывающего напряжения

вание северо-западной системы правых потенциальных сдвигов, по-видимому, обусловлено действием латерального напряжения сжатия, ориентированного параллельно Хрустальненской меридиональной рудоносной сдвиговой зоне и являющегося скалывающим по отношению к этой системе.

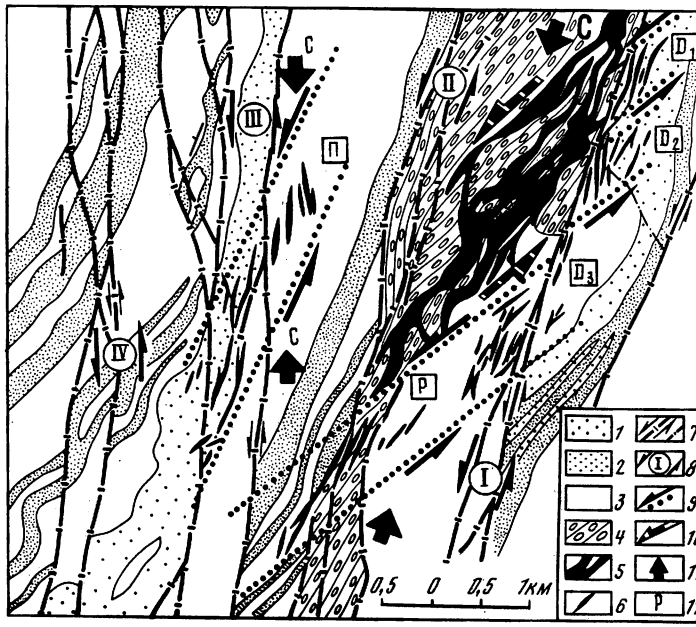
Часто северо-западные правые потенциальные сдвиги сопряжены с потенциальными левыми сдвигами меридионального простирания. Такого типа сопряжение рудолокализующих структур наблюдается в пределах Восточной (см.рис. 25, 68), Микулинской (см.рис.28) и других металлогенических сдвиговых зон. В одних случаях потенциальные сопряженные сдвиги накладываются прямо на сдвиговые зоны, в других – оперяют их, но всякий раз они обусловливают проницаемость сдвиговых зон и создают благоприятные условия для формирования месторождений.

Сопряженные типы потенциальных сдвигов детально изучены в малых формах, и их существование не вызывает сомнений (см.рис.9). Величина угла между сопряженными потенциальными сдвигами, проявленными в малых формах, и между рудолокализующими практически не отличается и равна 75°, что соответствует теоретическому углу между сопряженными правыми и левыми сдвигами, сформированными в условиях сжатия, совпадающего по направлению с биссектрисой этого угла. Обращает внимание, что в Сихотэ-Алине сжатие, при котором формировались многие сопряженные рудолокализующие правые и левые потенциальные сдвиги, всегда ориентировано не параллельно, как при формировании описанных северо-восточных левых



Р и с. 66. Строение и геодинамика формирования наложенных рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа (Южное, Смирновское и Встречное месторождения, Кавалеровская металлогеническая сдвиговая зона)

I-3 – песчаниково-алевролитовые флишоидные отложения: I – преимущественно алевролитовые, 2 – преимущественно песчаниковые, 3 – разнокомпонентные; 4 – переслаивающиеся кремнистые и кремнисто-глинистые породы; 5 – гранитоиды; 6 – дайки преимущественно среднего состава; 7 – рудные тела; 8 – надвиги (черные штрихи – рудоконтролирующие надвиги); 9 – сдвиги; I0 – направление главного сжатия; II – границы рудолокализующих эшелонированных разрывов растяжения (потенциальных сдвигов); I2 – зоны рудоносных сдвигов: I – Арсенопиритового, Смирновского, II – Дождевого; I3 – ось синклинали; I4 – направление скалывающего сжатия; I5 – ориентировка слоев осадочных пород; I6 – месторождения: Ю – Южное, В – Встречное, С – Смирновское

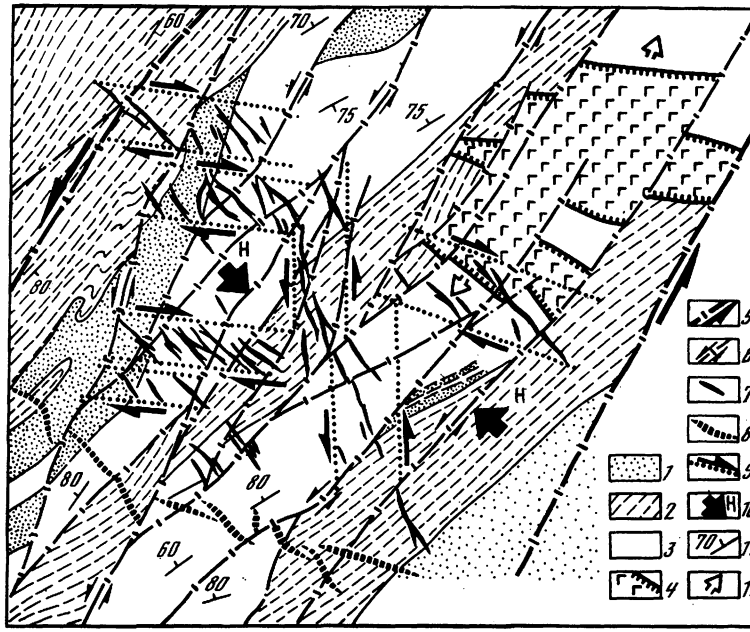


Р и с. 67. Строение и геодинамика формирования наложенных магмоконтролирующих и рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа (Перевальное, Рубежное, Дубровское месторождения Кавалеровской металлогенической сдвиговой зоны)

I - преимущественно песчаники; 2 - переслаивание песчаников и алевролитов; 3 - преимущественно алевролиты; 4 - интенсивно будинированные и рассланцованные песчаники, алевролиты; 5 - дациты; 6 - рудные тела; 7 - сдвиги; 8 - рудоносные сдвиговые зоны: I - Дубровская, II - Оловянная, III - Ивановская, IУ - Межгорная; 9 - границы рудолокализующих эшелонированных разрывов растяжения (потенциальных сдвигов); I0 - направление сдвигания, сформировавшего структуру растяжения, выполненную дацитами; II - ориентировка скалывающих напряжений; I2 - месторождения: П - Перевальное, Р - Рубежное, Добровское (его участки: Оловянный - D_1, Промежуточный - D_2, Алексей - D_3

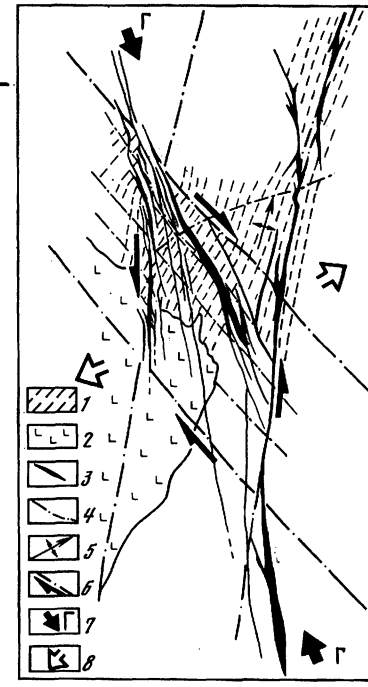
потенциальных сдвигов, а нормально по отношению к северо-восточным рудоносным и металлогеническим сдвиговым зонам.

Особый интерес представляют участки сопряжения, или пересечения, рудолокализующих потенциальных правых и левых сдвигов. На таких участках приоткрывание разрывов растяжения происходит в результате смещений как по правым, так и по левым потенциальным сдвигам, что обеспечивает длительность приоткрывания рудовмещающих разрывов и, как следствие, повышенную рудонасыщенность этих участков вплоть до образования месторождений. В одних случаях наиболее мощные и богатые рудные тела сформированы на участках сопряжения меридиональных левых и северо-западных правых рудолокализующих потенциальных сдвигов (см.рис.25,68), в других - исключительно рудонасыщенными оказываются участки пересечения северо-восточных левых и северо-западных правых потенциальных сдвигов (рис.69).



Р и с. 68. Сопряженные рудолокализующие структуры кулисо-сдвигового типа (Тернистое месторождение, Арминский рудный район)

I -преимущественно песчаники; 2 - преимущественно алевролиты; 3 - переслаивание равных по мощности песчаников и алевролитов; 4 - габбро-диориты (штрихи - границы зон растяжения); 5,6 - сдвиги: 5 - ограничивающие, 6 - составляющие Восточную сдвиговую зону; 7 - рудные тела; 8 - дайки кислого и среднего состава; 9 - границы рудолокализующих эшелонированных разрывов растяжения (потенциальных сдвигов); I0 - направление нормального сжатия; II - элементы залегания слоев осадочных пород; I2 - направление растягивающих усилий



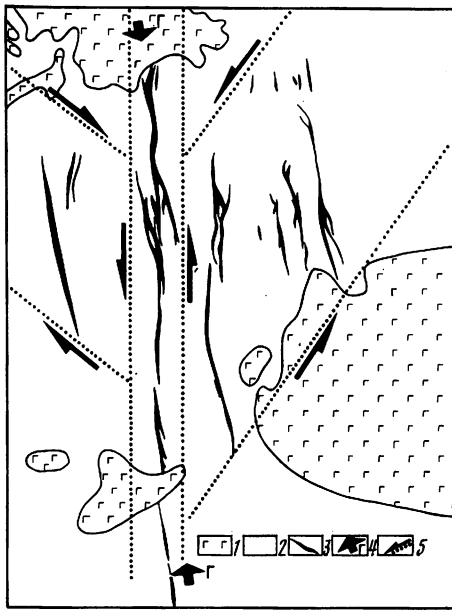
Р и с. 69. Пересекающиеся рудолокализующие структуры кулисо-сдвигового типа (Придорожное месторождение, Комсомольский рудный район)

I - песчаники; 2 - гранитоиды; 3 - минерализованные зоны; 4 - сдвиги; 5 - ось антиклинали; 6 - сдвиги, ограничивающие рудолокализующие структуры; 7 - направление главного сжатия; 8 - направление растягивающих усилий

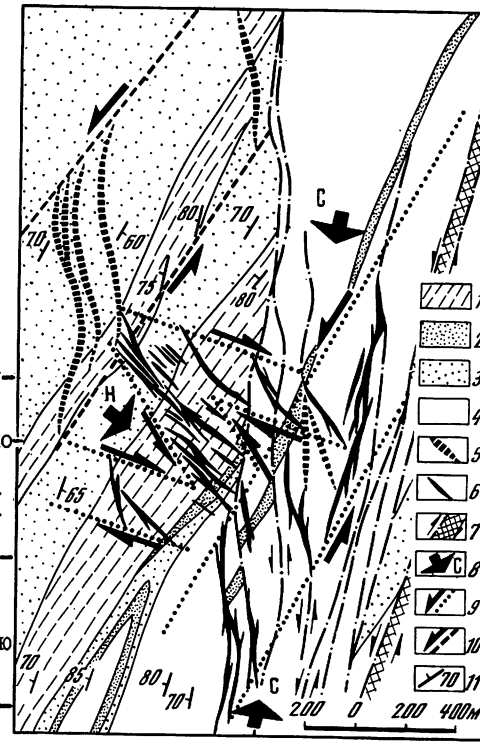
Есть примеры и более сложных сопряжений рудолокализующих потенциальных сдвигов различной ориентировки. Так, узел сопряжения меридионального левого, северо-восточного левого и северо-западного правого потенциальных сдвигов оказался исключительно благоприятным для локализации Октябрьского месторождения (рис.70) на одном из участков Перевальненского рудоносного сдвига (см.рис.47). Сложное и вместе с тем исключительно отчетливое сопряжение потенциальных сдвигов различных направлений и кинематики создало благоприятные условие для локализации Ивановского месторождения (рис.71) в пределах одноименной рудоносной сдвиговой зоны (см.рис.45).

Анализ большого числа рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа (потенциальных сдвигов) показал, что их формирование происходило в условиях латерального сжатия. Причем в формировании рудолокализующих структур этого типа наряду с главным субмеридиональным напряжением сжатия участвуют и дополнительные латеральные силы сжатия северо-западной и северо-восточной ориентировки. Последние возникают, по-видимому, в результате разложения в пределах северо-восточных сдвиговых зон (рудоносных и металлогенических) главного сжатия на составляющие - скалывающее и нормальное, которые рождают свои поля напряжений с образованием наложенных на сдвиговые зоны описанных потенциальных сдвигов, благоприятных для рудоотложения.

Не исключена возможность переориентировки региональных (глобальных) напряжений сжатия. Так или иначе, но на ряде месторождений выявлены потенциальные сдвиги неодинаковой ориентировки, наложенные друг на друга, и в их пределах локализованы рудные и дайковые образования раз-



Р и с. 70. Тройное сопряжение рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа (Октябрьское месторождение, Комсомольская металлогеническая сдвиговая зона). Составлена по материалам П.В.Рабчевского [21]
I - базальты, долериты; 2 - лавы и туфы кислого состава; 3 - рудные тела; 4 - направление главного сжатия; 5 - границы рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа



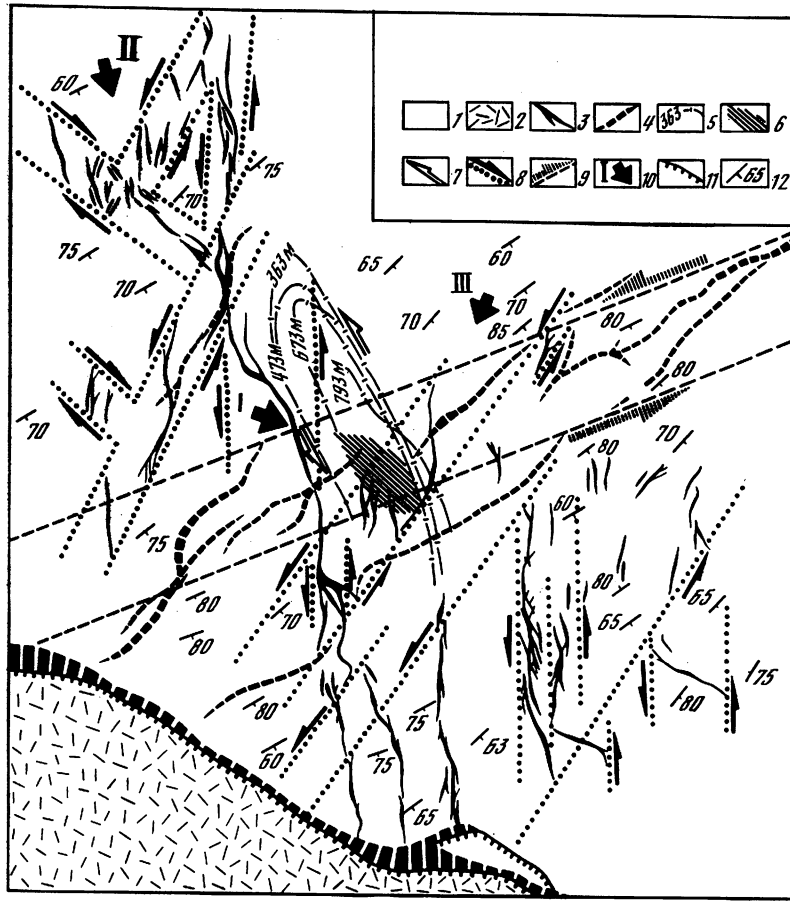
Р и с. 71. Сопряженные дайко- и рудолокализующие структуры кулисо-сдвигового типа (Ивановское месторождение олова, Березовская металлогеническая сдвиговая зона)

I – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – переслаивание алевролитов и песчаников; 4 – алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников; 5 – дайки кислого и среднего состава; 6 – рудные тела; 7 – сдвиги; 8 – направление сжатия: (С – скалывающего, Н – нормального по отношению к крупным сдвигам); 9, I0 – границы потенциальных сдвигов; 9 – рудо- и I0 – дайколокализующих; II – ориентировка слоев осадочных пород

ного состава и времени формирования (см.рис.62; рис.72). Это позволило оценить переориентировку напряжения сжатия во времени, например, на Дальнем месторождении (см.рис.72). Наиболее раннее сжатие там было ориентировано в направлении СЗ-290° [95, I05]. В таких динамических условиях был сформирован левый потенциальный сдвиг северо-западного простирания, в многочисленных трещинах растяжения которого образовалось наиболее раннее на месторождении кварц-касситеритовое оруденение штокверкового типа.

Затем сжатие переориентировалось на субмеридиональное направление. В результате на этом этапе были сформированы северо-западные правые и северо-восточные и субмеридиональные левые потенциальные сдвиги, локализовавшие более позднее касситерит-сульфидное оруденение. И наконец, на завершающем этапе под действием уже северо-восточного сжатия был сформирован протяженный левый потенциальный сдвиг, пересекший все рудное поле и локализовавший послерудные дайки кислого состава.

На месторождении Нижнем также установлена последовательная переориентировка напряжений сжатия, но уже не по часовой, а против часовой стрелки [I05]. Переориентировкой сжатия с северо-западного направления на субмеридиональное объясняется локализация разновозрастной рудной минерализации Арсеньевского месторождения в различно ориентиро-



Р и с. 72. Последовательность формирования сопряженных и наложенных друг на друга дайко- и рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа (месторождение Дальнее, Березовская металлогеническая сдвиговая зона)

I – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов (ранний мел); 2 – лавы и туфы липаритов (поздний мел); 3 – рудные тела; 4 – пострудные дайки кислого состава; 5 – контуры штокверка на горизонтах (в м): 793, 673, 475, 363; 6 – простирание крутопадающих кварц-касситеритовых прожилков штокверка; 7 – направление сдвигания, сформировавшего локализующую структуру штокверкового оруденения; 8,9 – границы эшелонированных разрывов растяжения (потенциальный сдвиг), локализующих: 8 – рудные жилы, 9 – дайки; I0 – направление латерального сжатия на трех различных этапах (I-III) формирования структур месторождения; II – надвиги; I2 – элементы залегания осадочных пород

ванных рудовмещающих разрывах. Переориентировка напряжений сжатия приводит к закономерной трансформации неблагоприятных для миграции и отложения рудных веществ сколов в рудовмещающие разрывы растяжения и к трансформации в обратной последовательности, когда уже заполненный рудным веществом разрыв растяжения начинает сжиматься и вытеснять мобильные дифференциаты рудного вещества. Если подобное изменение гео-

динамического режима происходит в период рудоотложения, то это может обусловить образование в отдельных рудных телах и на месторождении в целом такой рудной зональности, которую мы называем динамозональностью и которая по своим характеристикам весьма сходна с пульсационной рудной зональностью [105].

Таким образом, исследование геодинамики рудоносных и металлогенических зон Сихотэ-Алиня показало, что в условиях латерального сжатия их проницаемость для рудных растворов и концентрация рудного вещества до ранга месторождения во многом была обусловлена формированием рудолокализующих структур сдвиговой природы, которые после магмометаллогенических, металлогенических и рудоносных сдвиговых зон являются четвертым звеном иерархического ряда рудоконтролирующих структур.

Иерархический ряд рудоконтролирующих структур и закономерности размещения рудных месторождений, узлов и районов

Итак, сдвиговый геодинамический режим обусловил формирование следующего иерархического ряда рудоконтролирующих структур: магмометаллогеническая сдвиговая зона → металлогеническая сдвиговая зона → рудоносная сдвиговая зона → рудолокализующая сдвиговая структура → рудовмещающая структура. Установленный иерархический ряд рудоконтролирующих структур имеет, несомненно, генетическую природу, так как всякая последующая рудоконтролирующая структура ряда является генетическим элементом предшествующей. Выявленные пространственно-временные связи между рудоконтролирующими структурами различных рангов и особенности их внутреннего строения позволили определить основные закономерности размещения рудных месторождений, узлов и районов. Эти закономерности принимались во внимание при разработке принципиальных основ стратегии поисков рудных месторождений Сихотэ-Алиня.

При оценке Восточно-Сихотэ-Алинской магмометаллогенической зоны на предмет выявления закономерностей размещения в ней полезных ископаемых прежде всего обращает на себя внимание концентрация рудных месторождений и рудопроявлений в областях локального разуплотнения коры, связанного с гранитоидными криптоплутонами (см.рис.44). Эти области в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской магмометаллогенической зоны расположены исключительно закономерно и характеризуются следующими параметрами. Размещаясь поперек магмометаллогенической зоны, области разуплотнения коры и повышенной рудонасыщенности при практически равной ширине (80–100 км) удалены друг от друга и на равные расстояния с появлением между ними полос значительной ширины (30–50 км), в пределах которых рудная минерализация проявлена относительно слабо, а рудные месторождения либо отсутствуют, либо встречаются очень редко.

Поперечная к Сихотэ-Алинской сдвиговой зоне северо-западная (близкая к субширотной) ориентировка областей разуплотнения коры, а также закономерный шаг между ними – не случайное совпадение, а свидетельство их сдвиговой природы. Как показывает формирование структур более

низкого ранга (см.рис.61, 62, 63), подобные закономерности возникают в условиях сдвиговой активизации северо-восточной системы разломов с образованием поперечных к ним субширотных структур растяжения, удаленных друг от друга на разные расстояния. По-видимому, и области разуплотнения коры являются физическим выражением ее скрытого растяжения.

Таким образом, области повышенной рудонасыщенности имеют достаточно отчетливые естественные границы, обусловленные прежде всего локальным разуплотнением коры. Они сходны по размерам занятых ими площадей (10-15 тыс.км^2), а их закономерное эшелонированное размещение в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской магмометаллогенической сдвиговой зоны, как отмечалось выше, указывает на единство геодинамических условий формирования. Для каждой из областей характерна латеральная (с запада на восток) металлогеническая зональность, которая отражает и вертикальную зональность и обусловлена ее косым эрозионным срезом.

Единство природы, размеров и закономерностей строения областей повышенной рудонасыщенности позволяет отнести их к одному из уровней известного иерархического ряда: рудный район ⟶ рудный узел ⟶ рудное месторождение. Установленные области повышенной рудонасыщенности, по-видимому, следует отнести к рангу рудных районов. Тогда, если, например, Арминский рудный район (см.рис.44) охватывает полностью одну из областей локального разуплотнения коры и повышенной рудонасыщенности и соответствует этому понятию, то Кавалеровский и Дальнегорский рудные районы невелики и отвечают рангу рудных узлов. Но уже область повышенной рудонасыщенности, объединяющую Кавалеровский, Дальнегорский, Краснореченский и Октябрьский рудные узлы и равную по площади Арминскому и другим рудным районам Сихотэ-Алиня, следует отнести к рангу рудных районов (Центральный рудный район).

В Сихотэ-Алине выделяются пять закономерно удаленных друг от друга рудных районов: Фурмановский, Центральный, Арминский, Верхнебикинский, Южный (см.рис.44). С учетом выявленного между ними шага, а также используя такую их важную глубинную характеристику, как локальное разуплотнение коры, можно наметить новые рудные районы на севере Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Однако прежде всего необходимо в пределах известных рудных районов провести комплекс геофизических работ и глубокое бурение с целью выявления природы локального разуплотнения коры. Кроме того, с целью объемного исследования областей разуплотнения коры важно составить серию разновысотных карт локальных аномалий. Весь этот комплекс работ не только поможет понять глубинное строение областей разуплотнения коры (рудных районов), но и будет способствовать расшифровке природы и закономерностей вертикальной рудной зональности, что в конечном итоге определит пути поиска скрытого оруденения, и в первую очередь на восточных флангах рудных районов Сихотэ-Алиня.

Таким образом, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской магмометаллогенической зоны поиск рудных месторождений прежде всего необходимо

локализовать границами субширотных зон разуплотнения коры. Следующим шагом по сужению перспективных площадей является использование выявленного контроля рудных месторождений северо-восточными и субмеридиональными металлогеническими сдвиговыми зонами. Как показано в предыдущих главах, металлогенические сдвиговые зоны наиболее насыщены рудной минерализацией на участках их пересечения с широтными зонами разуплотнения коры (см.рис.44). Поэтому в зонах разуплотнения коры (т.е. в рудных районах) поисково-разведочные, а предварительно и геологосъемочные работы необходимо сосредоточить в пересекающих рудные районы северо-восточных металлогенических сдвиговых зонах. Например, в Арминском рудном районе перспективными являются Восточная, Микулинская, Арминская и Березовская металлогенические сдвиговые зоны (см.рис.46), а также Дальнегорская и Бурматовская зоны (см.рис.44). В Центральном рудном районе (см.рис.45), вмещающем Кавалеровский, Дальнегорский, Краснореченский и Октябрьский рудные узлы, поисковые работы важно сконцентрировать в Кавалеровской, Дальнегорской, Березовской и Лидовской металлогенических сдвиговых зонах.

В Южном Приморье на поиски рудных месторождений перспективны Аскольдовская и Западно-Партизанская металлогенические сдвиговые зоны, которые прослеживаются на северо-восток и, по-видимому, играют важное рудоконтролирующее значение вдоль восточной окраины Ханкайского массива. В других рудных районах необходимо провести дополнительный структурный анализ с целью выявления металлогенических сдвиговых зон, контролирующих рудные узлы и месторождения.

Анализ закономерностей размещения рудных месторождений в пределах металлогенических сдвиговых зон позволяет еще более локализовать перспективные площади поисков рудных месторождений. Известно, что в этих зонах размещены рудные узлы или группы месторождений, которые также можно отнести в ранг рудных узлов. Причем установленные и предполагаемые рудные узлы в пределах металлогенических сдвиговых зон удалены друг от друга на равные или близкие к равным расстояния, измеряемые от 25-30 (Арминский рудный район; см.рис.46) до 30-40 км (Центральный рудный район; см.рис.45). Важна и другая закономерность. Она выражается в размещении рудных узлов таким образом, что они образуют линейные зоны северо-западного простирания, удаленные друг от друга от 25-30 до 30-40 км (см.рис. 45,46). Можно сделать вывод, что именно на участках пересечения этих предполагаемых линеаментов с металлогеническими зонами и сформированы рудные узлы.

Кроме рудных узлов, как будто нет других ярко выраженных геологических фактов, указывающих на существование подобных северо-западных линеаментов, и, возможно, это всего лишь кажущаяся структурная закономерность. Однако с геодинамических позиций разломные структуры северо-западного простирания должны существовать как неотъемлемые элементы сдвиговых дислокаций Сихотэ-Алиня. И в самом деле, в условиях субмери-

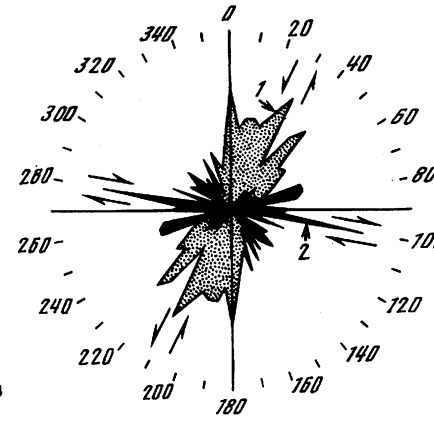
диального сжатия, согласно известным законам деформаций чистого сдвига, обязаны проявляться две системы сопряженных сдвигов: северо-восточного простирания - левые и северо-западного простирания - правые.

Северо-восточные левые сдвиги - ярко выраженная доминирующая система, определяющая основные закономерности тектонического развития и строения Сихотэ-Алиня. Северо-западные правые сдвиги проявлены повсеместно, но это обычно незначительные по протяженности с небольшой амплитудой смещения разломы или системы сколов, хорошо выраженные на диаграммах статистического анализа (рис.73). Каких-либо сквозных разломов северо-западного простирания, пересекающих всю систему северо-восточных металлогенических зон, не наблюдается.

Однако при детальном исследовании рудных узлов и отдельных месторождений, как отмечалось, обнаруживается, что здесь зачастую проявлены правые потенциальные сдвиги северо-западного простирания, выраженные в виде левоступенчатых эшелонированных структур, вмещающих дайки и рудные тела. Например, рудовмещающие структуры северо-западного простирания Силинского месторождения имеют, несомненно, правосдвиговую природу. Рудолокализующие правые потенциальные сдвиги северо-западного простирания Тернистого, Дальнетаежного, Среднемикулинского, Дальнего и других месторождений, возможно, сформированы не в результате локальных напряжений сжатия, а являются структурами, сопряженными с северо-восточной системой региональных левых сдвигов Сихотэ-Алиня. Если это так, то проблематичные линеаменты северо-восточного простирания как раз и являются правыми потенциальными сдвигами, наложенными на северо-восточные металлогенические сдвиги.

Представляется, что при субмеридиональном региональном (глобальном) сжатии разрядка напряжений происходила главным образом за счет смещений по северо-восточной системе левых сдвигов. Сопряженные с ними северо-западные правые сдвиги сформировались в результате упругих сдвиговых деформаций. Эти деформации проявлялись только в период регионального сжатия в виде эшелонированных структур растяжения, весьма благоприятных, как показано выше, для миграции и локализации рудного вещества. Эшелонированные структуры растяжения накладывались на глубинные северо-восточные металлогенические зоны и в участках пересечения резко повышали проницаемость последних, что способствовало формированию здесь рудных узлов и месторождений (см.рис.45, 46).

Таким образом, правые потенциальные сдвиги северо-западного простирания (зоны упругих сдвиговых деформаций) являются вполне реальными, хотя и своеобразными по форме выражения, структурами, играющими весьма важную роль в формировании и закономерностях размещения рудных узлов. Вполне оправдан и относительно стабильный шаг между правыми потенциальными сдвигами, отражающий известные структурные закономерности, которые возникают в условиях сдвигового геодинамического режима. Поэтому существующее между рудными узлами относительно стабильное рас-



Р и с. 73. Соотношение пространственной ориентировки лево- и правосторонних сдвигов (Арминский рудный район)

I,2 - суммарные розы простираний сдвигов: I - левосторонних, 2 - правосторонних; длина лучей прямо пропорциональна количеству разрывов каждого направления

стояние является, по-видимому, не случайной, а генетически обусловленной закономерностью, которую можно использовать в разработках стратегии поисков рудных месторождений.

На основе такой закономерности в пределах Арминского и Центрального рудных районов мы выделили значительное количество предполагаемых рудных узлов. Это, как нам кажется, может помочь в локализации площадей поисково-разведочных работ в пределах протяженных металлогенических сдвиговых зон. Для постановки поисковых работ в предполагаемых рудных узлах в каждом конкретном случае необходимы дополнительные структурные исследования с учетом магматических, литологических и других факторов, во многом определяющих условия формирования рудных месторождений.

Структурный контроль рудных месторождений выявлен или подтвержден в Кавалеровском, Комсомольском, Октябрьском и Краснореченском рудных узлах, где есть системы субмеридиональных и северо-восточных сдвиговых зон (сдвигов), рассекающих рудные узлы на узкие (2-6 км) блоки (см.рис. 47,50,53,54). Являясь глубинными разломами, сдвиговые зоны выполняют роль рудоносных структур, вдоль которых локализованы практически все известные на рудных узлах месторождения. Многие сдвиговые структуры контролируют по нескольку крупных месторождений и рудопроявлений, и их роль в контроле рудной минерализации не вызывает сомнений. К рудоносным структурам относятся: Ивановская, Молодежная (Октябрьский рудный узел), Арсенопиритовая, Смирновская (Краснореченский рудный узел; см.рис.53), Дубровская, Левицкая, Хрустальненская, Силинская, Ивановская (Кавалеровский рудный узел), Амутская, Солнечная, Лучистая, Перевальная, Придорожная, Ветвистая (Комсомольский рудный район).

В пределах других сдвиговых структур, принадлежащих к рудоносной системе разломов, в настоящее время известны лишь отдельные рудопроявления. Однако эти сдвиги по своим геологоструктурным и геодинамическим характеристикам не отличаются от сдвигов с известной рудоносностью, по-

этому рекомендуются как перспективные на поиски рудных месторождений. К таким перспективным структурам относятся: Прогнозная, Березовская (Октябрьский рудный узел), Еловая, Рогатая (Краснореченский рудный узел), Новогорская, Фельзитовская, Перевальная, Темногорская (Кавалеровский рудный узел), Западная и Лунная (Комсомольский рудный район).

Поисково-разведочные работы в пределах уже выявленных и предполагаемых рудоносных структур необходимо вести с учетом закономерностей их внутреннего строения, которое определено сдвиговым геодинамическим режимом. Прежде всего необходимо учитывать наличие упоминавшегося определенного структурного шага между рудолокализующими структурами, сформированными вдоль рудоносных сдвиговых зон. Такой шаг, равный 3-4 км, определен между рудолокализующими структурами Ивановского и Молодежного рудоносных сдвигов в пределах Октябрьского рудного узла (см.рис.50, 61). Тем не менее он может быть или иным, или не столь четким, а то и совсем отсутствовать. Однако попытки к его обнаружению необходимо предпринимать, так как в условиях сдвигового геодинамического режима проявление такой структурной закономерности - вполне реальное явление.

На примерах рудоносных структур Кавалеровского рудного узла показано, что эти структуры контролируют размещение месторождений не на всем их протяжении, а только на участках пересечения с криптоплутонами, кровля которых расположена на глубине 1,5 км (см.рис.54). С целью выявления подобных гранитоидных криптоплутонов в пределах других рудных узлов необходимо проводить буровые работы и поставить комплекс геофизических исследований. Затем поиски рудных месторождений следует сосредоточить на участках, где криптоплутоны пересечены северо-восточными и субмеридиональными рудоносными сдвиговыми зонами.

Особый интерес представляет Силинская рудоносная сдвиговая зона, которая по своим геодинамическим и магматическим характеристикам сходна с Дубровской сдвиговой зоной, рудоносность которой не вызывает сомнения. В пределах Силинской сдвиговой зоны разведочные работы необходимо сосредоточить прежде всего на участке, где она с востока ограничивает одноименное месторождение. Здесь обнаружены Восточно-Силинское, Приустьевое и Дорожное рудопроявления. Однако с учетом того, что оруденение на Силинском месторождении имеет тенденцию к склонению на восток (см.рис.48), значительные запасы руд в пределах одноименной рудоносной структуры предположительны только на глубине.

Особая роль в рудном контроле принадлежит сдвигам (сдвиговым зонам), наложенным на надвиговые и шарьяжно-надвиговые структуры. Рассекая препятствующие вертикальной миграции рудного вещества пологие срывы, сдвиговые зоны становятся проводниками для рудоносных растворов, которые зачастую откладывают свой полезный груз на участках пересечения сдвигами надвигов. Примером благоприятного для рудоотложения сочетания сдвигов с надвигами являются рудолокализующие пологие структуры, размещенные вдоль Арсенопиритового рудоносного сдвига (Краснореченский рудный узел).

В Дальнегорском рудном районе (узле) в насыщенных известняковыми телами пологих аллохтонах месторождения сосредоточены вдоль относительно узких линейных участков северо-восточного и субмеридионального простирания, соответствующих положению Николаевской и Датолитовой сдвиговых зон (см.рис.21). В этой связи представляет практический интерес идентичная упомянутым зонам Сахарная сдвиговая зона.

Весьма благоприятными для локализации оруденения являются и участки пересечения глубинных рудоносных сдвигов с горизональными и пологими зонами структурных несогласий. Не случайно месторождения Комсомольского рудного района, размещаясь в рудоносных сдвигах, локализованы в зоне перехода складчатого основания к верхнемеловому вулканогенному чехлу (см.рис.47).

Таким образом, на основе выявленного иерархического ряда рудоконтролирующих структур (от широтных зон разуплотнения коры и металлогенических сдвиговых зон до рудоносных сдвигов) разработана принципиальная основа стратегии последовательных поисков рудных объектов различного ранга - от рудных районов и узлов до месторождений. При этом благодаря единой генетической природе этого иерархического ряда стало возможным применение принципа постепенной локализации перспективных площадей.

Следующим шагом к еще более узкой локализации поисков является прогноз размещения рудных тел непосредственно на месторождениях. Прогнозирование на месторождениях отдельных рудных тел и их группировок можно осуществлять путем использования отмеченных закономерностей строения рудолокализующих структур. Прежде всего необходимо учитывать особенности строения потенциальных сдвигов, широко распространенных на месторождениях и представляющих собой эшелонированные структуры растяжения, весьма благоприятные для рудолокализации. Как показано выше, главной отличительной чертой рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа является закономерная пространственная связь между их отдельными рудовмещающими разрывами растяжения, контролирующими размещение рудных тел. Выявление таких закономерных связей во многих случаях позволяет при наличии одного-двух рудных тел прогнозировать положение других, относящихся к этой же эшелонированной структуре.

Безусловно, подобное прогнозирование в каждом конкретном случае требует специального структурного анализа и исследования геодинамических условий формирования рудолокализующих структур. Однако к настоящему времени накоплен значительный фактический материал и назрела насущная необходимость разработки специальной методики поисково-разведочных работ в пределах широко развитых в Сихотэ-Алине рудолокализующих структур сдвиговой геодинамической природы. Такое изучение должно обязательно сопровождаться проходкой магистральных горных выработок параллельно осям эшелонированных рудолокализующих структур. Цель такой выработки, проходящей по центру эшелонированной рудолокализующей структуры, заключается в том, чтобы вскрыть все ее структурные элементы, которые во

многих случаях пропускаются, причем особенно часто недоразведанными остаются фланги рудолокализующих эшелонированных структур. Это резко повысит эффективность поиска "слепых" рудных тел на флангах рудолокализующих структур кулисо-сдвигового типа.

Если разработанные основы прогноза справедливы, то приведенные в данной работе многочисленные примеры рудолокализующих эшелонированных структур являются перспективными прежде всего на флангах этих структур. Для уточнения этого общего для эшелонированных структур прогноза в каждом конкретном случае необходимо провести дополнительный структурный анализ и прежде всего на выявление направлений погружения эшелонированных рудолокализующих структур. Важно выявлять участки сопряжений и пересечений рудолокализующих структур между собой и с рудоносными сдвигами. Такого рода структурный анализ дает возможность прогнозировать на месторождениях участки повышенной рудоносности и конкретные рудные тела.

Обобщая изложенное в настоящей главе, отметим, что сдвиговый геодинамический режим создал благоприятные условия для локализации рудного вещества и сыграл решающую роль в закономерностях его размещения в континентальной коре Сихотэ-Алиня.

Сформированный в условиях сдвигового геодинамического режима иерархический ряд генетически соподчиненных структур обусловил закономерности проявления рудных объектов различных рангов - от металлогенических зон и рудных районов до месторождений и отдельных рудных тел. Выявленные закономерности должны определять стратегию поисков рудных месторождений Сихотэ-Алиня, а по аналогии и всего Восточно-Азиатского вулкано-плутонического мегапояса, где сдвиговый геодинамический режим оказал решающее влияние на процессы магматизма и рудообразования.

Заключение

Главная задача проведенных исследований заключалась в выявлении роли сдвиговых геодинамических режимов в процессах формирования и размещения магматического и рудного вещества в континентальной коре Сихотэ-Алиня. При этом была предпринята попытка на геодинамической основе выяснить главные закономерности локализации рудных объектов различных рангов. Известно, что формирование рудных месторождений является элементом региональных тектоно-магматических процессов, поэтому их природа и закономерности пространственного размещения и внутреннего строения оценивались с учетом анализа тектонического развития Сихотэ-Алиня в целом. Важно было расшифровать геодинамическую сущность региональной тектоники, которая не только обусловила формирование месторождений, но и создала благоприятные условия для интенсивного проявления интрузивного и дайкового магматизма и вулканизма. Прежде всего было учтено, что позднемеловые-кайнозойские процессы магматизма и рудообразования протекали на фоне активизации сдвиговых дислокаций континентальной коры Сихотэ-Алиня.

Оценка роли геодинамического фактора в процессах магматизма и рудообразования осуществлялась на объектах различных иерархических уровней - от Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса до отдельных месторождений и рудных тел. Вместе с тем исследовались пространственно-временные и генетические связи между разноранговыми рудоконтролирующими структурами - металлогеническими зонами, рудными районами, узлами, месторождениями.

Путем системного анализа разрывных структур и складчатых сооружений установлено, что Восточное Приморье имеет моноклинально-блоковое строение с закономерным плавным и ступенчатым погружением континентальной коры в сторону Японского моря. Нижний структурно-формационный комплекс моноклиналя представлен палеозойско-раннемезозойскими спилито-кремнисто-карбонатными и терригенными образованиями, средний - преимущественно раннемеловыми терригенными и, наконец, верхний - позднемеловыми вулканогенными. Погружающиеся на восток разновозрастные структурно-формационные комплексы осложнены тектоническими дислокациями, интенсивность которых постепенно убывает от нижнего звена к верхнему звену моноклинали. С зонами контактов разновозрастных структурно-фор-

мационных комплексов совпадают зеркала складчатости, поэтому широкое развитие получили здесь пологие срывы.

В связи с новым представлением о структуре Восточного Приморья возникла необходимость пересмотра пространственного проявления и природы известной в Сихотэ-Алине магмометаллогенической зональности, которая выражается наличием нескольких латеральных (с запада на восток) рудномагматических рядов [41, 78]-от гранитоидного плутонического с высокотемпературной минерализацией до монцонитоидного, с мелкими массивами и дайками которого ассоциирует относительно низкотемпературная минерализация. Установлено, что повышенная концентрация гранитоидных плутонов тяготеет к контакту нижнего и среднего структурно-формационных комплексов моноклинали. Зона концентрации гранитоидных плутонов совместно с вулканогенным чехлом и развитой между ними (и в них) рудной минерализацией образуют единый рудномагматический комплекс, который полого погружается на восток и косо срезан эрозией.

Следовательно, проявленная на поверхности латеральная (с запада на восток) рудная и магматическая зональность Восточного Сихотэ-Алиня отражает вертикальную зональность сформированного здесь рудномагматического комплекса, корневыми частями которого являются начавшие формироваться в конце альба гранитоидные плутоны и ассоциирующаяся с ними высокотемпературная касситерит-кварц-вольфрамовая минерализация, а венцом - сеноман-датский вулканогенный чехол с преимущественно низкотемпературной свинцово-цинковой минерализацией. В качестве переходного звена между корневой частью и чехлом выступает рудномагматический формационный ряд, представленный монцонитами, граносиенитами и связанной с ними касситерит-силикатно-сульфидной минерализацией. Вертикальный ряд рудномагматических формаций, по-видимому, отражает явления эволюционного вертикального разделения рудного и магматического вещества в континентальной коре, которое протекало длительно - с конца раннего мела до кайнозоя.

Установлено, что в Сихотэ-Алине формирование складчатости, проявление магматизма и образование месторождений происходили в условиях преимущественно левосдвиговой активизации северо-восточных глубинных разломов. Однако не исключено, что в позднем мелу и в кайнозое по северо-восточным разломам периодически происходили и правые сдвиги с синхронным раскрытием главным образом близширотных структур растяжения. Трансформация левосторонних движений на правосторонние возникала либо в результате снятия или переориентировки регионального (глобального) субмеридионального (северо-западного) сжатия на северо-восточное, либо вследствие изменения латерального смещения Азиатского или Тихоокеанского геоблоков соответственно с юго-западного направления на северо-восточное и с северо-восточного на юго-западное. В Сихотэ-Алине известны примеры малоамплитудных правых сдвигов по северо-восточным разрывам, но они немногочисленны по сравнению с резко доминирующим проявлением левых сдвигов. Доминирование левых сдвигов, а также особенности

общего структурного рисунка Сихотэ-Алиня дают основание считать, что в развитии этого региона левосдвиговый геодинамический режим был главенствующим и особенно в позднем мелу.

Сдвиговый геодинамический режим оказал решающее влияние на пространственно-временные закономерности магматизма и рудообразования и выразился в развитии соответствующих пликативных и деструктивных форм дислокаций. Горизонтальное смещение блоков консолидированного фундамента нижнемеловой геосинклинали вдоль активизированных северо-восточных глубинных сдвигов привело к смятию осадков, перекрывающих фундамент. Пликативные формы сдвиговых дислокаций мигрировали снизу вверх, последовательно сменяясь деструктивными формами. Последние выражались в образовании поперечных к северо-восточным сдвигам северо-западных и субширотных структур растяжения, обеспечивших благоприятные условия для инъекции глубинных магматических веществ и рудоносных флюидов в складчатые геосинклинальные комплексы.

В конце альба сдвиговой деструкцией была охвачена лишь нижняя часть меловых геосинклинальных осадков и частично их палеозойско-раннемезойский фундамент, что создало условия для скрытой аккумуляции рудномагматических веществ и формирования альб-сеноманских гранитоидных плутонов. С появлением в сеномане сквозных структур растяжения повысилась проницаемость континентальной коры Сихотэ-Алиня. В результате началось активное высвобождение аккумулированной энергии и вещества. Дальнейшая периодическая сдвиговая активизация северо-восточных разломов обусловливала в течение позднего мела и кайнозоя импульсное приоткрывание северо-западных и субширотных структур растяжения, по которым происходил постепенный перенос мобильных дифференциатов магматического вещества в верхние уровни тектоносферы. Синхронно с переносом магматического вещества снизу вверх мигрировало и рудное вещество, главным образом вдоль сквозных глубинных северо-восточных разломов (металлогенических сдвиговых зон).

Таким образом, миграция деструкций от нижних к верхним уровням геосинклинальных образований определила направление (снизу вверх) смещения фронта их проницаемости, что обеспечило продвижение и закономерное пространственное разделение рудного и магматического вещества в континентальной коре с образованием вертикального ряда рудномагматических формаций. Наклон и ступенчатое погружение Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса на восток произошли в неогене, что обусловило косой эрозионный срез пояса и, как следствие, проявление латеральной (с запада на восток) магмометаллогенической зональности, отражающей строение и направленность эволюционного развития вертикального ряда рудномагматических формаций континентальной коры Сихотэ-Алиня.

Решающая роль сдвигового геодинамического режима в процессах магматизма и рудообразования Сихотэ-Алиня нашла выражение в формировании единого иерархического ряда сдвиговых структур, контролирующих разме-

щение объектов рудной минерализации различных рангов: магмометаллогеническая сдвиговая зона (контролирующая размещение рудных районов)⟶ металлогеническая сдвиговая зона (контролирующая размещение рудных узлов)⟶ рудоносная сдвиговая зона (контролирующая размещение рудных месторождений) ⟶ рудоконцентрирующая сдвиговая структура (обеспечивающая рудную концентрацию до ранга месторождения) ⟶ рудовмещающая структура (контролирующая размещение отдельного рудного тела). Рудоконтролирующие структуры установленного иерархического ряда генетически тесно связаны между собой так, что каждая последующая структура является элементом предшествующей.

На основе иерархического ряда генетически соподчиненных сдвиговых рудоконтролирующих структур (от широтных зон разуплотнения коры и металлогенических сдвиговых зон до рудоносных и рудолокализующих сдвиговых структур) разработана принципиальная основа стратегии поисков рудных объектов различных рангов. При этом благодаря генетической соподчиненности рудоконтролирующих структур различных рангов стало возможным применение принципа поэтапного выделения перспективных площадей от прогноза рудных районов и узлов до прогноза в их пределах отдельных рудных месторождений и тел.

Главный итог исследований заключается в детальной расшифровке геодинамики тектонических дислокаций, оказавшей решающее влияние на пространственно-временные закономерности проявления магматизма и рудообразования Сихотэ-Алиня. Пространственно-временная эволюция рудномагматических и геодинамических процессов от нижних к верхним уровням геосинклинальных образований значительно уточняет и конкретизирует совокупное понимание процессов магматизма, рудообразования и тектоники в формировании континентальной коры и ее металлогении. Выявленные на геодинамической основе закономерности проявления магматизма и рудообразования позволили обосновать принципиально новые металлогенические построения, что должно привести к повышению эффективности научного прогнозирования при поисках рудных объектов.

Установленная в Сихотэ-Алине важная роль деструктивных форм сдвиговых дислокаций в процессах магматизма и рудообразования, так же как и выявленный здесь единый, длительно развивавшийся вертикальный ряд рудномагматических формаций, позволяют пересмотреть геодинамические условия формирования и природу магмометаллогенической зональности других звеньев Восточно-Азиатского вулкано-плутонического мегапояса.

Разработанная геодинамическая модель позволяет исследовать проблемы тектоники, магматизма и рудообразования не изолированно, а комплексно, как единое природное явление. В связи с этим автор надеется, что предлагаемая геодинамическая модель формирования вулкано-плутонических поясов и рудных месторождений может стать основой не формального, а творческого сотрудничества специалистов разных направлений, что является, на взгляд автора, обязательным условием для успешного изучения сложных природных процессов.

Литература

I. Аблаев А.Г., Коновалов В.П., Красилов В.А. О возрасте Сихотэ-Алиндя // Докл.АН СССР. 1972. № 3. С.1011-1014.

2. Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1960. № 8. С.3-19.

3. Айдекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, С.133-179.

4. Анахов В.В. Дубровское месторождение // Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. С.110-138.

5. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попова А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976. 90 с.

6. Белоусов В.В. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С.5-31.

7. Беляевский Н.А., Громов Ю.Я. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов // Докл.АН СССР. 1955. Т.103, № 1. С.978-981.

8. Беньоф Х. Движения по крупнейшим разломам // Дрейф континентов: Горизонтальные движения земной коры. М.: Мир, 1966. С.147-161.

9. Березов В.И. Силинское месторождение // Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. С.164-172.

10. Берсенев И.И. Схема стратиграфии вулканогенных толщ верхнего мела-кайнозоя Сихотэ-Алиня // Совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Дальнего Востока: Тез.докл. и выступлений. Хабаровск: Кн.изд-во, 1956. С.111-123.

11. Берсенев И.И.Основные черты тектоники Приморского края // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.137-149.

12. Берсенев И.И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня // Докл.АН СССР. 1964. Т.158, № 4. С.846-849.

13. Берсенев И.И. Основные черты тектоники Приморского края // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974. С.114-125.

I4. Берсенев И.И., Кулинич Р.Г., Олейник Ю.Н., Уткин В.П. Разломы и горизонтальные движения земной коры на территории Приморья // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, I977. С.69–82.

I5. Бескин С.М., Лишневский Э.Н. Связь касситерит-сульфидных рудных районов с гранитными криптобалитами // Докл.АН СССР. I976. Т.226, № 4. С.903–906.

I6. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, I98I. С.26–44.

I7. Бурago А.И., Рыбалко В.И., Фремд Р.М. Сихотэ-Алинский вулканический пояс // Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Владивосток: Дальневост.политехн.ин-т, I968. С.I70–I85.

I8. Бурдэ А.И., Неволин Л.А., Соловьев В.О., Даубихинский разлом // Сов.геология. I963. С.75–86.

I9. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцов С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Тр.ГИН АН СССР. I963. Вып.80. С.3II.

20. Василенко В.И., Клюев В.К. Глубинное строение Восточной части Приморья и закономерности размещения оловорудных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, I973. Т.I0. С.I75–I82.

2I. Ведерников П.Г., Пельцман И.С. Основы морфоструктурного анализа оловорудных полей. М.: Наука, I980. I20 с.

22. Виттенбург П.В. Геологические исследования в заливе Петра Великого // Изв. Рос.АН СССР. Новые данные по геологии Дальнего Востока. I9I8. С.I237–I244.

23. Воронов П.С. О ротационных тангенциальных напряжениях литосферы Земли : (На примере морфоструктурных закономерностей Арктики и Антарктики) // Информ. сб.Ин-та геологии Арктики. I962. Вып.28. С.I25–I37.

24. Воронов П.С. О проблеме структуры Арктического бассейна и о глобальных сдвиговых зонах Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. I964. Вып.I8. С.78–9I.

25. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, I968. I23 с.

26. Врублевский А.А. Разрывные нарушения юго-восточной части Сучанского прогиба // Геология и геофизика. I97I. № I0. С.I20–I27.

27. Геологический словарь. М.: Недра, I978. 456 с.

28. Геология СССР. Т.32. Приморский край. М.: Недра, I969. Ч.I: Геологическое описание. 695 с.; Ч.2: Полезные ископаемые. I55 с.

29. Гептнер Т.М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вест.МГУ. Сер.геол. I970. № 4. С.8I–89.

30. Гзовский М.В. Механизм формирования крупных сложнопостроенных тектонических разрывов // Разведка и охрана недр. 1956. № 7. С.79-95.
31. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 540 с.
32. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 553 с.
33. Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 168 с.
34. Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Докл.АН СССР. 1976. Т.230, № 1. С.186-189.
35. Голозубов В.В. Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ...канд.геол.-минерал.наук. Владивосток, 1984. 30 с.
36. Иванов Б.А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня // Сов.геология. 1960. № 10. С.78-97.
37. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл.АН СССР. 1961. Т.138, № 4. С.900-903.
38. Иванов Б.А. Некоторые общие предположения, основанные на видимой связи гранитоидных интрузий с Центральным Сихотэ-Алинским разломом (сдвигом) // Информ. сб.ШГУ. 1963. № 4. С.43-47.
39. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
40. Иванов Б.А., Надежкина З.Е. Новые данные о возрасте больших габброидных интрузий Сучанского района // Информ. сб.ШГУ НТО "Горное". 1962. № 3. С.15-18.
41. Иванов В.С. Плутонические формационные ряды гранитоидов внешней зоны Тихоокеанского пояса // Зап.ВМО. 1980. Ч.109. С.658-668.
42. Кигай И.Н. Лимудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М.: Наука, 1966. 248 с.
43. Краузе Д.К. Экваториальная зона сдвига // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С.350-373.
44. Красилов В.А., Парников В.П. Рудоносная тектоническая свита: олистостромовый комплекс // Докл.АН СССР. 1984. Т.277, № 3. С.669-671.
45. Красный М.Л. Аномальное магнитное поле Японского моря // Там же. 1970. Т.190, № 2. С.978-981.
46. Кропоткин П.Н. Краткий очерк тектоники и палеографии южной части советского Дальнего Востока // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т.1.
47. Кулинич Р.Г. Основные черты глубинного строения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Глубинное строение, магматизм и металлогения вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.172-184.

48. Л а з а р е в А.З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края // Тр.17-й сес.МКГ. 1939. Т.2. С.589-596.
49. Л и п к и н а М.И., Л и п к и н Ю.С. Стратиграфия и особенности литологии рифея юга Ханкайского массива // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1968. С.18-23.
50. Л и т а в р и н а Р.Ф., К о с е н к о В.И. Магматизм и оруденение Высокогорского оловорудного месторождения // Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С.56-62.
51. Л и х т Ф.Р. Западно-Сучанский разлом в структуре Южного Приморья // Геотектоника. 1973. № 6. С.87-98.
52. Л у к ь я н о в А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 211 с.
53. М а з а р о в и ч А.О. Офилитовые аллохтоны Приморья // Докл.АН СССР. 1979. Т.249, № 3. С.676-679.
54. М а з а р о в и ч А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое-раннем мезозое // Геотектоника. 1982. № 1. С.86-101.
55. М а з а р о в и ч А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 102 с.
56. М е л ь н и к о в Н.Г. История геологического развития Юго-Восточного Приморья в среднем палеозое-раннем мезозое: Автореф. дис. ... канд.геол.-минерал.наук. Владивосток, 1973. 29 с.
57. М е л ь н и к о в Н.Г., Г о л о з у б о в В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. № 4. С.95-106.
58. М и ш к и н М.А., Л е л и к о в Е.П., О в ч а р е н к о Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье // Докл.АН СССР. 1970. Т.190. № 6. С.1426-1429.
59. М у д и Дж., Х и л л М.Д. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр.лит., 1960. С.363-333.
60. Н а р б у т Б.Ф. Геологическое строение Кавалеровского района // Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. С.5-19.
61. Н е в о л и н Л.А., Ч е м е р и с Б.Д. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами // Информ.сб.ПТГУ. 1968. № 6. С.45-50.
62. О б р у ч е в В.А. Геология Сибири. Т.II. Средний и верхний палеозой. М.: Изд-во АН СССР, 1936. С.364-780.
63. О б р у ч е в В.А. Геология Сибири. Т.III. Мезозой и кайнозой. М.: Изд-во АН СССР, 1938. С.782-1357.
64. О с и п о в а Г.А., С а п р ы к и н а Г.М. О ксенолите гранита в дайке диабазового порфирита из месторождения Левицкого (Кавалеровский район, Приморье) // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1961. № 3. С.52-56.

65. О к т я б р ь с к и й Р.А. О базалитовых комплексах прибрежной полосы Южного Приморья // Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1969. С.19-30.
66. П а в л и н о в В.Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры // Геология и разведка. 1977. № 9. С.13-14.
67. П а к л и н А.П. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним // Информ. сб.ПТГУ. 1963. № 4. С.7-13.
68. П а к л и н А.П. О Центральном и Меридиональном разломах Сихотэ-Алиня // Материалы по тектонике и петрографии Тихоокеанскогго рудного пояса. Владивосток: Дальневост.кн.изд-во, 1964. С.71-82.
69. П а р ф е н о в В.Д., Ж у к о в с к и й С.Д. Моделирование крупного разрушения // Геотектоника. 1966. № 4. С.113-117.
70. П а т а л а х а Е.И. Классификация разрывных нарушений по отношению к складкообразовательному процессу // Изв.АН КазССР. Сер. геол.1972. № 2. С.76-91.
71. П а т а л а х а Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
62. П е й в е А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры // Структуры земной коры и деформация горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С.35-72.
73. П е й в е А.В. Тектоника и магматизм // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1961. № 3. С.36-51.
74. П е й в е А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С.5-18.
75. П л ю с н и н К.П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. М.: Недра, 1985. 200 с.
76. П у щ а р о в с к и й Ю.М., З и н к е в и ч В.П., М а з а р о в и ч А.О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. № 6. С.30-45.
77. Р а д к е в и ч Е.А., Б е р с е н е в И.И., Б у р д э А.И. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1968. 175 с.
78. Р а д к е в и ч Е.А. Сихотэ-Алинская минералогическая область // Геология СССР. М.: Недра, 1974. Т.32. С.17-25.
79. Р а з м а х н и н Ю.Н., Р а з м а х н и н а Э.М. О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С.76-87.
80. Р ы б а л к о В.И. Вулкано-тектонические структуры и вулкано-плутонические формации Восточного Сихотэ-Алиня // Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1968. С.78-91.

81. Рязанов Г.В. Морфология и генезис складок Нежской зоны (южная часть Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1973. 275 с.
82. Салун С.А. Тектоника позднемеловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алинской области // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С.170-187.
83. Салун С.А., Потапьев С.В. Строение земной коры юга советского Дальнего Востока по данным ГСЗ // Геотектоника. 1980. № 4. С.85-94.
84. Седых А.К. Геологическое строение Угловской угленосной впадины и история ее развития в палеогене: Автореф. дис. ... канд.геол.-минерал.наук. Владивосток, 1976. 25 с.
85. Силантьев В.Н. Будзино-Иманский сдвиг // Изв.АН СССР. Сер. геол.1963. № 2. С.39-49.
86. Смирнов А.М. Проблема субстрата Тихоокеанского подвижного пояса // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С.76-87.
87. Соколов Р.И. Тектоника и некоторые закономерности в размещении месторождений полезных ископаемых в Ольга-Тетюхинском районе // Информ. сб.ВСЕГЕМ. 1960. № 25. С.78-95.
88. Солоненко В.П. Геология центральной части Уссурийского района // Материалы по геологии месторождений нерудных ископаемых Сибири. Иркутск, 1949. Вып.3. С.150-169.
89. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 143 с.
90. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с. (ГИН АН СССР; Вып.179).
91. Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 214 с.
92. Сучков В.И., Шураев А.В. Новые данные о геологическом строении оловорудного месторождения Придорожного (Комсомольский рудный район) // Строение, состав и генезис оловорудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С.35-42.
93. Тактоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
94. Тетяев М.М. Контуры проблем Дальневосточного края как геологического целого. Л.; М.; 1934. 18 с.
95. Уткин В.П. Некоторые структурные закономерности рудолокализующих разрывов // Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток: Дальневост.кн.изд-во, 1974. С.26-36.
96. Уткин В.П. Сдвиговые деформации Центрального Сихотэ-Алиня // Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С.5-15.
97. Уткин В.П. Реконструкция сдвигов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т.229, № 4. С.955-958.

98. У т к и н В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Там же. Т.228, № 5. С.1189-1192.
99. У т к и н В.П. Разломы и некоторые особенности тектонического развития Восточного Приморья // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С.118-126.
100. У т к и н В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С.101-112.
101. У т к и н В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл.АН СССР. 1978. Т.240, № 2. С.400-403.
102. У т к и н В.П. Эшелонированные разрывные структуры месторождений Приморья // Геотектоника. 1978. № 4. С.97-103.
103. У т к и н В.П.Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Докл.АН СССР. 1979. Т.249, № 2. С.425-429.
104. У т к и н В.П.Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
105. У т к и н В.П. О роли переориентировки напряжений в формировании месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 5. С.14-19.
106. У т к и н В.П. Геодинамические условия тектоно-магматической активизации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С.37-47.
107. У т к и н В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С.328-352.
108. У т к и н В.П. Роль сдвиговых дислокаций в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1983. Т.288, № 4. С.951-955.
109. У т к и н В.П. Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С.73-87.
110. У т к и н В.П. Геодинамические условия проявления магматизма и формирования рудных месторождений Восточно-Азиатского вулкано-плутонического пояса // Структуры рудных полей вулканических поясов: Материалы совещ. Владивосток, 1985. Вып.1. С.5-8.
111. У т к и н В.П., С е д ы х А.К. Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Докл. АН СССР. 1984. № 35. С.1199-1204.
112. У э л м а н Г.В. Сдвиговые (транскурентные) системы разрывов // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С.468-473.
113. Ф р е м д Г.М. Палеовулканология Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток: Дальневост. кн.изд-во, 1969. С.170-189.

II4. Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры // Тр.Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геотектоника. 1963. Вып.12. С.78-91.

II5. Черных А.Л. Геология и механизмы образования эшелонированных разрывных структур // Геология и геофизика. 1978. № 4. С.31-37.

II6. Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко Н.М., Гнибиденко Г.С. О структуре земной коры зоны сочленения океан-континент в районе Камчатского глубоководного желоба // Там же. 1981. № 1. С.3-19.

II7. Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы: (Тектонофизический анализ проблемы) // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.5-26.

II8. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (в результате моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

II9. Шило Г.К., Кучук В.В. О глубинных разломах Приморья в свете геофизических данных // Информ. сб.ПТГУ. 1968. № 6. С.51-56.

I20. Шихин Ю.С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С.72-86.

I2I. Шкодзинский В.С. Габброиды междуречья Сучана и Судзухузе // Информ. сб.ПГУ НТО "Горное". 1964. № 5. С.45-51.

I22. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.

I23. Юшманов Ю.П. К вопросу о тектонических движениях по Неждан-кинскому разлому (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. II7-I20.

I24. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок: Пер.с пол.М.: Недра, 1981. 245 с.

125. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburgh, 1951. 142 p.

126. Ashgirei G.D. Einige Wesensziige der Tectonic und Enturklungageschichte globaler Mobilizonen // Geologie. 1962. Bd.11, N 2. S. 65-79.

127. Atwater T. Implications of plate tectonics for the cenosoic tectonic evolution of western North America // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, P. 68-79.

128. Beniof H. Circum' Pacific tectonics // Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1959. Vol.20, N 2. P. 79-91.

129. Caurtillot V., Tapponier P., Varet J. Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model // Tectonophysics. 1974. Vol. 24, N 4. P. 317-329.

130. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. Vol. 66, N 3. P. 120-131.
131. Emons G. Strike-slip control // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1965.
132. Filder G. Strike-slip faulting in the Vaporum region of the Moon // Quart. J. Geol. Soc. 1964. Vol. 120. P. 275-281.
133. Hodson J.H. Current status of fault-plane studies (a summing up) // Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1959. Vol. 20, N 2. P. 413-418.
134. Kennedy W.Q. The Great-Glan-fault // Quart. J. Geol. Soc. 1946. Vol. 102. P. 78-91.
135. Laubscher H.P. The large-scale kinematics of the western Alps and the northen Apennines and its palinspastic implications // Amer. Sci. 1971. Vol. 271, N 3. P. 127-136.
136. Lillie A.B. Folds and faults in the New Zealand Alps and their tectonic significance // Proc. Roy. Soc. N.Z. 1961. Vol. 89, N 1. P. 57-85.
137. Mann P., Hempton M., Bradley D., Burke K. Development of pullapart basins // Geology. 1983. Vol. 91. P. 529-554.
138. Mitchell-Thome R.C. Wrench-faulting and orogeny // Acta geol. Acad. sci. hung. 1962. Vol. 7, N 3/4. P. 415-425.
139. Moody I.D., Hill M.J. Wrench-fault tectonics // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67, N 9. P. 1207-1246.
140. Moody I.D. Crustal shear patterns and orogenesis // Tectonophysics. 1966. Vol. 3, N 6. P. 76-91.
141. Ortel G. The mechanism of faulting in clay experiments // Geophysics. 1965. Vol. 2, N 5. P.343-393.
142. Pavony N. Faulting durch Horisontal verschiebung // Eclog. geol. helv. 1961. Vol. 54, N 2. P. 515-534.
143. Riedel W. Zur mechanik geologischer Bruchesheinungen // Cent. Miner., Geol. and Paleontol. B. 1929. Vol. 1. P. 78-97.
144. Rod F. Clues to ancient Australian geosutures // Eclog. geol. helv.1966. Vol. 59, N 2. P. 178-196.
145. Roering C. The geometrical significance of nature en-echelon crackarrows // Tectonophysics. 1968. Vol. 5, N 2. P. 176-187.
146. Scheidegger A.E. Distribution of seismic faulting in the world // Geophys. Pure Appl. 1957. Vol. 38. P. 1-9.
147. Scheidegger A.E. Faults and earthqakess // Canad. Oil and Gas Ind. 1961. Vol. 14, N 4. P. 33-42.
148. Steiner L. Schubrichtungen im prākambrischen Unterorung Oberbau des Brasilischen Schildes // Geol. Rdsch. 1972. Bd.61, H. 1. S. 76-81.

149. T c h a l e n k o I.S. The evolution of king-band and development of compression textures in sheared clay // Tectonics. 1968. Vol. 6, N 2. P. 159-174.
150. T c h a l e n k o I.S. Similarities between shear zones of different magnitudes //Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 6. P. 703-709.

Оглавление

Предисловие 3

Глава I. Введение в сдвиговую тектонику 6

Закономерности строения и развития зон сдвиговых дислокаций 8

Глава II. Сдвиговая тектоника Сихотэ-Алиня 27

Главные структурные элементы Приморья. 30

Сдвиговые зоны фундамента вулканогенных образований. 50

Сравнительный анализ сдвиговых дислокаций доверхнемелового складчатого и верхнемелового вулканогенного комплексов 65

Глава III. Геодинамические условия проявления магматизма 77

Эволюция сдвиговых дислокаций и геодинамические условия проявления магматизма 77

Природа магмометаллогенической зональности Сихотэ-Алиня 87

Глава IУ. Геодинамические условия рудообразования 99

Магмометаллогенические и металлогенические сдвиговые зоны 99

Рудоносные сдвиги металлогенических сдвиговых зон. . 107

Рудолокализующие и рудовмещающие структуры рудоносных сдвигов 126

Иерархический ряд рудоконтролирующих структур и закономерности размещения рудных месторождений, узлов и районов 143

Заключение 151

Литература 155

Научное издание

У т к и н Валентин Павлович

СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ,
МАГМАТИЗМ
И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Утверждено к печати
Дальневосточным
геологическим институтом
ДО АН СССР

Редактор
К.Б. Сеславинский

Редактор издательства
Т.Б. Гришина

ИБ 39919

Подписано к печати 16.12.88. Т – 22930
Формат 60 × 90 1/16
Бумага для глубокой печати
Печать офсетная
Усл.печ. л. 10,5 + 0,6 вкл.
Усл.кр.-отт. 11,5. Уч.-изд.л. 12,6
Тираж 600 экз. Тип.зак. 1203
Цена 2р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Виноградов А.П. **Геохимия океана. Избранные труды.** 35л.

В книге впервые сделана попытка рассмотреть происхождение океанической части земной коры, солевой и водной массы океана. В связи с этим рассматривается геохимия отдельных химических элементов и процессов, происходящих в океане. Книга содержит главы, посвященные эволюции океана и образованию донных отложений.

Для геологов, геохимиков, океанологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга–почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга–почтой:"

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга–почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга–почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга–почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга–почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга–почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга–почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга–почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга–почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга–почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга–почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга–почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 ли-