

207/1, II, IV

Тектоника магматизм и оруденение СКВОЗНЫХ СИСТЕМ нарушений

·Наука·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

207/1; III, IV

4399

Тектоника магматизм и оруденение сквозных систем нарушений

Ответственный редактор
доктор геол.-минерал. наук М.Г. РУБ



МОСКВА
"НАУКА"
1985



Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.А. Фаворская, И.К. Волчанская, Е.Н. Сапожникова, Н.В. Виноградов, А.М. Курчавов, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин. М.: Наука, 1985.

В монографии на примере многих регионов рассматривается природа сквозных систем нарушений и динамика их развития, определяющая латеральную зональность магматических проявлений. Обсуждаются условия, при которых отдельные звенья упомянутых структур выступают в качестве рудоцентрирующих. На основе анализа существующих представлений о глубинных дислокациях различных типов сделано заключение, что сквозные системы нарушений в тех случаях, когда они выступают в скрытом виде, представляют собой недостигшие полного развития рифты. Введено понятие о магматических факторах концентрации оруденения.

Ил. 36. Табл. 7. Библиогр. 68 назв.

Рецензенты:

доктор геол.-минерал. наук *В.С. Попов*
канд. геол.-минерал. наук *Д.И. Фрих-Хар*

ВВЕДЕНИЕ

В монографии изложены результаты исследований, проведенных коллективом авторов, по разработке созданного ранее прогнозно-металлогенического направления, основанного на целеустремленном изучении сквозных рудоконцентрирующих систем нарушений и приуроченных к ним узлов длительной эндогенной активности, определяющих размещение крупных рудных месторождений.

Накопленный за последние годы материал, с одной стороны, позволил авторам привлечь новые данные для обоснования ранее выдвинутых положений, с другой — потребовал уточнения некоторых из них в свете современных достижений тектоники и металлогении. Обширная литература последних лет, посвященная различным типам глубинных дислокаций, выдвинула на передний план вопрос о положении среди них сквозных систем нарушений¹. Исследования были сосредоточены на истории развития отдельных из выделенных ранее сквозных структур, в том числе стабильности их положения в пространстве, смене геологических режимов во времени, особенностях эволюции магматических процессов и зональности в размещении магматических продуктов. К числу важных был отнесен и вопрос о соотношении линейных структур сквозного типа со сводовыми поднятиями.

По-прежнему в центре внимания проведенных исследований было выявление тех руководящих признаков, которые позволили бы выделить среди сквозных систем нарушений или отдельных их звеньев собственно рудоконцентрирующие.

В монографию включен большой объем новых фактических данных по ряду опорных регионов: Средней Азии, Казахстану, Приморскому краю и Северо-Востоку СССР. Изложение этого материала приводится в той последовательности, которая позволяет проследивать крупнейшие меридиональные (Средняя Азия, Казахстан) и широтные (Казахстан, Приморье) сквозные системы нарушений из одного региона в другой.

Полученные данные были привлечены для дальнейшего совершенствования методов прогноза крупных рудных месторождений и легли в основу разработки таких теоретических следствий из развиваемой концепции, как ведущая роль мантийных источников в образовании упомянутых объектов и длительность и многофазность сопровождающих их формирование эндогенных процессов.

¹ В качестве синонима этого термина в работе используются также термины более широкого пользования: "сквозная структура" и "линеament".

Глава I

О ПРИРОДЕ СКВОЗНЫХ СИСТЕМ НАРУШЕНИЙ

Представление о сквозных рудоконцентрирующих структурах было выдвинуто нами совместно с И.Н. Томсоном в 1968 г. При этом в качестве прообраза сквозных структур были приняты описанные в 1945 и 1948 гг. Н.С. Шатским глубинные дислокации, автономно пересекающие границы платформ и геосинклинально-складчатых систем. Помимо этой важной особенности, сходство подобных дислокаций и сквозных систем нарушений определялось их протяженностью в несколько тысяч километров, преобладающей широтно-меридиональной ориентацией, отклонением господствующего направления складчатости под влиянием структур рассматриваемых типов и осуществляемым ими контролем в размещении магматических образований. Вместе с тем описанные Н.С. Шатским глубинные дислокации сохраняли в развитии (с докембрия или палеозоя до третичного времени) единую тенденцию к прогибанию или поднятию, что, как будет видно из дальнейшего изложения, обычно не характерно для сквозных систем нарушений.

Последующее изучение сквозных структур (или, как их сейчас предпочтительнее называть "сквозных систем нарушений") показало их сходство по некоторым признакам с рядом других глубинных структур, представления о которых со времени упомянутых работ Н.С. Шатского также значительно расширились и обогатились новыми данными. В связи с этим возникла необходимость отметить специфические индивидуальные черты сквозных систем нарушений, позволяющие относить их к особому классу глубинных структур. Перечислим кратко их основные признаки, большинство из которых было суммировано в начале шестидесятых годов В.Е. Хаиным, и посмотрим, какие из них повторяются в глубинных структурах, известных в литературе под другими названиями.

1. Сквозные системы нарушений включают структуры различных порядков. Самые крупные из них достигают в длину нескольких тысяч километров и в ширину до 1000 км и носят трансконтинентальный и, возможно, глобальный характер. Структуры подчиненных порядков также отличаются значительной протяженностью при ширине в первые сотни и первые десятки километров. Господствующие признаки описываемого типа структур в большинстве своем являются общими для соответствующих образований различных порядков, хотя имеются и некоторые исключения. Так, в частности, если для систем глобального порядка господствующими являются широтные и меридиональные простирания, среди составляющих их более локальных

структур того же типа известная роль принадлежит и диагональным нарушениям.

2. Сквозные системы нарушений пересекают границу континент—океан, продолжаясь на дне прилегающих акваторий или по обрамлению глубоководных впадин или в виде подводных хребтов, уступающих по своей ширине сквозным структурам, на продолжении которых они находятся. Некоторые из них продолжают на дне океанов в качестве трансформных разломов.

3. Структуры описываемого типа пересекают границы платформ и разновозрастных геосинклинально-складчатых областей, прослеживаясь в их пределах как в сходных, так иногда и в разнотипных признаках.

Большинство из них наследует структурный план докембрийского фундамента. В то же время складчатость более поздних периодов, попадая в сферу влияния сквозных систем, обычно меняет свое направление, приспособляясь к простиранию соответствующей системы. В отдельных случаях сквозная система нарушений может быть прослежена как ось, соединяющая места резких изгибов простираний разновозрастной складчатости.

4. Сквозные системы нарушений проявляются на земной поверхности фрагментарно, причем отдельные их звенья нередко кулисообразно подставляют друг друга. По простиранию сквозной структуры отдельные ее участки могут иметь отчетливо выраженный в геологических признаках характер или проявляться в скрытом виде, трассируясь только отдельными специфическими признаками.

5. Характерной особенностью описываемых структур является их повышенная по сравнению с фоном тектоническая нарушенность. Некоторые крупные и геологически отчетливо выраженные разломы региона при подходе к границам сквозных структур испытывают расщепление, меняют простирание или вырождаются, другие, секущие по отношению к сквозной системе нарушения, не выходят за ее пределы. Наиболее характерные виды тектонических нарушений, обуславливающие внутренний рисунок описываемых систем, — сбросы, сдвиги и флексуры. При дешифрировании дистанционных материалов сквозные структуры различных порядков проявляются на снимках соответствующих масштабов в качестве зон повышенной густоты трещиноватости.

6. Сквозные системы нарушений имеют, как правило, древнее, обычно докембрийское, заложение и в дальнейшем неоднократно оживляются в связи с процессами тектоно-магматической активизации. На заключительной стадии их формирования характерно появление простирающихся с ними согласно наложенных впадин, выполненных континентальной угленосной молассой.

7. Трансконтинентальные сквозные системы нарушений не имеют единой выраженности в геофизических признаках. Эти последние подчеркивают, однако, отдельные участки составляющих их структур подчиненных порядков. Сюда относятся полосовые гравитационные и магнитные положительные аномалии и скопление подобных же локальных аномалий, образующих цепочки соответствующего прости-

рания. Для сквозных систем нарушений на территории Приморья характерен повышенный тепловой поток, а на их продолжении на дне Японского моря располагаются эпицентры глубокофокусных землетрясений. Для некоторых сквозных структур установлена пониженная по сравнению с региональной мощность земной коры и наличие под ними выступов мантии.

8. Сквозные системы нарушений отчетливо проявляются в особенностях современного рельефа, что легло в основу их выделения путем морфоструктурного анализа, разработанного И.К. Волчанской, Е.Н. Сапожниковой и Н.Т. Кочевой. Протяженные структуры, проявляющиеся фрагментарно в геологических признаках, на морфоструктурных схемах нередко выглядят как единые линейные зоны с четко обозначенными границами.

9. Для этих структур характерен ряд специфических магматических признаков. В отдельных случаях структуры высших порядков служат экранами для крупных гранитных интрузивов, которые не проникают в их пределы, где развиты субвулканические тела, свиты даек и некков. Среди интрузивных и эффузивных магматических проявлений по составу преобладают основные и ультраосновные, обычно повышенной щелочности, нередко также и щелочные разности. По сравнению с региональным фоном здесь сосредоточены образования с повышенной контрастностью состава и многофазностью проявления. Некоторые из трансконтинентальных сквозных систем нарушений Азии контролируют размещение кимберлитов.

10. Одной из главных особенностей сквозных систем нарушений является узловый характер проявления в их пределах наиболее активных тектонических и эндогенных процессов. Описываемые линейные структуры определяют дискретное размещение так называемых узлов длительной эндогенной активности в местах пересечения разнонаправленных разломов. Именно эти узлы определяют размещение большинства крупных рудных объектов, являясь одновременно средоточием разного типа аномальных геологических признаков: повышенной тектонической нарушенности, специфических литологических и геохимических особенностей, локальных выступов пород фундамента, отличных по составу от фона магматических проявлений, и, наконец, особой длительности и многоэтапности развития эндогенных процессов.

Приведенные описания сквозных систем нарушений позволяют искать их аналоги в первую очередь среди трансрегиональных и глубинных линейных дислокаций. Глубинный характер описываемых структур подтверждается не только трансрегиональной протяженностью наиболее крупных из них, но и приуроченностью к некоторым из них кимберлитовых трубок и очагов глубокофокусных землетрясений. Свидетельством связи подобных структур с подкоровыми процессами и служит упомянутое выше наличие под ними выступов мантии и пониженная по сравнению с региональной мощность земной коры. Указанием на глубинность является и длительность активности описываемых линейных структур, охватывающая продолжительные периоды развития верхних оболочек Земли, в течение которых земная кора испытывала многочисленные изменения, не повлиявшие на ха-

ракти и положение в пространстве пересекающих ее сквозных систем нарушений. С другой стороны, геосинклинально-складчатые пояса и некоторые диагональные дизъюнктивы менее глубокого заложения изменяют свое простираие при подходе к сквозным системам нарушений, что свидетельствует о их подчиненном характере по отношению к этим последним. Наконец, тот факт, что сквозные структуры непрерывно прослеживаются с континентов на дне прилегающих акваторий, позволяет утверждать, что они во всяком случае углубляются на всю мощность гранитно-метаморфического слоя коры.

Сравнение сквозных систем нарушений с глубинными структурами, известными в современной геологической литературе под другими названиями, следует, по-видимому, начинать с "глубинных разломов", понятие о которых было введено в литературе в 1945 г. А.В. Пейве. Согласно представлениям этого автора, "глубинные разломы характеризуются длительностью и унаследованностью развития, большим пространственным протяжением, большой глубиной заложения и определенной связью с формациями горных пород. Они играют главную роль при проявлении и размещении магматических пород, рудных месторождений и других минеральных концентраций" [41, с. 90]. Характер выражения глубинных разломов различен. Они могут проявляться зонами расслаивания, полосами повышенной трещиноватости, цепочками основных и ультраосновных интрузивов, лентовидными массивами гранитов, вулканическими поясами и другими признаками, достаточно близкими к тем, которые были приведены выше для сквозных систем нарушений. Близкими для обоих типов сравниваемых структур являются и такие признаки, как автономное отношение к складчатости и повышенная сейсмичность, так же как и их консервативность и устойчивость в пространстве, наследуемая от одного периода развития к другому.

Несмотря на перечисленные черты сходства между сквозными системами нарушений и глубинными разломами в том понимании, которое было им придано А.В. Пейве первоначально, есть и некоторые различия, имеющие принципиальное значение. Так, сквозные системы нарушений в лице своих наиболее грандиозных представителей превосходят по протяжению и ширине глубинные разломы, пересекая целые континенты и продолжаясь на дне прилегающих акваторий. Далее, несмотря на то, что А.В. Пейве отмечает существование поперечных краевых разломов, секущих границы складчатых зон и платформ, классификация упомянутых дизъюнктивов произведена им по принципу разграничения глубинных разломов платформ, краевых прогибов и геосинклинальных областей. В отличие от этого полная автономность по отношению к структурам земной коры является отличительным признаком сквозных систем нарушений. Как следствие этого в описании, приводимом А.В. Пейве, глубинные разломы определяют положение геосинклиналей, в то время как сквозные системы нарушений, по нашим данным, лежат в основе их продольной неоднородности. Широко распространенные среди глубинных разломов надвиги значительно менее характерны для сквозных систем нарушений.

Однако наиболее важной индивидуальной особенностью сквозных систем нарушений является то, что они на большом протяжении проявляются в скрытом, как бы завуалированном виде и могут быть обнаружены только путем анализа аномалий в геологическом строении. Степень подобной "неявности" может меняться по простиранию структуры, так что на отдельных ее участках мы будем иметь дело с отчетливо проявленными разломами или согласными участками складчатых поясов, но такие звенья носят в целом подчиненный характер. Правда, о скрытом характере некоторых глубинных разломов упоминает и А.В. Пейве, но у него они рассматриваются как структуры погребенные, проявляющиеся в перекрывшем их чехле как флексуры и другие виды нарушений. В отличие от этого системы скрытых сквозных нарушений в большинстве своем, по-видимому, изначально не достигали на некоторых участках поверхности в качестве отчетливо выраженных дизъюнктивных дислокаций.

В работах, опубликованных в 1961—1967 гг., А.В. Пейве перенес основное внимание на горизонтальные перемещения участков коры по глубинным разломам и высказал сомнение о возможности предполагавшегося им ранее длительного, измеряющегося сотнями миллионов лет развития последних на одном и том же месте.

К проблеме глубинных разломов обращались в дальнейшем и многие другие авторы. Так, согласно А.И. Суворову, глубинными разломами следует называть "крупные, морфологически четко выраженные и длительно развивающиеся дизъюнктивы сдвигового, кровно-надвигового, сбросового и надвигового характера, проникающие в земную кору и в верхнюю мантию до определенных уровней, ниже которых начинаются области сплошного пластического течения масс горных пород" [51, с. 10]. Как можно видеть, это определение позволяет отграничивать "морфологически четко выраженные" глубинные разломы от сквозных систем нарушений, на значительном протяжении проявленных в скрытом, завуалированном виде.

Длительность существования и преобладание закономерной ориентировки позволяет, с другой стороны, перебросить мост от сквозных систем нарушений к "линеаментам" в том понимании, которое им было придано в начале столетия У. Хоббсом. Согласно этому автору, линеаменты принадлежат к первичной сети разломов, возникшей под влиянием ротационных сил и ориентированной закономерно относительно оси вращения Земли. В створе этих идей находятся и более поздние представления Б.Л. Личкова, М.В. Стоваса и др. о критических параллелях, связанных с изменениями скорости вращения Земли и неравномерностью ее движения.

Определение термина "линеамент" было в недавнее время сформулировано В.И. Макаровым [28], определившим линеаменты как линейно организованные структуры земной поверхности, в том числе глубинные разрывы и трещиноватость погребенного фундамента. Они не всегда отвечают известным на земной поверхности разрывам, хотя последние отдельными участками могут вписываться в линеаментную сеть. Ориентировка линеаментов однообразна и хорошо согласуется с направлениями так называемой планетарной трещино-

ватости. Причины их возникновения ротационные или какие-либо другие.

Представления о существующей с раннего архея закономерной сетке зон повышенной проницаемости были в 1977 г. выдвинуты также В.В. Белоусовым. Подобные зоны, названные им "зонами диастрофизма", сосредоточивают в своих пределах наиболее интенсивные на материках тектонические, магматические и метаморфические процессы. Согласно произведенным подсчетам на всех платформах, за исключением Индийской, преобладает ортогональная сеть упомянутых зон. Сосредоточение в их пределах проявлений основного и ультраосновного магматизма, а также регионального метаморфизма и гранитизации рассматривается В.В. Белоусовым как свидетельство их связи с повышением температуры в верхней мантии. Несмотря на известные черты сходства между сквозными системами нарушений и зонами диастрофизма, мы не можем поставить между ними знак равенства хотя бы уже потому, что В.В. Белоусов считает эти последние синонимом геосинклиналей, оговариваясь при этом, что геосинклинали — понятие историческое и более широкое, чем зоны диастрофизма.

Как было отмечено выше, сквозные системы нарушений дешифрируются на космических снимках как зоны сгущения трещиноватости. Широкий фронт космических исследований в последние годы не мог не привлечь усиленного внимания к подобным зонам, среди которых были выделены глобальные линеаменты. На второй Международной конференции по глубинной тектонике, состоявшейся в 1976 г. в США [68], системы глобальной трещиноватости рассматривались в большинстве докладов в качестве ослабленных зон глубокого заложения, существующих с докембрия и впоследствии испытавших обновление (Саундерс и Хикс, Гэй, Дэвис и Виндлей и др.). Следует отметить, что в некоторых докладах (Гэй, Корбетт) подчеркивались такие особенности выявленных на космоснимках разломов, которые равным образом характеризуют и сквозные системы нарушений. К ним относится автономность проявления по отношению к различным структурам земной коры и формациям различного возраста, а также к границам континента и океана (Саундерс и Хикс). В ряде докладов было отмечено также их магма- и рудоконтролирующее значение (Копецкий, Кутина и др.).

Рассматривая возможные причины возникновения ортогональных систем нарушений, выраженных в виде "проникающей глобальной трещиноватости", Корбетт отмечает, что в настоящее время нет общепризнанной теории, связывающей их происхождение с существующими тектоническими процессами. Обращаются к явлениям стресса и растяжения, обусловленного контракцией земного шара или его расширением. Предполагается, что глубинный стресс в пластическом материале отражается в перекрывающем жестком субстрате в качестве зон трещиноватости. Согласно гипотезе Койда и Баттаржи, системы трещиноватости и разломов образуются под влиянием гидродинамического эффекта, возникающего под действием магматического расплава и флюидов.

Анализ космических снимков позволяет в некоторых случаях наблюдать приуроченность к выделяемым глобальным линеаментам узлов с аномальным по отношению к фону геологическим строением, что, наряду с другими признаками, сближает их со сквозными системами нарушений.

Здесь следует также отметить, что выраженность подобных систем в виде зон повышенной трещиноватости возвращает нас к мысли о том, что они трассируют глубинные неоднородности, не получившие на поверхности отражения в виде обычных дизъюнктивных нарушений. В этом плане особый интерес приобретает установленная Е.В. Акимовой [2] при анализе макротрещиноватости на территории Приморья особенность: линейные зоны повышенной трещиноватости образуют коленчатые изгибы, лежащие на единой прямой. Каких-либо иных проявлений этой скрытой линейной структуры на поверхности, кроме ее возмущающего влияния на зоны повышенной трещиноватости, не наблюдается, что позволяет рассматривать ее в качестве примера не достигшей поверхности глубинной дислокации.

Среди длительно живущих трансконтинентальных структурных форм Земли наибольшим сходством со сквозными системами нарушений первого порядка, несомненно, обладают системы рифтов. Ряд признаков, приведенных Е.Е. Милановским [32], сближает рифты и сквозные системы нарушений. К числу их относятся: 1) преобладание меридиональных и широтных простираний для крупнейших систем и участие подчиненных им диагональных нарушений в их внутреннем строении; 2) автономное отношение не только к платформам и геосинклинально-складчатым поясам, границы которых они пересекают, не изменяя своего простирания, но и к границам континентов и океанов; 3) ведущие геофизические признаки, такие, как повышенный тепловой поток, поясовые грави- и магнитные аномалии, повышенная сейсмичность на отдельных участках; 4) особенности глубинного строения — пониженная мощность земной коры и выступы верхней мантии под соответствующими системами; 5) наличие узлов сложного сочленения различных структур, служащих проводниками эндогенных процессов; 6) неоднократное проявление основных и ультраосновных магм повышенной щелочности; 7) мантийный источник магм и эндогенных эманаций (ксенолиты глубинных пород, изотопный состав гелия и др.); 8) наличие грабенов с отложениями континентальной молассы.

Следует добавить, что трансконтинентальные сквозные системы нарушений на некоторых участках включают отдельные звенья рифтовых систем. Так, ранее [16] нами была отмечена принадлежность рейнских рифтов к единой сквозной системе нарушений, прослеживающейся с западной окраины Европы на Африканский континент и отвечающей Норгидо-Нигерийскому поясу В.Е. Хаина. Сквозная трансзиатская система нарушений хребет Чагос—Карское море включает триасовые рифты Западно-Сибирской плиты.

Необходимо вместе с тем отметить, что из двух типов рифтовых систем, выделяемых Е.Е. Милановским, сквозные системы нарушений ближе отвечают щелевому, чем сводово-вулканическому типу. Правда, к настоящему времени взаимоотношение особенностей развития сквоз-

ных систем нарушений со сводообразованием еще недостаточно изучено, но и сейчас уже можно утверждать, что последний из упомянутых процессов не может рассматриваться в качестве обязательного предшественника периодов активизации в пределах сквозных систем нарушений.

Наряду с перечисленными чертами сходства сквозных и рифтовых систем нарушений, между ними есть существенные различия — в первую очередь более отчетливое по сравнению со сквозными структурами проявление рифтов в наземных геологических признаках. Это относится и к их морфологии как единых протяженных грабенов, и к сопутствующему им интенсивному вулканизму, образующему обширные поля. В отличие от этого грабены сквозных систем нарушений выражены, как правило, фрагментами наложенных впадин, а для магматических проявлений наиболее характерны субвулканические тела и поля даек. Можно предположить, что скрытые отрезки сквозных систем нарушений на определенных стадиях своего развития представляют собою зоны незавершенного рифтогенеза, в пределах которых структурная нарушенность земной коры не достигла той степени проницаемости, которая была необходима для массового поступления магмы на поверхность. При этом необходимо иметь в виду, что, как уже неоднократно упоминалось, природа описываемых структур изменчива во времени, а наиболее крупные из них неоднородны по простиранию и могут включать отдельные звенья как с наиболее скрытыми, так и с относительно более явными признаками. Однако наличие первых является определяющим.

Все вышеизложенное позволяет на данном этапе выделить следующие главные признаки сквозных систем нарушений.

Сквозные системы нарушений первого порядка представляют собой трансконтинентальные или глобальные линейные структуры, проявляющиеся на значительном протяжении в скрытом (завуалированном) виде как линейно расположенные узлы разнотипных геологических аномалий. Эти структуры представляют собою древнейший глубинный, широтно-меридиональный каркас планеты и на протяжении ее истории неоднократно оживлялись под влиянием растягивающих и сжимающих усилий, определявших сложный тектонический рисунок их внутреннего строения и многоэтапное развитие эндогенных процессов.

Структуры подчиненных порядков в основном повторяют перечисленные признаки, но в них, наряду с широтными и меридиональными, могут на отдельных отрезках участвовать и близкие по некоторым свойствам диагональные нарушения. Появление последних в ряде случаев связано, по-видимому, с активизацией отдельных менее глубинных разломов, попадающих в сферу влияния крупной сквозной структуры. Здесь мы наблюдаем известное сходство с системами рифтов. В качестве примера можно привести средний сегмент Танганьикской зоны, описанный Е.Е. Милановским, имеющий меридиональное простирание и включающий частные грабены, простирающиеся в северо-северо-восточном и юго-юго-восточном направлениях.

Вопрос о том, имеем ли мы дело с подобным активизированным

(в том числе и долгоживущим) разломом или с самостоятельной сквозной системой нарушений диагонального простирания, каждый раз решается самостоятельно.

Наряду с выявлением тектонической природы сквозных систем нарушений, большое внимание было уделено их металлогенической роли. В конце шестидесятых годов автором главы совместно с И. Н. Томсоном было впервые отмечено, что некоторые структуры сквозного типа контролируют размещение наиболее крупных объектов (рудных полей, узлов и районов) в пределах соответствующей рудной провинции. Их состав, возраст и формационная принадлежность могут меняться в зависимости от того, какую структурно-металлогеническую зону пересекает на данном участке сквозная система нарушений, что находится в прямой связи с ее автономным поведением по отношению к структурно-формационным и отвечающим им металлогеническим зонам. Однако общей особенностью указанных рудных объектов во всех случаях являются значительные размеры, что позволило выдвинуть представление о "сквозных рудоконцентрирующих системах нарушений". В пределах этих последних крупные рудные объекты приурочены к узлам длительной эндогенной активности и сами по себе могут рассматриваться как геохимические аномалии [56]. Для большинства из них характерны многоэтапность и многостадийность формирования и полиформационный состав.

Вместе с тем нельзя не отметить, что вопрос о том, какие особенности сквозных систем нарушений позволяют распознавать среди них собственно рудоконцентрирующие, требует дальнейших углубленных исследований. Решение этого вопроса не может, по-видимому, базироваться только на том или ином наборе признаков, но должно обязательно включать анализ истории развития соответствующей структуры.

В коллективной монографии "Рудоконцентрирующие структуры Азии" [46] среди сквозных систем нарушений первого порядка нами были выделены два основных типа, различающихся по особенностям проявления и истории развития. В качестве главного представителя первого типа была рассмотрена зона Яньшань, пересекающая Азиатский континент между сороковой и сорок третьей параллелью. Эта зона относительно узкая, с четкими границами на значительном протяжении на территории Китая выражена единой геологической структурой. Возникновение ее как протяженного прогиба относится по приведенным Ли Сыгуаном в 1952 г. данным к синийскому времени. В дальнейшем она развивалась автономно, оказывая существенное влияние на структурный план региона. Так, при подходе к ней складчатость крупнейшей палеокатазиатской геосинклинали, имеющая северо-восточное простирание, изменяла его на широтное. В перми в пределах зоны Яньшань произошло поднятие, после чего возникла широтная континентальная впадина с угленосными отложениями, а в послееюрское—дотретичное время вдоль всей зоны на территории Китая произошли мощные надвиги, направленные с юга на север, в результате которых докембрийские образования были надвинуты на юр. Наконец, уже в миоцене образовались грабены и происходило излияние базальтов.

На продолжении зоны Яньшань на территории СССР также прослеживаются широтные складчатые пояса и зоны надвигов.

Сквозные структуры второго типа представляют собою широкие пояса скрытых нарушений, образованные системами крупных кулисообразно расположенных, линейно вытянутых блоков.

Структуры второго типа в большей степени отвечают приведенному выше определению сквозных систем нарушений, нежели структуры типа Яньшань. В качестве примера структур второго типа в упомянутой монографии рассмотрена зона, условно ограниченная нами широтами 44—50° с.ш. По отдельным признакам зона может быть прослежена через весь Азиатский континент, хотя история развития отдельных ее звеньев существенно различна. Общим признаком является приуроченность к ним различного по возрасту вулканизма, в результате чего на некоторых участках эта зона совпадает с выделенным А.А. Моссаковским позднепалеозойским вулканическим поясом. Ко второму типу относится большинство меридиональных структур первого порядка на Азиатском континенте. Как было показано [46], структуры второго типа контролируют наибольшее количество крупных рудных узлов, в то время как в зонах типа Яньшань рудоносные площади приурочены к узлам пересечения с меридиональными зонами второго типа. Последние являются наиболее продуктивными на тех участках, где они имеют наиболее завуалированный характер, а в пределах этих звеньев крупные месторождения тяготеют к узлам с максимумом аномальных геологических признаков.

За последние годы интерес к "металлогении линеаментов" заметно возрос за рубежом, что в первую очередь явилось следствием широкого применения дистанционных методов. Здесь, помимо известных работ Я. Кутины [64, 65, 66], следует упомянуть исследования Д. Нобла [67], выделившего на Северо-Американском континенте широтные и субширотные трансконтинентальные зоны, в основном совпадающие с выделенными ранее нами и И.Н. Томсоном [16] и контролирующими разнотипное и разновозрастное, но существенное по масштабу оруденение.

Нельзя не видеть, что современная стадия изученности вопроса о критериях выделения рудоконцентрирующих структур позволяет делать только самые общие и предварительные заключения. Вместе с тем уже сейчас намечаются отдельные направления, по которым пойдет дальнейшее изучение. Перечислим некоторые из них.

1. Тесная связь сквозных систем нарушений со структурами докембрийского фундамента вызывает необходимость определить, какие именно древнейшие структурные элементы были впоследствии активизированы, каковы были особенности сопровождающего их магматизма и тенденции дальнейшего развития, в частности, не возникают ли сквозные системы нарушений типа Яньшань в процессе развития палеоавлакогеосинклиналей, а системы второго типа — палеорифтов.

2. Для классификации сквозных систем нарушений и выделения среди них рудоконцентрирующих структур, вероятно, представил бы интерес подсчет сравнительного количества связанных с ним магматических продуктов, содержание в них определенных элементов-инди-

каторов, в первую очередь калия, а также подсчет количества импульсов активизации, характеризующих развитие упомянутых структур.

3. Сквозные системы нарушений контролируют в определенные периоды своего развития образование сводов. Проблема соотношения рудоконцентрирующих систем нарушений со сводами должна, по-видимому, решаться в тесной связи с проблемой свод—рифт. Здесь пока еще особенно много неясного, так как мало данных о возрастных соотношениях между сводовыми поднятиями и рифтогенными элементами сквозных систем нарушений в хорошо изученных рудных провинциях. По отдельным примерам, однако, можно судить, что упомянутые взаимоотношения являются достаточно сложными. Так, на территории Приморья в периоды рудообразования своды вторгались своими периферическими частями в области развития сквозных систем нарушений, но позднее движения по этим нарушениям приводили к дроблению краевых участков сводов.

По данным планетологов (А.М. Никитин, 1982), мегаэпохи рифтообразования на планетах приводят к преимущественной активизации одной определенной половины той или иной планеты. В этой связи интересно сравнить сквозные системы нарушений, расположенные на различных полушариях и являющиеся непосредственным продолжением друг друга. Например, линеймент 40—42-й параллели на территории США и зона Яньшань в Китае.

4. Особой проблемой является продолжение сквозных систем нарушений на дне океанов, где ввиду отсутствия сиалической коры наблюдаются их более глубинные проявления. Установлено, что некоторые сквозные системы нарушений продолжаются на дне прилегающих акваторий по обрамлению глубоководных впадин, другие — как трансформные разломы или как узкие подводные хребты. Сравнение сквозных систем нарушений, различно проявляющихся на дне акваторий, позволит, возможно, установить существенные различия в истории их развития.

5. К числу нерешенных относится и вопрос о стабильности положения сквозных и рудоконцентрирующих систем нарушений в пространстве. Если структуры первого порядка в целом сохраняют свое положение на всех этапах своего развития, начиная с докембрия, то появление кулисообразно расположенных звеньев может быть следствием горизонтальных смещений коры или, возможно, только ее сиалической части. На эту мысль наводит тот факт, что некоторые меридиональные сквозные системы нарушений, выраженные на континенте в виде широких зон, продолжаются на дне океанов в виде узких линейных гребней. Не исключено, однако, что осевая глубинная структура может смещаться параллельно себе, как это наблюдается для некоторых рифтов. Эту альтернативу следует иметь в виду при рассмотрении зональности вещественного состава вкрест простиранья системы. Зональность по простиранью может быть связана с взаимоотношением со сводовыми поднятиями.

6. За последние годы было привлечено внимание к изучению неоднородностей мантии как причины крупных металлогенических закономерностей. Так, в частности, Я. Кутина [66], используя новейшие

геофизические данные по району Аппалачей, пришел к заключению, что линеамент $40-41^\circ$ с.ш., контролирующий положение некоторых крупных рудных месторождений, представляет собою границу двух различных по составу блоков верхней мантии. В этой связи интересно вспомнить известную статью Г.П. Горшкова и И.А. Островского, где подобная мысль сформулирована следующим образом: "... положение крупной рудной зоны на поверхности отражает, в первую очередь, географию мантийных явлений" [17, с. 285]. Согласно этим авторам, ничтожно малая скорость передвижения вещества в мантии ниже астеносферного слоя резко повышается на границах мантийных блоков с неоднородным составом и противоположными знаками движения. При этом возникают сравнительно узкие, крутопадающие зоны повышенной мобильности вещества, способствующие миграции элементов в вертикальном направлении. Такие границы фиксируют очаги землетрясений до глубины 700 км и облегчают процесс диффузии или миграции рудоносных флюидов.

Наряду с основанными на расчетах выводами этих авторов, имеются и прямые данные о близвертикальном положении границ мантийных блоков. Такие результаты были, например, получены Н.К. Булиным (1972) при анализе сейсмических данных по территории Памира.

Привлечение неоднородностей верхней мантии для оценки "рудоконцентрирующих" свойств сквозных систем нарушений представляется весьма заманчивым. Однако не следует забывать, что геофизические данные позволяют судить о современном положении подобных границ, и мы не можем быть уверенными, что таким же было это положение в период рудообразования.

В этой главе была сделана попытка осветить наиболее общие стороны проблем, связанных с выявлением и изучением сквозных, в том числе рудоконцентрирующих, систем нарушений. Особенности их проявления и развития в конкретных регионах посвящены последующие главы.

Глава II

ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СКВОЗНЫЕ СИСТЕМЫ НАРУШЕНИЙ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

М.А. Фаворской и Е.Н. Сапожниковой по геологическим и морфо-структурным признакам был выделен ряд сквозных систем нарушений первого порядка, пересекающих Азиатский континент в широтном и меридиональном направлениях и определяющих положение ряда крупных рудоносных и нефтегазоносных районов Азии [46]. Среди этих структур наиболее значимыми в металлогеническом отношении являются те, которые были отнесены в упомянутой монографии ко второму типу линеаментов. Такова, например, широтная структура с условными границами по 44- и 50-й параллелям. Отдельные звенья ее прослеживаются, местами кулисообразно смещаясь, на территориях

Приморья, Забайкалья, МНР и Казахстана. На всех участках имеются доказательства их раннего докембрийского или рифейского заложения и последующего неоднократного оживления. При этом наибольшая эндогенная активность в различных звеньях проявлялась одновременно: в Приморье—в позднем мелу и кайнозое, в Забайкалье—в мезозое, в Монголии и Казахстане — в позднем палеозое. Различной является и история развития широтных сквозных структур в перечисленных звеньях. В последующих главах дается описание строения и истории формирования отдельных элементов упомянутой структуры.

К числу наиболее эндогенно-активных меридиональных структур первого порядка относится выделенная в 1974 г. автором главы транс-азиатская система нарушений хребет Чагос—Карское море. Средне-азиатское и казахстанское ее звенья описываются соответственно в III и IV главах. Еще одна меридиональная структура, находящаяся на крайнем востоке Азиатского континента, между 157° и 159° в.д., описана в гл. VI.

Ниже мы кратко охарактеризуем одну из наиболее важных транс-континентальных сквозных систем нарушений, пересекающую Азию от мыса Челюскина до п-ова Малакка и являющуюся типичным примером структур первого порядка.

В монографии [46] эта система рассматривалась как часть более крупной, прослеживаемой в интервале 95° — 112° в.д. и состоящей из ряда звеньев меридионального простирания, кулисообразно смещающихся с юга на север в восточном направлении. Здесь мы рассмотрим ее осевую часть в интервале 100° — 105° в.д.

На морфоструктурной схеме, составленной Е.Н. Сапожниковой [46, рис. 4], западное обрамление этой системы вдоль 100° в.д. выделено как единая трансконтинентальная зона, а восточное — в качестве отдельных кулисообразно расположенных отрезков. Согласно Е.Н. Сапожниковой, по этой зоне происходит стык крупных линейментов, ограничивающих морфоструктурные провинции. Анализ геологических признаков, сопровождающих зону, позволяет заключить, что она неоднородна по простиранию. На севере она пересекает Сибирскую платформу и продолжается на юг вкост простирания областей разновозрастной складчатости вплоть до 30-й параллели, к югу от которой сливается с меридиональным поясом мезозойд. На мелкомасштабных геологических картах в северной и центральной частях континента эта структура проявляется в первую очередь в качестве оси, соединяющей места резкого изменения простираний складчатых поясов и южной границы Сибирской платформы (рис. 1). К югу от тридцатой параллели структура приобретает явный, подчеркнутый геологическими признаками характер. На этом участке меридиональное простирание имеют не только складчатые мезозойды, но и вытянутые лентовидные интрузии палеозойских и мезозойских гранитоидов.

Наличие крупных меридиональных систем нарушений в рассматриваемых границах долгот на Восточно-Сибирской платформе отмечается многими исследователями. Так, еще в 1958 г. В.А. Вакарюм и др. в северной части платформы между 100° — 104° в.д. была выде-

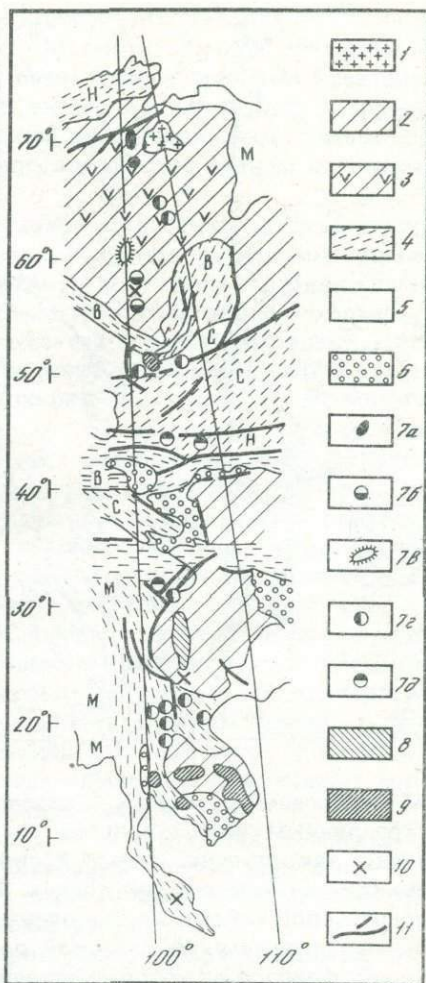
Рис. 1. Схема размещения аномальных магматических узлов в трансасиатской сквозной системе нарушений (составлена М.А. Фаворской на основе схематической тектонической карты Евразии, 1966, с использованием ряда более крупномасштабных карт, изданных за период с 1971 по 1980 г.)

1 — Анабарский шит; 2 — древние платформы; 3 — выходы траппов на древних платформах; 4 — области разновозрастной складчатости; 5 — возраст складчатости: В — байкальский, С — каледонский, Н — варисийский, М — мезозойский; 6 — впадины неотектонического этапа развития, выполненные молассаи; 7 — магматические комплексы, внесмасштабные знаки: 7а — щелочные—ультраосновные субвулканические тела, 7б — траппы и базальты повышенной щелочности, 7в — трубки взрыва, 7г — гипербазиты и габброиды, 7д — щелочные и щелочно-основные породы; 8 — триасовые базальты Южно-Китайской платформы; 9 — неоген-четвертичные базальты; 10 — рудные месторождения; 11 — разломы

лена зона шириной в 100—200 км, контролирующая размещение интрузий ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. Эта меридиональная зона, получившая название Главного Центрального разлома, определяет положение эпицентров землетрясений в 5—7 баллов и принадлежит, по-видимому, к выделенному К.А. Савинским грандиозному Байкало-Таймырскому разлому, являющемуся, по мнению многих исследователей, крупнейшей разрывной структурой фундамента платформы.

Наличие меридиональных систем нарушений на платформе подтверждено многочисленными геофизическими данными. Так, в 1977 г. анализ гравитационных данных привел Ф.В. Данилова к выводу о существовании ряда субпараллельных меридиональных и широтных систем нарушений первого порядка, образующих на платформе закономерную сетку. Эти разломы возникли еще до консолидации кристаллического фундамента, а приуроченные к ним нарушения второго и третьего порядков — в платформенный период. Среди последних, наряду с ортогональными, присутствуют и диагональные разломы.

А.И. Шипицын и К.Н. Анисимов [61], опираясь на аэромагнитные и гравиметрические данные, намечают протяженную меридиональную полосу между $103^{\circ}30'$ и $104^{\circ}00'$ в.д., в пределах которой сосредоточены как большинство геофизических аномалий, так и преобладающая часть железорудных месторождений Ангаро-Илимского района. Эта



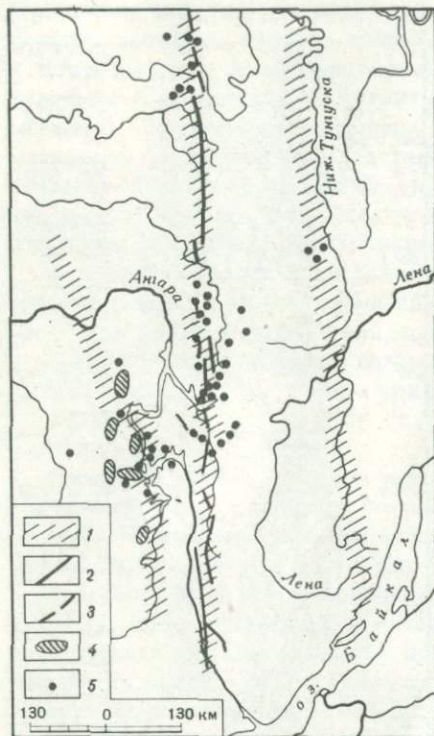


Рис. 2. Меридиональные структурные элементы Ангаро-Илимского рудного района (по схеме А.И. Шипицына и др. [61] с упрощением и добавлением)

1 — зоны скрытых нарушений; 2 — оси линейных магнитных аномалий; 3 — разломы, закартированные при геологических работах; 4 — поля развития трапов повышенной железистости и щелочности; 5 — железорудные месторождения

полоса рассматривается ими в качестве мощного глубинного разлома в кристаллическом фундаменте, протягивающегося на 1100—1200 км (рис. 2). Анализ гравитационных аномалий показывает, что разлом уходит на глубину 12—15 км. Судя по приведенным авторами геологическим данным, время заложения разлома докаледонское.

Далее на юг на территории МНР, по данным И.К. Волчанской, в интервале 102° — 104° в.д. наблюдается значительный изгиб всех структурных линий рельефа. Эта сквозная зона, названная упомянутым автором Центрально-

Монгольским сквозным поясом нарушений, разделяет области с различным типом рельефа и проявляется в геофизических признаках как ступень, вдоль которой мощность земной коры резко понижается с запада на восток. Вдоль нее проходит также граница повышенной сейсмичности, отличающей Западную Монголию. Центрально-Монгольский сквозной пояс нарушений является также границей, к западу от которой резко возрастает количество позднекайнозойских базальтоидов в Северной Монголии. Далее к югу от 30° параллели на западной окраине Южно-Китайской платформы в зоне 102° — 103° в.д. наблюдается ряд протяженных меридиональных разломов, а в обрамлении платформы мезозойские складчатые структуры также имеют меридиональное простирание.

Несмотря на различия между отдельными звеньями описываемой трансконтинентальной системы нарушений, ее единство и глубинную природу убедительно подтверждают приуроченные к ней узлы повышенной тектонической нарушенности, сопровождающиеся сложными магматическими комплексами. По составу, длительности и многофазности формирования эти комплексы отличаются от регионального фона магматизма. Большинство подобных узлов контролируют также интенсивное и длительное развитие гидротермальных процессов, в результате которых формируются крупные и сложные по составу рудные поля и месторождения. На площади подобных узлов отдельные

фрагменты скрытой меридиональной структуры проявлялись в виде локальных разломов и поясов даек. Магматизм узлов повышенной эндогенной активности в пределах описываемой трансконтинентальной системы нарушений наиболее энергично проявился в период позднепалеозойской—мезокайнозойской активизации, хотя первые его импульсы в отдельных случаях относятся к более ранним периодам, вплоть до раннего палеозоя.

Узлы повышенной эндогенной активности рассматриваемой трансконтинентальной структуры относятся к двум различным типам. Первый из них представлен интрузивными и вулканоплутоническими комплексами ультраосновного, щелочно-ультраосновного и основного, собственно щелочного состава. На участках пересечения описываемой структуры близкими к ней по природе широтными структурами упомянутые комплексы распространяются за ее пределы на восток.

Магматические комплексы второго типа представлены многофазными интрузивами преимущественно гранитоидного состава, отдельные фазы внедрения которых нередко значительно разобщены во времени. От регионально распространенных магматических проявлений близкого возраста их отличает длительность и многоэтапность формирования и богатство летучими компонентами. Проявлению гранитоидных фаз во всех случаях предшествовало внедрение или излияние основных или ультраосновных магм. Следует отметить, что размещение двух различных по составу и особенностям развития типов магматических комплексов не является прямым следствием их принадлежности к платформе или геосинклинально-складчатым поясам, а связано с определенным типом проницаемости земной коры, наибольшей в узлах формирования ультраосновных—щелочных и щелочных комплексов, возникающих из более глубинных источников.

Остановимся на кратком описании магматических комплексов, характеризующих рассматриваемую сквозную систему нарушений. На Восточно-Сибирской платформе к их числу относятся Маймеча-Котуйский и Ангаро-Илимский магматические узлы.

Маймеча-Котуйский район распространения ультраосновных щелочных пород на северо-западе Сибирской платформы занимает площадь около 30 тыс. км² к северу от 70° с.ш. между 100° и 105° в.д. и приурочены к сочленению Анабарской антеклизы, Тунгусской синеклизы и Хатангской впадины. Почти все сложные интрузивные комплексы приурочены к пересечениям субширотных и субмеридиональных региональных разломов. По данным Е.Л. Бутаковой, Л.С. Егорова, В.И. Гоньшаковой и др., проводивших исследования в шестидесятые годы, магматическая деятельность в Маймеча-Котуйском районе проявилась в конце перми и продолжалась в раннем триасе. В составе вулканогенной толщи выделено пять свит (снизу вверх): свита туфогенных пород основного состава; фациально замещающая ее свита щелочных базальтоидов; свита базальтов; свита щелочных базальтоидов; трахибазальтов, андезитов, меймечитов. Лавы сопровождаются генетически связанными с ними дайками близкого состава.

Первая и третья из перечисленных свит аналогичны по составу

траппам, широко развитым на Сибирской платформе, за пределами Маймеча-Котуйской провинции. Многофазные интрузивные комплексы центрального типа формировались после завершения эффузивной деятельности. Наиболее ранние внедрения представлены дунитами, рудными пироксенитами и перидотитами, которые последовательно сменялись более щелочными ультраосновными породами. На завершающей стадии произошло внедрение щелочных магм с образованием ийолитов и нефелиновых сиенитов, сменившихся карбонатитами. С Гулинским интрузивным комплексом Маймеча-Котуйского узла связано месторождение флогопита. Согласно существующим представлениям, исходной магмой описанных комплексов был глубинный щелочно-ультраосновной расплав, испытавший в дальнейшем сложную дифференциацию. Проникновению этого расплава к поверхности способствовало положение узла на интенсивно нарушенной активной окраине платформы.

Отдельные выходы щелочных интрузивных пород прослеживаются вдоль 102° в.д. на юг до 69° с.ш., а вдоль 103° в.д. к северу от этой параллели прослеживается ряд меридионально вытянутых изолированных выходов позднепротерозойских сиенит-долеритов. Далее к югу от 60° с.ш. в зоне 100-го меридиана среди пермо-триасовых вулканогенных отложений установлен выступ пород докембрия, так называемый Чадобецкий массив. В 1955 г. Н.С. Зайцев и В.В. Ляхович в пределах этого массива установили сеть тонких пологопадающих жил, пластовых залежей и реже крутопадающих даек, сложенных биотитовыми перидотитами и меймечитами. Возраст их условно принимается позднепротерозойским.

К комплексам, проявленным на платформе, относится также магматический узел Ангаро-Илимского железорудного района. Рудные месторождения образуют меридионально вытянутую цепочку в зоне 103—104° в.д. вдоль установленного А.И. Шипицыным и К.Н. Анисимовым скрытого меридионального разлома (см. рис. 2). К этой зоне приурочена того же простирания полоса изолированных выходов траппов повышенной железистости и щелочности. Траппы Ангаро-Илимского района относятся к так называемому кузьмовскому комплексу, выделенному в 1960 г. М.Л. Лурье и др. и обладающему повышенным по отношению к среднему составу траппов содержанием щелочей, особенно калия, повышенной железистостью и богатством летучими компонентами. Первая разгрузка магматических очагов сопровождалась образованием силлов и трубок взрыва, в дальнейшем образовались разнообразные интрузии: сильно обогащенные железом габбро-долериты, переходящие в феррогаббро, или обогащенные кремнеземом и щелочами — щелочные габбро-долериты. Широко развиты пегматоидные разности щелочных долеритов. Наиболее поздними проявлениями магматизма явились покровные микродолериты посленижнеюрского возраста. Все крупные месторождения железных руд приурочены к вулканическим аппаратам и вулканотектоническим структурам, для части их установлено двустадийное формирование. Разрыв в возрасте руд и траппов достигает нескольких десятков и даже сотен миллионов лет, так как оруденение накладыв-

вается на юрские образования. Железные руды имеют гидротермально-метасоматическое происхождение. Большинство исследователей связывают их образование с высокотемпературными рудоносными флюидами, поступающими из глубин земли в юрское время. Вместе с тем эндогенная активность в этом узле была значительно более длительной, так как гидротермальная деятельность на железорудных месторождениях, как показал В.А. Вахрушев (1979), накладывалась на продукты мел—палеогенового выветривания.

Таким образом, магматизм узлов, отмечающих на платформе положение сквозной структуры в интервале от сотого до сто пятого меридиана, отличается от регионально развитых траппов нормального ряда более высокой основностью и щелочностью. Для них характерна многофазность и длительность развития с переходом на поздних этапах формирования к основным породам повышенной щелочности или собственно щелочным породам. Вместе с тем в Ангаро-Илимском рудном районе на заключительном этапе магматической деятельности изливались микродолериты нормальной щелочности.

Все описанные аномальные магматические узлы и сопровождающая их эндогенная минерализация возникли преимущественно в процессе пермо-триасовой активизации Сибирской платформы, хотя на отдельных участках процесс этот был более длительным. Вместе с тем, как видно на рис. 1, магматические комплексы щелочно-основного состава не являются специфической принадлежностью платформ, а возникают в орогенных условиях и в пределах геосинклинально-складчатых поясов, в узлах повышенной тектонической нарушенности. Таков, например, магматический комплекс Мушугай-Худук на территории Монголии, описанный в 1976 г. В.А. Баскиной, И.К. Волчанской и др. Он расположен в области варисцийской складчатости по ее границе с каледонским складчатым поясом. Строение узла отличается интенсивной тектонической нарушенностью. На этом участке пересекаются меридиональный Центрально-Монгольский сквозной пояс нарушений, широтный Главный монгольский линеамент также сквозного типа и протяженные северо-восточный и северо-западный линеаменты.

По широтному сквозному линеаменту на этом участке, по данным О.Д. Суетенко, отложения силура—раннего девона надвинуты на терригенно-эффузивные образования позднего девона—раннего карбона. Выше залегают грубообломочные образования и кремнекислые эффузивы пермского возраста, приуроченные к широтно ориентированному грабену. Щелочно-основной магматический комплекс образовался в связи с мезозойской активизацией за период от средней юры до позднего мела в результате последовательного формирования от щелочных трахитов, сиенитов и бостонитов, через нефелиновые и лейцитовые базальты к трахитам, нефелиновым и щелочным сиенитам, наконец, к более кремнекислым щелочным породам — трахириолитам и ультракалийевым риолитам. На завершающей стадии в раннем мелу вновь возникли щелочные базальты.

С описанным магматическим комплексом связано апатит-титаномагнетитовое и целестин-флюорит-редкоземельное оруденение Му-

шугай-Худука. К послерудному этапу магматизма относятся извержения оливиновых, высокоглиноземистых базальтов поздне мелового возраста. Наконец, уже в кайнозойское время к северу от рудного узла образовался меридиональный пояс кайнозойских базальтов.

Как магматические комплексы, так и оруденение типа Мушугай-Худука за пределами рассматриваемой меридиональной зоны на территории МНР отсутствуют.

Наряду с щелочными, щелочно-основными и ультраосновными магматическими образованиями, приуроченными к узлам, в пределах рассматриваемой сквозной, трансконтинентальной системы нарушений присутствуют и магматические комплексы иного типа, в составе которых главная роль принадлежит многофазным гранитоидным интрузивам. Эти комплексы расположены как в пределах активизированных платформ, так и в областях завершённой складчатости и отличаются от регионально развитых магматических образований длительностью и многофазностью формирования, к наиболее ранним этапам которого относится внедрение или излияние основных магм. К магматическим комплексам щелочно-основного и ультраосновного состава тяготеют месторождения железа, фтора, редких земель, а к комплексам второго типа — преимущественно месторождения литофильного профиля. Так, в Забайкалье в пределах описываемой системы нарушений расположен сложный магматический комплекс и связанное с ним месторождение вольфрама Джидда. Эти образования приурочены к каледонским складчатым сооружениям, активизированным поздневарисийскими и киммерийскими движениями.

По данным изучавших этот узел геологов, в основании разреза здесь залегает толща метаморфизованных диабазов, спилитов и порфиритов кембрийского возраста, расслоенная межпластовыми залежами ультраосновных и основных пород. Вулканогенная толща прорвана каледонскими гранитоидами, не сопровождающимися рудной минерализацией. Магматическая деятельность возобновилась в юре в момент внедрения лейкократовых, богатых калием гранит-порфиритов, с которыми во времени и пространстве связано продуктивное оруденение. Гранит-порфириты образуют цепочки северо-западного простирания. Месторождение формировалось в несколько стадий. Более ранней была молибденовая минерализация, тесно связанная с гранит-порфиритами, более поздней — вольфрамовая, которая отделена от молибденовой внедрением даек.

Магматический комплекс крупного оловорудного района Гэцзю в Китае расположен в краевой части Южно-Китайской платформы [12]. Наиболее ранними магматическими проявлениями в его пределах являются отдельные изолированные выходы пермо-триасовых базальтов, образующих к северу от этого района обширное меридионально вытянутое поле. Вслед за этим, уже в меловое время произошло внедрение двуслюдяных гранитов, отличающихся повышенной кремнекислотностью и щелочностью. Эти граниты пересечены дайками гранитоидов, состоящих в основном из полевого шпата и почти лишенных кварца, и дайками аллитов и пегматитов. Наиболее поздними являются дайки лампрофиров и порфиритов.

Все вышесказанное относительно магматических узлов, приуроченных к рассматриваемой трансконтинентальной системе нарушений, позволяет сделать главный вывод о том, что размещение двух резко различных по своему составу и типу развития магматических комплексов не является прямым следствием их приуроченности к платформам или геосинклинально-складчатым поясам. Эти различия, видимо, обусловлены типом проницаемости земной коры, которая была особенно высока на таких участках, как Маймеча-Котуйский район или район месторождения Мушугай-Худук. Наконец, вне зависимости от типа магматических комплексов их характеризует аномальный по отношению к региональному фону состав и появление основных расплавов как на ранней, так и на заключительной стадии формирования.

Большинство подобных узлов сопровождается значительными по масштабам рудными проявлениями. Среди них следует отметить железорудный Ангаро-Илимский узел, месторождение вольфрама и молибдена Джидда и крупный оловорудный узел Гэцзю. Группа оловянных месторождений расположена в пределах рассмотренной сквозной структуры и южнее на п-ове Малакка.

Характеризуя сквозную систему нарушений 100—105° в.д. в целом, следует еще раз подчеркнуть следующие ее типичные для подобных трансрегиональных структур особенности: 1) проявление по морфоструктурным признакам в качестве единого целого; 2) проявление в геологических признаках фрагментарно (линейное расположение участков резких изгибов разновозрастных складчатых систем и границ платформы; отдельные, в различной мере протяженные разломы, устанавливаемые как по геологическим, так и по геофизическим признакам); 3) дискретное расположение сложных магматических комплексов, аномальных по ряду признаков по сравнению с регионально развитыми магматическими формациями; 4) приуроченность к этой системе отдельных крупных узлов.

Таким образом, на примере меридиональной зоны 100—105° в.д. были рассмотрены некоторые общие особенности, характеризующие трансконтинентальные сквозные системы нарушений. В последующих главах более детально рассмотрены отдельные региональные звенья подобных структур.

Глава III

РЕГЕНЕРАЦИЯ СКВОЗНЫХ СТРУКТУР СРЕДНЕЙ АЗИИ

Выявление и изучение сквозных зон нарушений и их роли в размещении эндогенного оруденения Средней Азии, сформированного в варисийскую и раннемезозойскую эпохи орогенеза и тектоно-магматической активизации, проводилось совместно с коллективами геологов САИГИМС и Таджикского геологического управления, начиная с 1977 г. В процессе этих работ в ИГЕМ были составлены мелко-масштабные морфоструктурные карты Средней Азии и среднемасштабные карты Таджикистана по разработанной ранее методике. Они помогли обнаружить значительное количество линейных и кольцевых структур, в том числе контролирующих положение большинства известных месторождений и рудных районов этого региона.

Были уточнены параметры и положение многих так называемых анти Тянь-шаньских (северо-западных и северо-восточных) структур, которые выявлены морфоструктурным анализом и отчетливо дешифрируются на среднемасштабных космических снимках и монтажах аэрофотосъемок.

Что касается меридиональных дислокаций, принадлежащих к скрытому, сквозному типу, то их неотектоническая активность в качестве поперечных поднятий была давно известна по результатам геоморфологических, сейсмических и других геофизических исследований [59], но они ускользали от внимания геологов-съемщиков и проявление их в структурах палеозойского комплекса оставалось неизученным.

Задачей настоящего раздела является выявление закономерностей проявления сквозных систем нарушений в новейшем структурном плане региона, их выраженность в рельефе и на космических снимках, а также рассмотрение вопроса, в какой мере эти структуры являются "новейшими". Проведенные совместно с коллективами среднеазиатских геологов исследования [35] установили регенерацию сквозных структур Средней Азии в новейшую эпоху горообразования и существенную роль их в качестве магмо- и рудоконтролирующих структур в период поздневарисийской тектоно-магматической активизации. Эта задача определила и построение настоящей главы, в первых разделах которой рассматриваются морфоструктурные особенности гор Средней Азии и характер проявлений сквозных зон нарушений в неотектонике и сейсмогеофизике, а в последующих — особенности их развития на различных этапах орогенной тектоно-магматической активизации и влияние на металлогеническую зональность и концентрацию оруденения. Рассмотрены особенности проявления этих зон в структурах рудных полей и месторождений.

В первой части главы рассматривается территория Северного и Южного Тянь-Шаня и Памира. Во второй части главы для историко-генетического анализа использован в основном материал по Южному Тянь-Шаню, где проводились более детальные металлогенические,

морфоструктурные и тектоно-магматические исследования. Первая часть главы написана И.К. Волчанской и Е.Н. Сапожниковой, исключая раздел об особенностях сквозных структур Юго-Западного Тянь-Шаня, автором которого является Н.В. Виноградов. Вторая часть составлена всеми тремя авторами совместно.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Методика исследования

Специализированный метод морфоструктурного анализа опирается на учение о морфоструктурах как основных тектонически обусловленных формах рельефа, образующихся в течение геоморфологического этапа развития Земли (И.П. Герасимов, С.К. Горелов, С.С. Коржув, Ю.А. Мещеряков и др.). Классификации морфоструктур базируются прежде всего на общепринятых тектонических классификациях структур земной коры. В то же время применение морфоструктурного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях требует разработки методики выявления структурного каркаса территории, в том числе сводово-блоковых и очаговых структур орогенных этапов развития и тектоно-магматической активизации, а также более глубоких сквозных систем дислокаций, охватывающих как платформенные, так и складчатые области. Морфоструктурный анализ успешно применяется для выявления всех перечисленных структурных элементов как в платформенных, так и в орогенных областях.

Составление обзорной морфоструктурной карты Средней Азии проведено на основе топографических и космических снимков. Топографические карты имеют преимущество перед аэро- и космическими снимками, так как, обладая известной обзорностью, содержат не только морфологическую, но и морфометрическую характеристику рельефа. Последняя в значительной мере генетически связана с физическими полями Земли, поскольку высоты рельефа хорошо коррелируются с гравиметрическими данными. Следовательно, эта характеристика имеет большое значение при структурных реконструкциях.

Морфоструктурный анализ проводится для указанных целей в следующей последовательности:

- 1) снятие с топографических карт и других разномасштабных изображений земной поверхности наиболее информативных структурных показателей рельефа по морфологическим и морфометрическим данным;
- 2) генерализация этих данных и выявление главных морфоструктурных элементов в региональном масштабе;
- 3) сопоставление полученных данных с геологическими, магматическими и металлогеническими данными и на основе совокупного анализа выявление рудолокализирующих и рудоконцентрирующих структур (по М.А. Фаворской и И.Н. Томсону). Выявление типоморфных структурно-геоморфологических признаков этих структур и общих морфоструктурных особенностей размещения оруденения.

Выявление по совокупности структурно-геоморфологических данных аналогов рудоконцентрирующих структур и узлов.

К структурным показателям рельефа относятся: а) линейные элементы разного масштаба (от мелкой трещиноватости до крупнейших линеаментов); б) распределение абсолютных высот рельефа (поле высот); осредненные значения высот, преобладающих в пределах каждого блока, названы фоновыми высотами; в) характер и степень расчлененности рельефа.

В совокупности эти показатели помогают устанавливать морфоструктуры различного типа — линейные и объемно-площадные (блоковые или кольцевые).

Линейные морфоструктуры представляют собой линеаменты, выраженные прямолинейными формами рельефа (долинами рек, уступами на склонах хребтов, ориентированными грядами и возвышенностями и прочее), и могут достигать по длине нескольких десятков и сотен километров при ширине 1—2 км. Обычно они хорошо сопоставляются с зонами разломов различного типа, в том числе глубинными.

Кольцевыми морфоструктурами называются различные по масштабам формы рельефа и их совокупности, обладающие признаками центральной симметрии (радиально-концентрическим распределением структурных показателей рельефа) и имеющие круговые очертания. В областях тектоно-магматической активизации наиболее широко распространены сводовые поднятия (поперечником более 100 км) и прочие кольцевые морфоструктуры, поперечник которых обычно меньше 100 км. Среди последних различаются простые куполовидные и сложные, имеющие кольцевое горное обрамление, а в центре — либо куполовидное поднятие, либо опускание.

Наряду с выявлением генерального морфоструктурного плана рельефа и роли в нем линейных и объемно-площадных морфоструктур, особое место в комплексных исследованиях занимает изучение сквозных и скрытых глубинных зон, которые обнаруживаются по ряду геоморфологических аномалий. Эти глубинные зоны определяются следующими признаками:

1) линейно ориентированные аномалии в распределении фоновых высот рельефа (цепочки максимумов или минимумов высот рельефа, цепочки депрессий, чередование максимумов и минимумов высот);

2) линейно ориентированные отклонения в системах линеаментов (изгибания продольных, ограничивающих морфоструктуры линеаментов), резкие азимутальные изменения в простирации элементов господствующего морфоструктурного плана, зоны торцового сочленения и окончания морфообразующих систем и отдельных морфоструктур (хребтов, долин, горных цепей и т.п.);

3) наличие поперечных к господствующей ориентировке хребтов, речных долин и прочих форм рельефа);

4) сложная внутренняя блоковая расчлененность, наличие кольцевых морфоструктур в виде ориентированных цепочек;

5) одним из признаков сквозных зон является их секущее положение по отношению к основным и сопряженным с ними структурным элементам. Как правило, основные структуры наилучшим образом

выражены в рельефе. Поперечные к ним линеаменты мы называем сопряженными, а линеаменты других направлений — секущими.

Выделено несколько типов сквозных зон по особенностям геотектонических деформаций, свидетельствующих о горизонтальных и вертикальных движениях глубинных масс. Это зоны прогибания, поворота и смещения главных морфоструктурных элементов, зоны сквозных относительных минимумов или максимумов горного рельефа.

Морфоструктурная карта востока Средней Азии и особенности выражения сквозных зон в рельефе

В основу составления морфоструктурной карты востока Средней Азии 1:2 500 000 масштаба (рис. 3., см. вкл.) был положен принцип выделения морфоструктур разного порядка. Отсюда и линеаменты, ограничивающие морфоструктуры, делятся на три порядка. Кроме того, выделены круговые морфоструктуры. Среди них крупнейшие круговые образования диаметром около 500 км (Иссык-Кульская, Кетменьская, Ташкентская, Северо-Памирская), средние и более мелкие кольцевые морфоструктуры диаметром около 300 км и менее 100 км.

В результате проведенного анализа рельефа территории Средней Азии были выделены основные морфоструктурные зоны и ограничивающие их линеаменты. Морфоструктурные зоны представляют собой чередование хребтов (поднятий) и межгорных впадин (депресссионных зон). В целом эти зоны соответствуют структурно-формационным зонам и являются продольными по отношению к простиранию горноскладчатых систем. Линеаменты второго и третьего порядка расчленяют морфоструктурные зоны на ряд подзон и блоков. Простирание основных морфоструктурных зон неоднозначно. Так, на востоке территории (Восточно-Киргизский мегаблок) элементы основного структурного плана имеют восток-северо-восточное и близширотное простирание. Западнее Талассо-Ферганского глубинного разлома продольные зоны приобретают северо-восточное простирание.

Приблизительно по широте 40° проходит линия, которая разделяет территорию на крупные мегаблоки: Северный, имеющий доминирующий северо-восточный и северо-западный планы основных структурных элементов, и Южный — с преимущественно широтным простиранием главнейших структур.

По меридиану 68° Северный мегаблок распадается на Западный (Кызылкумский) с северо-западным простиранием основных структурных элементов и Восточный (Курамино-Ферганский) блоки с северо-восточным простиранием главнейших элементов.

Кызылкумский блок представляет собой поднятие, вытянутое в северо-западном направлении. В центральной части этого поднятия проходит депрессионная зона того же простирания. Кызылкумское поднятие состоит из серии сложно построенных сводов, отделенных друг от друга поперечными прогибами северо-западного и широтного простирания (см. рис. 3).

Курамино-Ферганский блок состоит из двух блоков более высокого порядка. Это Чаткало-Кураминское поднятие, состоящее из серии

северо-восточных поднятых блоков, разделенных крупными долинами (Пскем, Чаткал, Ангрэн). Северо-восточные структуры как бы спаяны воедино крупной (d около 500 км) Ташкентской кольцевой морфоструктурой.

С юго-востока к Чаткало-Кураминскому поднятию примыкает опущенный блок Ферганской впадины. Блок и осложняющие его элементы имеют северо-восточное простирание.

Южный мегаблок распадается на два крупных блока, граница между которыми проходит по долинам рек Сурхандарья и Вахш и Алайской долине. В более северном блоке преобладают широтные и северо-восточные структуры, в южном — дуговой план структурных элементов (Памир, Дарваз, Таджикская депрессия).

Выделенные морфоструктуры первого порядка по своему простиранию неоднородны и меняют азимут, что связано с наличием поперечных зон скрытого типа. Последние хорошо дешифрируются и выражены в рельефе в виде депрессионных зон и уступов. По ним наблюдаются, как правило, значительные перепады максимальных и фоновых отметок высот разграничиваемых ими блоков. Таким образом, они представляют собой гипсометрические ступени.

Эти поперечные зоны в различных частях территории имеют различное простирание. Так, на большей части Восточно-Киргизского мегаблока они северо-западного простирания и по ним происходит как бы ступенчатое погружение структур с северо-востока на юго-запад. В пределах Чаткало-Кураминской области (или блока) северо-западные поперечные зоны приобретают северо-северо-западное простирание. На крайнем западе описываемой территории поперечные зоны имеют северо-восточное простирание, так как продольные зоны здесь северо-западного простирания.

В пределах Южного мегаблока поперечные структуры имеют северо-западное простирание и большая часть из них представляет собой гипсометрические ступени, которые вычленяют поперечные относительно поднятые и опущенные блоки.

Проявление сквозных зон в рельефе и неотектонике и их геофизическая характеристика

Северный Тянь-Шань

Анализ распределения генерального плана структурных элементов востока Средней Азии позволил выявить аномальные участки в простирании морфоструктурных зон. Исследование аномалий простираний, изменений структурного плана привело нас к выделению довольно густой сети линеаментов, имеющих сквозной характер по отношению к основному структурному плану. Сквозные линеаменты представляют собой преимущественно ортогональную систему. В отличие от описанных выше поперечных структур сквозные зоны слабее выражены в неотектонике и выявляются главным образом как аномалии структурного плана (см. рис. 3).

Меридиональные зоны. Наиболее ярко проявлены в рельефе как зоны стыка и резкого изменения простирания элементов основного

структурного плана Сарыджазская (XVII) и Актюз-Нарынская (XI) меридиональные сквозные зоны. Обе они имеют сходные морфологические черты — проявлены как линейные депрессионные зоны, ограничивают с запада и востока Иссык-Кульский свод. Сарыджазская зона разграничивает Иссык-Кульский и Кетменьский своды. На Актюз-Нарынской зоне оканчиваются хребты широтного (Киргизский, Дуумгат-Тоо, Молдо-Тоо) и северо-западного (горы Кендыктас) простираения. К востоку от этой меридиональной зоны главнейшие элементы структуры приобретают северо-восточное (хребты Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау) или юго-восточное (хребты Терсей-Алатау, Джетим-Бель и др.) простираение. Карабалта-Макмальская (XIII) зона также довольно ярко проявлена в структурном плане территории. Широтные линеаменты, ограничивающие с севера и юга хребты Киргизский и Молдо-Тоо, резко смещены при пересечении с этой сквозной зоной, а линеамент Таласо-Ферганского разлома на сквозной зоне испытывает резкие азимутальные изменения. Здесь же резко обрываются восток-северо-восточные линеаменты, расчленяющие Восточно-Киргизский мегаблок.

Далее на запад подобное выражение имеет Чаткал-Западно-Памирская (XI) зона, к которой приурочена целая серия изгибов линеаментов первого порядка. Это резкое изгибание дуги Гунт-Аличурского линеамента на Памире, резкий изгиб к северу Заалайского хребта и сужение Алайской долины, обрыв и изгибание ряда северо-восточных линеаментов в пределах Ферганского блока и, наконец, резкий стык линеаментов, ограничивающих Чаткальский и Атойнокский хребты, изгиб Таласского хребта.

Меридиональная зона IX (Каратау-Дарвазская) наиболее отчетливо проявлена в северной части территории как зона стыка северо-западных и северо-восточных линеаментов основного структурного плана: северо-западные структуры Каратауского хребта притыкаются к хребту Карджантау северо-восточного простираения и Таласскому хребту.

По меридиональной зоне VII (Ташкентской) в Северном мегаблоке происходит резкое погружение Чаткало-Кураминского поднятия, и фактически зона на этом отрезке представляет собой гипсометрическую ступень. В Южном мегаблоке по зоне VII нарушено простираение широтных морфоструктур вдающейся с севера Ура-Тюбинской впадиной, а более южные широтные морфоструктуры здесь резко сужаются.

Динау-Чардаринская зона (V), как сказано выше, разделяет Северный мегаблок на Кызылкумский и Курамино-Ферганский. По этой зоне происходит смена простираений главнейших структур северо-восточного на северо-западное. В Южном мегаблоке по этой меридиональной зоне происходит резкое изменение основного структурного плана с широтного (Гиссарский хребет) на северо-восточное (хр. Чакчар).

Широтные зоны. Поскольку генеральный план Тянь-Шаня определяется широтными структурами, сквозной характер широтные зоны здесь приобретают лишь на отдельных участках, когда пересекают

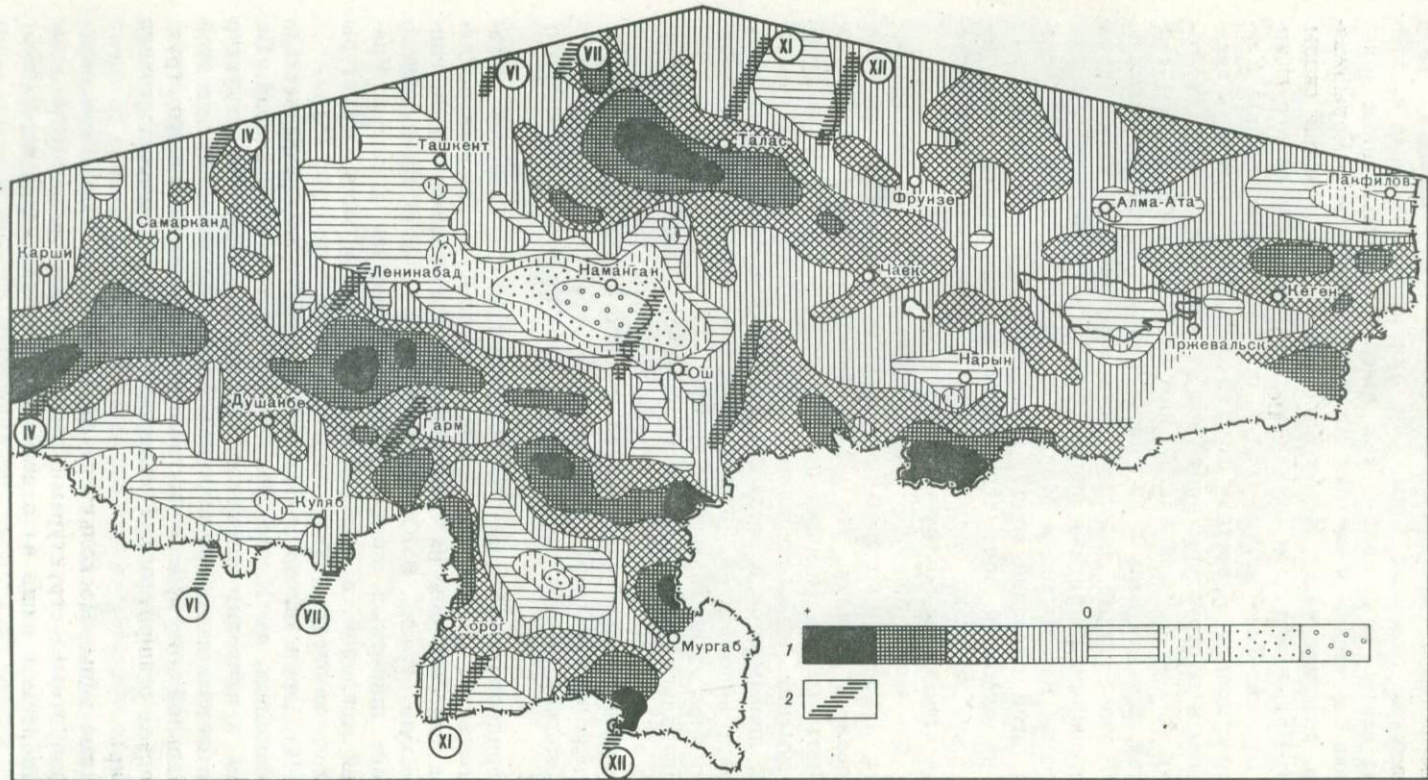


Рис. 4. Схема остаточных изостатических аномалий по [4]

1 — шкала интенсивности аномалий; 2 — сквозные зоны, выделенные по данным морфоструктурного анализа

блоки с преобладанием структур северо-восточного и северо-западного или дугового плана. В связи с этим остановимся подробнее лишь на тех широтных структурах, которые служат границами крупных блоков. Как уже отмечалось, это широтная зона 40° (зона 7), разделяющая два крупнейших мегаблока, зона 9, вычленяющая Таджикскую депрессию и продолжающаяся в пределах Памира как Сарезско-Мургабская зона [35]. Очень крупной зоной "стыкового" характера является Минбулак-Модалы-Токтогульская (зона 4), к которой приурочены изгибы продольных линеаментов и крупные впадины (Минбулакская, Модалы, Токтогульская и ряд других), а также значительные изменения структурного плана в пределах мегаблоков. Так, Кызылкумский блок претерпевает при пересечении этой зоны серьезные изменения структурного плана: к югу от зоны 4 преобладают структуры северо-восточного простирания, к северу — восток-северо-восточные (см. рис. 3).

Геофизическая характеристика некоторых сквозных зон. Описанные выше и наиболее ярко проявленные в структурном плане территории сквозные зоны отчетливо выражены и в геофизических полях. Рассмотрим в качестве примера выраженность в геофизических полях некоторых меридиональных структур Северного Тянь-Шаня. Многие из выделенных нами по рельефу меридиональных зон совпадают с таковыми, описанными М.А. Фаворской и др. [57], но являются значительно более узкими. Они, как правило, совпадают с одной из границ широких зон М.А. Фаворской и др. [57, с. 94]. Так, зона Карабалта-Макмальская (XIII) трассируется сгущением локальных максимумов и минимумов магнитного поля [57, с. 92]. Зона XV (Актюз-Нарынская) прослеживается по границе разнохарактерного магнитного поля: к западу от зоны наблюдается однородное поле, к востоку — резко контрастное, интенсивно расчлененное.

Сарыджазская (XVII) зона проходит в северной половине (до широты г. Пржевальска) по локальным максимумам. В южной части она представляет собой "коридор" пониженного значения отрицательных аномалий магнитного поля.

В гравитационном поле наиболее отчетливо выражена Карабалта-Макмальская зона (XIII) в виде цепочки локальных интенсивных максимумов, а в региональном гравитационном поле она фиксирована интенсивной гравитационной ступенью меридионального простирания.

Актюз-Нарынская зона (XV) почти на всем своем протяжении является меридиональной границей между относительно спокойным гравитационным полем в западной части и интенсивно возмущенным — в восточной.

Другие меридиональные зоны в Киргизском секторе Тянь-Шаня прослеживаются в гравитационном и магнитном полях по цепочкам изгибов аномалий.

Ряд меридиональных зон в западном секторе описываемой территории может быть прослежен (рис. 4, по М.Е. Артемьеву). Зона XIII прослеживается по меридиональным границам резко контрастных

полей, по цепочкам максимумов и изгибам границ полей остаточных изостатических аномалий. На этой же схеме можно проследить зоны XI, VII и VI, в основном по цепочкам изгибов границ полей изостатических аномалий.

Южный Тянь-Шань

Детальный морфоструктурный анализ Гиссаро-Алайской области Южного Тянь-Шаня проводится в границах Таджикистана, охватывающих широтно ориентированные Туркестанский, Зеравшанский и часть Гиссарского хребта, а также Матчинский горный узел, в пределах которого оканчиваются первые два хребта, а горная система Тянь-Шаня продолжается далее на восток в виде мощного и сложно построенного Алайского хребта. Расположенный южнее Каратегинский хребет резко меняет свое простираие, окаймляя с юга Матчинский горный узел. Системы хребтов разделены тектоническими долинами рек Зеравшана, Ягноба, Майхуры, Кафирнигана и др. Таджикская депрессия и тектонические долины Вахша и Сурхоба ограничивают с юга горную систему Тянь-Шаня. Каждый из отмеченных выше хребтов имеет свой морфологический облик, характеризуется определенными закономерностями в размещении поля высот и другими особенностями рельефа, совокупность которых дает основания для выделения этих систем хребтов в самостоятельные морфоструктурные зоны.

Каждая из этих зон, по О.К. Чедия, отличается морфологией и стилем неотектонических деформаций. Они непосредственно обусловлены особенностями геологического строения соответствующих структурно-формационных зон, а альпийская тектоника в ряде случаев обновила многие черты структурного плана, сформированного на поздневарисцийском этапе развития. Так, О.К. Чедия выделяет для рассматриваемой Гиссаро-Алайской области устойчивых неотектонических поднятий две зоны: Туркестано-Алайскую и Зеравшано-Гиссарскую. Первая представляет собой горст-антиклинальное поднятие, усложненное разрывами, и имеет складчато-глыбовую неоструктуру, вторая характеризуется чешуйчато-надвиговыми неоструктурами, которые в различной мере повторяют сложные покровно-складчатые структуры варисцид этой зоны, детально описанные М.М. Кухтиковым и другими исследователями.

По нашим исследованиям, зона Туркестанского хребта представляет собой мало дифференцированное складчато-блоковое поднятие, сформированное преимущественно на силурийских терригенных образованиях. Хребет имеет монотонно повышающийся с запада на восток (от 3,3 до 4,8 км) водораздельный гребень и слабо выраженную поперечную блоковую неоднородность. Границы разновысотных блоков представлены сквозными зонами нарушений.

Детальные морфоструктурные исследования позволяют подразделить Зеравшано-Гиссарскую зону на две подзоны — собственно Зеравшано-Гиссарскую и Южно-Гиссарскую, граница между которыми проходит по внутригорным депрессиям, занятым долинами рек Май-

хура, Зидды, и далее на восток по линеamentу Гиссаро-Каратегинского разлома, ограничивающего с юга максимальный водораздельный уровень Зеравшанского и Каратегинского хребтов. Расчленение рельефа на продольные морфометрические уровни позволяет выделить и другие продольные зоны низкого порядка, которые в большинстве своем ограничены протяженными линеamentами, совпадающими в значительной мере с крупнейшими зонами разломов: Зеравшанским, Каторским, Дукдонским, Сеёро-Гиссарским и др. (рис. 5 см. вкл.).

Наиболее сложен морфоструктурный рисунок продольного расчленения Зеравшано-Гиссарской подзоны, в которой преобладают чешуйчато-надвиговые морфоструктуры, выраженные фестончатыми изгибами долин и уступов рельефа и соответствующим плановым рисунком крупнейших продольных линеamentов, которыми они расчленяются.

Зеравшано-Гиссарская подзона расчленяется на отдельные блоки, включающие Зеравшанский хребет и главный водораздел Гиссарского хребта. Они представляют собой области наиболее интенсивных неотектонических поднятий с высотами хребтов до 4,5—5,6 км (Фанский горный узел, верховья р. Ягноб и др.). Эти блоки имеют очень сложное строение с резко дифференцированным рельефом сланцевых и известковых гор, обилием разрывных, надвиговых зон, сложной блокировкой продольных ярусов рельефа. В ряде случаев отмечаются кольцевые и полукольцевые морфоструктуры, часть которых могла быть образована за счет перемещенных шарьяжных пластин, что особенно характерно для рельефа известково-сланцевых толщ.

Южно-Гиссарская зона характеризуется умеренными неотектоническими поднятиями с преобладанием кольцевых морфоструктур, сформированных на поздневарисцийских вулканогенных и интрузивных образованиях. Зоны и подзоны разделяются протяженными широкими линеamentами.

Таджикская депрессия характеризуется относительно простой складчато-блоковой структурой хребтов, подчиненных субмеридиональному в южной и северо-восточному плану в северной части. Отчетливо выражены разломы, ограничивающие хребты и создающие основу структурного плана рельефа.

Блоки относительно пониженного, депрессионного рельефа расположены по обрамлению межгорных и внутригорных впадин и также отличаются очень сложной морфологией и высокой интенсивностью расчленения. Эти блоки формируются на дислоцированных отложениях позднемезозойского и кайнозойского возраста и закономерно вписываются в общую картину продольной морфоструктурной зональности рельефа (см. рис. 5).

Наиболее крупные депрессионные зоны с блоками относительно пониженного горного рельефа на мезозойских отложениях, высоты которых обычно не превышают 2,8—3,2 км, распространены вдоль тектонических депрессий, занятых долинами Зеравшана, Магияна, Фандарьи, а также вдоль северного фаса Гиссарского хребта, в бассейне р. Каратаг и в южной части области по обрамлению Южно-Гиссарской зоны.

Отмечается также очень существенная продольная неоднородность рассмотренных морфоструктурных зон в направлении с запада на восток. Наблюдается ступенчатое увеличение в целом поля высот главных водораздельных хребтов, увеличение площади массивного высокогорного рельефа, сокращение площади тектонических депрессий, разделяющих хребты, смена некоторых генеральных направлений морфоструктурообразующих линеаментов и другие признаки, которые позволяют наметить поперечные мегаблоки: Западный, Центральный и Восточный, разделенные наиболее ярко выраженными сквозными меридиональными зонами: Арчамайданской III, Фандарьинской V и зоной IX, ограничивающей наиболее высокогорную часть рассматриваемой области (см. рис. 5).

Отчетливо проявлены также диагональные северо-западные и северо-восточные сквозные и блокоограничивающие системы линеаментов, значение которых и характер выраженности существенно меняются в разных частях продольных морфоструктурных зон и отдельных мегаблоков. Как правило, они выражены линейно ориентированными формами рельефа: тектоническими долинами рек, водораздельными гребнями, седловинами, поперечными уступами на склонах хребтов и др. Наряду с этим отмечаются и аномалии более крупного масштаба вдоль меридиональных сквозных зон, свидетельствующие о более глубокой природе последних, нежели широтных линеаментов, ограничивающих морфоструктурные зоны. К числу таких аномалий мы относим смещения границ продольных зон или их резкие ундуляции. Например, смещения зоны Зеравшанского разлома при пересечении с меридиональной сквозной системой нарушений, проходящей по долине р. Арчамайдансай (см. рис. 5, VII), или резкий изгиб той же зоны при пересечении с субмеридиональной структурой долины р. Сорбо (см. рис. 5, IX).

Среди диагональных сквозных нарушений наиболее крупными являются северо-западные — Джилао-Тарорская, Ханака-Куликалонская, Варзоб-Кафирниганская и северо-восточные — Казнокская, Искандеркульская, Каратаг-Уштургарданская, Варзоб-Посрудская и др.

Джилао-Тарорская структура прослеживается через весь Западный мегаблок от Пенджикента до верховий Арчамайдансай и далее через Гиссарский хребет до р. Ханака. В пределах Зеравшанского хребта системы разломов этого пояса ограничивают поперечное горстовое неотектоническое поднятие с фоновыми высотами до 4 км (см. рис. 5).

Искандеркульская структура наиболее хорошо выражена на участке от Кончоча до Джижикрута, в ее систему входят бортовые неотектонические разломы долины р. Искандердаря, более фрагментарно зона намечается в юго-западном от Кончоча направлении и к северо-востоку от Джижикрута в пределах Зеравшанского хребта.

Ряд сквозных меридиональных систем нарушений, о которых уже говорилось ранее как о крупнейших границах мегаблоков, на пересечении с которыми меняется план главных продольных орографических систем, проявлены также и конкретными прямолинейными элементами рельефа (гребнями хребтов, уступами склонов и долинами-грабенами), а также специфическими аномалиями морфо-

структурного плана — осями смещения продольных морфоструктур и перепадами фоновых высот блоков. Из этих структур наиболее широким поясом (до 3—4 км) выражена система аномалий вдоль Фандарьинской сквозной системы нарушений, проходящей от верховьев р. Ханака до устья Фандарьи и далее через Туркестанский хребет на север. Вдоль осевой части этой зоны отмечается общее смещение либо стыковка разнонаправленных систем нарушений. Следующая система нарушений хорошо выражена к северу от долины р. Майхуры по меридиональной ориентировке долин и хребтов. В южной части вдоль этой системы следует долина р. Варзоб, однако в районе Ходжа-Оби-Гарма наблюдается смещение этой структуры.

Кольцевые морфоструктуры представляют собой интразональные формы, которые объединяются в единое целое по радиально-дуговой ориентировке линейных элементов рельефа и отличаются общей упорядоченностью форм, соответствующей элементам центральной симметрии на морфоструктурной карте. Выделено три таких крупных морфоструктуры с поперечниками более 50 км: Чимтаргинское поднятие, включающее Фанский горный узел; Матчинский свод, охватывающий одноименный горный узел, стягивающий Зеравшанский и Каратегинский хребты; Кафирниганская морфоструктура, относительно более пониженная в неотектоническом плане и очень интенсивно переработанная линейными зонами нарушений. Отмечено также большое количество малых кольцевых морфоструктур с поперечниками менее 20 км. Среди них широко представлены простые куполовидные формы с правильной симметрией, реже асимметричные. Своеобразные кольцевые и полукольцевые морфоструктуры выявляются как формы проседания на склонах хребтов (циркообразные понижения, иногда с несколькими ступенями в рельефе наподобие амфитеатра). Для них характерна повышенная водонасыщенность. Эти морфоструктуры приурочены к крупным узлам пересечения продольных систем линеаментов (зон смятия) с субмеридиональными сквозными зонами (Джилауская, Ханака-Куликалонская, Куликалонская, Уштургарданская, Такобская). Подобные узловые морфоструктуры мы относим к числу аномальных. К этой же категории относится ряд блоковых морфоструктур, образованных пересечениями продольных и меридиональных сквозных систем нарушений. При этом границы блоков часто оконтуриваются диагональными линеаментами, хорошо выраженными в рельефе. К числу таких блоков принадлежит Шингский, Бузинова-Каторский, Майхуринский, Кончочский, Фандарьинский и др. (см. рис. 5). Большинство этих блоков вмещают рудоносные площади, в связи с чем детальное описание их приводится в соответствующем разделе.

Движения в пределах сквозных структур Средней Азии на неотектоническом этапе по совокупности геоморфологических, неотектонических и геофизических данных проявились следующим образом.

Наиболее активными и хорошо выраженными являются согласные с общим простираанием тянь-шаньских структур широтные системы нарушений. Преобладающие движения по ним происходили в условиях сжатия, что определило наличие крупных надвиговых зон. Очень отчетли-

во проявлена также система сопряженных меридиональных нарушений, определяющих поперечные поднятия хребтов, а также наличие антецедентных долин — грабенов, свидетельствующих о поперечных напряжениях сжатия—растяжения. Относительно менее отчетливо по морфоструктурным признакам, часто прерывистыми зонами, проявлены диагональные системы нарушений, по которым также в большинстве случаев отмечены сбросо-сдвиговые перемещения. В значительной мере все отмеченные признаки характеризуют сквозные системы нарушений Западного Тянь-Шаня.

Юго-Западный Тянь-Шань

Высокая расчлененность рельефа главного орогенного поднятия Южного Тянь-Шаня делает морфоструктурный анализ рельефа эффективным и информативным средством получения данных о геологическом строении региона. Особенно ценен морфоструктурный анализ для выявления протяженных систем нарушений сквозного характера — линеаментов, не картирующихся традиционными методами. Сеть таких линеаментов рассматриваемой территории с помощью мелкомасштабных космических снимков и была выделена ранее благодаря работам В.Г. Трифонова, В.Д. Скарятин, С.Ф. Скобелева, П.В. Флоренского, О.М. Борисова, А.К. Глуха, Н.Н. Биндемана, В.С. Буртмана и др. Показано, что линеаменты не всегда можно отождествлять с известными структурами земной коры, что они лишь частично соответствуют глубинным разломам. В ряде случаев удалось обнаружить их совпадение с зонами, интерпретируемыми по геофизическим данным как границы блоков нижних частей коры и верхней мантии.

В последнее время анализ космических снимков среднего и крупного масштаба (1:1 000 000 и крупнее), проведенный Р.Б. Баратовым, К.И. Литвиненко, В.Н. Чижиком, В.Н. Куземко, Ю.Н. Демедюком и др., позволил подойти вплотную к возможности практического использования результатов дешифрирования для прогноза и поиска месторождений на основе структурных критериев. Проведенный нами морфоструктурный анализ охватил горы Чакыл-Калян и западные, юго-западные отроги Гиссарского хребта. Признаками линеаментов считались пояса прямолинейных отрезков долин, борозд, ступеней рельефа, стыков систем элементов рельефа, полосы растительности, не связанные с деятельностью человека, т.е. весь общепринятый комплекс дешифрировочных признаков. В результате была выявлена сеть линейных структур протяженностью от 40 до 200 и более километров при ширине от 1—2 до 12 км (рис. 6). Вне пределов главного орогенного поднятия на территории Таджикской, Кашкадарьинской, Самаркандской депрессий выраженность большинства линеаментов резко падает.

Сеть распадается на несколько систем структур близкой ориентировки. Всего выделяется 6 основных систем: субширотная (аз. пр. 270—280 до 300°), меридиональная (355—5°), две северо-восточного (30—40° и 45—60°), восток-северо-восточного (70—80°) и северо-западного простирания (300—320°).

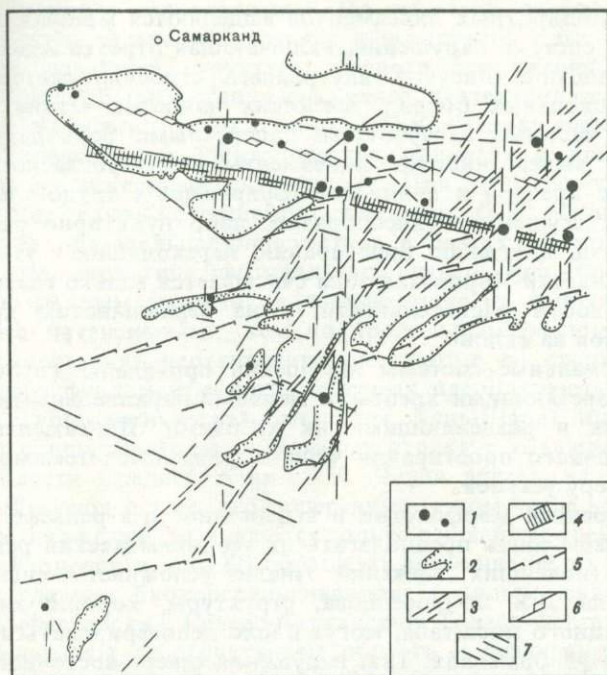


Рис. 6. Схема линеаментов Юго-Западного Тянь-Шаня (составлена Н.В. Виноградовым)
 1 — месторождения и рудные поля; 2 — контуры выходов докембрийского фундамента; 3—7 — линеаменты с элементами внутренней морфологии (рисунками борозд)

Юго-Западному Тянь-Шаню присущ общий широтный структурный план, унаследованный еще с варисийского этапа геосинклинального развития. В настоящее время он проявлен в общем широтном простирании горной системы, ориентировке блоков с различной глубиной залегания складчатого фундамента. При переходе от одного продольного блока к другому (Курамино-Ферганского, Зеравшано-Гиссарского, Байсунско-Кугитангского) простирание линеаментов может меняться, претерпевать излом до 5° , что связано, очевидно, с разницей обобщенных упругих характеристик блоков, различно разряжающих поле напряжений.

Своеобразие внутренней морфологии, рисунка борозд линеаментов разных направлений отражает тип и интенсивность альпийских движений. Так, линеаменты северо-восточной ориентировки ($45-60^\circ$) представлены поясами сгущений сравнительно мелких коротких борозд, случаи такой ориентировки речных долин единичны. В противоположность этому линеаменты другой северо-восточной ориентировки (аз. пр. $30-40^\circ$) выражены "концентрированными" швами, состоящими из кулисообразно, а чаще параллельно надставляющими одна другую глубоких протяженных борозд.

Линеаменты северо-западного простирания единичны и наименее ясно проявлены узкими ступенями рельефа, бороздами, оперяющими субширотные зоны нарушений.

Среди субширотных линеаментов выделяются мощная Зирабулак-Дукдонская система нарушений, включающая отрезки известных глубинных разломов. Рисунок внутреннего строения системы — сочетание продольных борозд, имеющих наиболее четкие очертания у краев, с частыми неглубокими поперечными бороздами. Параллельные ей менее широкие линеаменты ввиду согласного с ними простирания хребтов и долин дешифрируются с трудом как уступы на склонах, сгущения кулисообразно, либо пунктирно располагающихся борозд, иногда по простиранию переходящих в узкие речные долины. Чинарсай-Чоринская зона считается только главным образом по полосам растительности, а на Зеравшанском хребте как линия уступов на склоне.

Меридиональные системы нарушений проявлены глубокими долинами, прорезающими хребты, и мелкими параллельными им долинами ручьев и разделяющими их хребтами. Линеаменты восток-северо-восточного простирания чаще выражены системами спускающихся к северу уступов.

По внутренней морфологии и выраженности в рельефе линеаментов мы можем лишь предполагать их геодинамический режим и интенсивность новейших движений. Анализ усложняется еще тем, что, как показала Л.В. Милосердова, структуры, хорошо читающиеся на картах одного масштаба, могут плохо дешифрироваться при иной детальности изображения. Так, нарушения северо-восточного простирания (аз. пр. $45-60^\circ$) хорошо дешифрируются на мелкомасштабных картах, а при более крупном масштабе, использовавшемся нами, "теряются". Между тем это очень важное структурное направление, отвечающее анти Тянь-шаньским разломам Д.П. Резвого, служащим границей главного орогенного поднятия Среднего и Южного Тянь-Шаня. Кулисообразное расположение борозд в некоторых из этих систем, напоминающее систему трещин скола, свидетельствует о наличии сдвиговой горизонтальной составляющей перемещения. Такие же перемещения происходили по некоторым субширотным системам нарушений. Хорошая выраженность, сильная расчлененность рельефа в пределах систем нарушений говорят об интенсивных вертикальных подвижках. Двум системам — восток-северо-восточной и одной из северо-восточных (аз. пр. $30-40^\circ$) — свойственны хорошая выдержанность по простиранию, отсутствие изломов или нарушениями системами других направлений. Эти черты должны быть характерны для вновь образованных молодых систем нарушений. Это предположение подтверждают геологические данные.

Сейсмогеофизические и неотектонические данные о динамике движений в пределах сквозных структур

Многочисленные неотектонические и сейсмогеофизические исследования Тянь-Шаня и сопредельных областей Средней Азии со всей очевидностью свидетельствуют о чрезвычайно высокой активности систем разрывных нарушений как собственно тянь-шаньского, субширотного, так и анти Тянь-шаньского направлений (диагональных

и меридиональных зон разломов). По существу, проведенный выше морфоструктурный анализ уточняет и детализирует блоковую неоднородность новейшей структуры горного сооружения, которая в главных чертах была установлена ранее неотектоническими исследованиями. Особенно велика заслуга О.К. Чедия, впервые установившего поперечные неотектонические поднятия и попытавшегося обосновать их тектоническую природу. При этом, сопоставляя неотектонические данные с сейсмологическими, О.К. Чедия обращает внимание на обязательное присутствие в очагах землетрясений поперечных разрывов типа вертикальных сдвигов или сбросо-сдвигов, причем, по данным геофизиков, вызывающие их напряжения могут быть более интенсивными, чем по продольным разломам. Наряду с этим, сопоставляя неотектонические данные со структурами до-мезозойского фундамента, среди которых преобладают хорошо выраженные субширотные разломы (для Тянь-Шаня) или разломы, согласные с простираем складчатых структур в каждой геоструктурной области Средней Азии, О.К. Чедия делает, на наш взгляд, ошибочный вывод о том, что поперечные (в том числе меридиональные) поднятия активно развиваются только в новейшее время. В.И. Кнауф, М.П. Кузнецов и др. [22] обращают внимание на то, что практически все главные блокоограничивающие разломы, включая такие, как Южно-Ферганский, Северо-Ферганский, Таласо-Ферганский, которые ограничивают геоструктурные области и развиваются длительное время на протяжении большей части фанерозойского этапа, являются в то же время и крупными сейсмоактивными зонами, движения по которым происходили неоднократно в новейшую эпоху горообразования и на современном этапе. Очень велика также, согласно цитируемым авторам, роль северо-восточных разломов, которые проявляются в более завуалированной форме, а также субгоризонтальных межпластовых разрывов, принадлежащих к категории наиболее скрытых структур.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СКВОЗНЫХ СИСТЕМ НАРУШЕНИЙ В ПЕРИОД ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ—РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (на примере южного Тянь-Шаня)

Особенности отражения сквозных систем нарушений в геологическом строении, их история рассматриваются на материале по центральной части Южного Тянь-Шаня. Она включает системы высокогорных широтных гребней, с севера и юга зажатых Ферганской и Таджикско-Афганской впадинами. На востоке хребты, соединяясь, переходят в систему хр. Кокшаал, относящегося уже к восточной части Южного Тянь-Шаня; на западе, резко снижаясь, образуют невысокие гряды, теряющиеся в Туранской низменности.

Современные представления о геологии, магматизме и тектонике этой территории сложились в результате фундаментальных работ В.И. Попова, Х.М. Абдуллаева, Н.М. Синицына, И.Х. Хамрабаева, Р.В. Баратова, Е.Д. Карповой, М.М. Кухтикова, Е.Н. Довжикова,

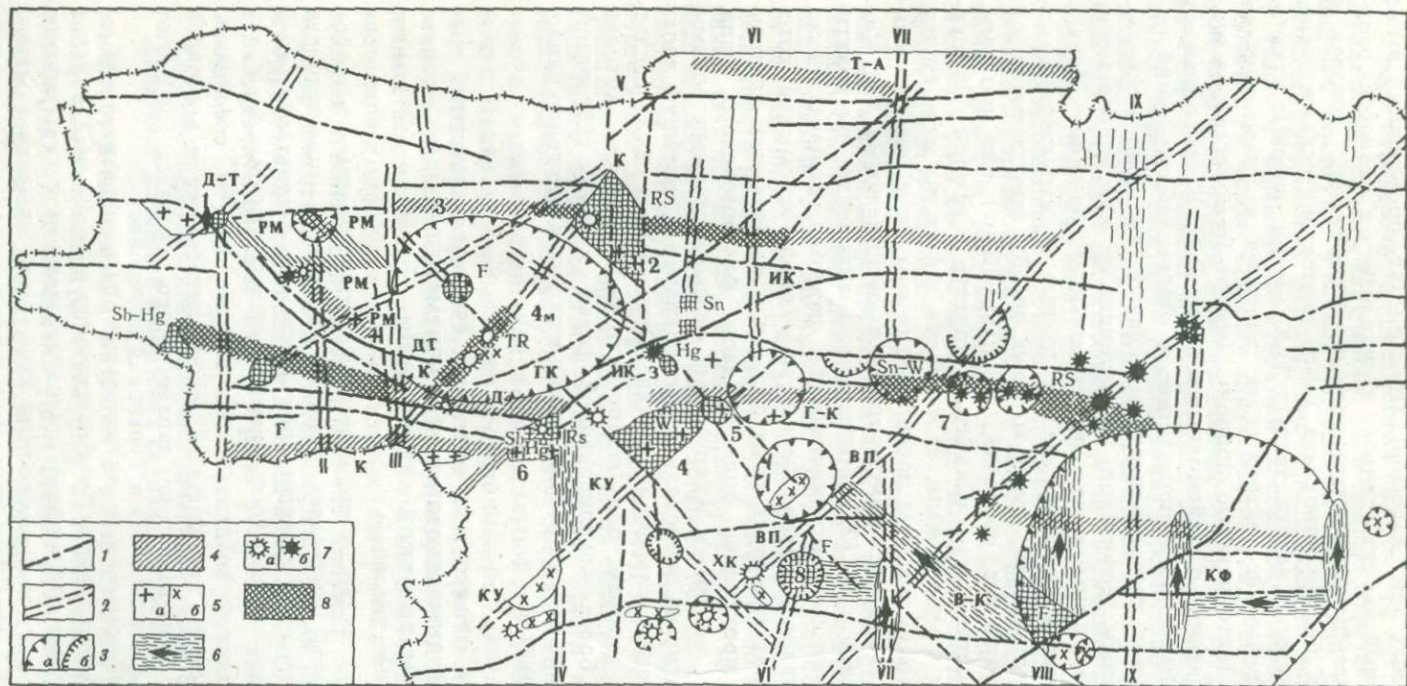


Рис. 7. Зоны линейной и узловой тектоно-магматической активизации Таджикистана (составлено И.К. Волчанской с использованием материалов К.И. Литвиненко и др.)

1 — линейменты, ограничивающие крупные блоки рельефа; 2 — сквозные зоны; 3 — кольцевые морфоструктуры: а — куполовидные, б — депрессионные; 4 — зоны интенсивной блоковой раздробленности вдоль крупнейших линейментов; 5 — изолированные интрузивные тела: а — преимущественно грано-

диоритового состава (С₂—С₃), б — щелочно-гранитного и щелочного состава (Р); б — пояса даск (Р, Р—Т); 7 — трубки взрыва и экструзии: а — кремнекислого состава (Р₂), б — основного и щелочно-основного состава (Р₂—Т₁); 8 — линейные, блоковые и кольцевые морфоструктуры с интенсивным проявлением малых субвулканических и интрузивных тел и рудной минерализации; индексы структур те же, что и на рис. 5

А.В. Покровского и других исследователей. Для района отсутствует общепринятая схема тектонического районирования и эволюции геосинклинальной системы, что свидетельствует о сложности его строения.

Главная эпоха рудной минерализации приходится на поздний палеозой—начало мезозоя. Этот интересующий нас период характеризуется как орогенный эпигеосинклинальный вариссийский этап, ознаменовавшийся мощной тектоно-магматической активизацией. В это время различия между тектоническими зонами в значительной мере стираются, средневзвешенный состав орогенных интрузий, по данным В.С. Луткова, везде отвечает лейкогранодиориту. Северная часть рассматриваемой территории (рис. 7, 8) относится к Зеравшано-Гиссарской области — миеосинклинальной зоне, сложенной нижне- и среднепалеозойскими терригенными и карбонатными формациями. На востоке области обнажено основание их разреза — венд—нижнепалеозойские алеволито-песчаниковые толщи. Образования орогенного этапа представлены останцами покровов, экструзиями пермских риолитов и кварцевых латитов, небольшими массивами гранитоидов верхнего карбона—нижней перми, щелочными и нефелиновыми сиенитами пермо—триасового возраста (на востоке).

Средняя часть — Южно-Гиссарская зона — считается [20] заложеной на раздробленном кристаллическом фундаменте гармского типа на востоке и байсунского типа на западе. Оба типа разрезов сходны и представлены андалузит-силлиманитовой серией амфиболитовой фации; в гармском типе отмечены также реликты гранулитовой фации. Для Гармского блока по определениям абсолютного возраста наиболее общепринят архейский возраст, для Байсунского — протерозойский.

Северной части Южно-Гиссарской зоны (Османаталинской подзоне [20]) свойственны сокращенные разрезы нижнего—среднего палеозоя, миеосинклинальный тип отложений (при наличии каменноугольных риолитов и сменяющих их андезитов), широкое развитие нижнепермских риолитовых полей и верхнекаменноугольных—пермских гранитоидов, слагающих обширный Гиссарский плутон. Южная часть (Мечетлинская подзона) характеризуется проявлениями мощного ранне- и среднекаменноугольного вулканизма, распространенностью интрузий габбро-плагиогранитов, наличием базит-гипербазитовых массивов и отвечает подвижной зоне перехода от погруженной к относительно стабильной части Афгано-Таджикского краевого массива [20].

Стабильная часть массива относится к Байсунской зоне. В ее пределах к поверхности выведен протерозойский кристаллический фундамент, перекрывающийся карбонатно-терригенными с риолитами вторично-геосинклинальными (по Г.А. Твалчрелидзе) отложениями. Интрузивные образования вариссийского орогенного этапа представлены гранитоидами повышенной щелочности.

Вариссийские горно-складчатые сооружения в конце триаса подверглись пенеппенизации с образованием кор выветривания и бокситов. До палеогена включительно область развивалась как плат-

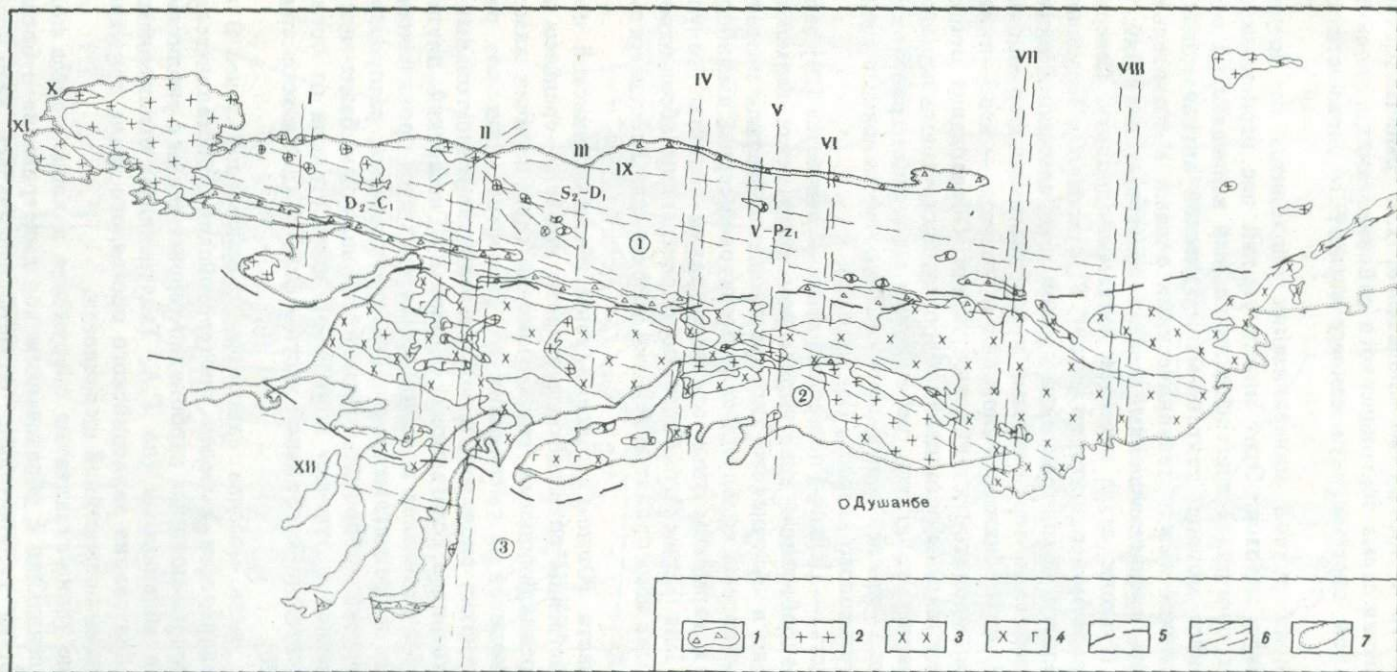


Рис. 8. Схема размещения комплексов вариссийского раннеорогенного и собственно орогенного этапа развития центральной части Южного Тянь-Шаня (составлена Н.В. Виноградовым)

1 — впадины, заполненные флишными комплексами и сероцветной молассой; 2 — лейкограниты и граниты; 3 — граниты и гранодиориты; 4 — габбро, диориты и плагиограниты; 5 — границы структурно-формационных зон; 6 — границы структурно-формационных зон; 7 — контуры выходов докембрийского фундамента; цифры в кружках — структурно-формационные зоны: 1 — Зеравшано-Гиссарская; 2 — Южно-Гиссарская; 3 — Байсунская. I—XII — главные зоны нарушений: I — Яхтон-Кульдаринская, II — Магиан-Хандизинская, III — Арчамайданская, IV — Каратагская, V — Фаидарьинская, VI — Варзобская, VII — Рамитская, VIII — Обигарм-Каняэская, IX — Чинарсай-Чоринская, X — Каратюбе-Ягнобская, XI — Зирабулак-Дукдонская, XII — Карасанская

форма (часть Туранской плиты). Выделяется как самостоятельный этап раннеплатформенной активизации [20], приведший к образованию трубок взрыва и даек щелочно-базальтоидного состава. И.К. Волчанская, занимавшаяся изучением сходных областей тектоно-магматической активизации Монголии и Дальнего Востока, считает, что переход от орогенного к этапу раннеплатформенной активизации есть строго направленный процесс. Характерная его черта — антидромность магматизма.

Дайки, трубки взрыва и другие проявления раннеплатформенной активизации прорывают орогенные образования вплоть до ханакинской свиты и имеют верхний возрастной предел до юры включительно (по радиологическим данным Р.Б. Баратова, А.К. Мельниченко и др.). Известно перекрытие отдельных даек камптонитов и пикритовых порфиритов красноцветами нижнего мела. Так как нигде не обнаружено прорывания дайками юрских отложений, возраст их считается триасовым [43].

Сложная складчато-разрывная структура области создана в несколько этапов деформаций, из которых определяющим был позднепалеозойский. В среднем карбоне с закрытием Туркестанского океанического бассейна была сформирована система надвигов [10]. На стадии горообразования в позднем карбоне — перми образовалась система вертикальных складок и разломов, ориентированная согласно с простиранием складчатого пояса. В пермо — триасовое время разломы и складки, возникшие на предыдущем этапе, были изогнуты в дуги, разорваны и смещены по сдвигам [10].

С формированием разрывно-складчатой структуры тесно связана история возникновения и развития сквозных систем нарушений. Широтные и субширотные (запад-северо-западные) разломы на своем протяжении то согласны, то косо секут складчатость, границы областей с различными типами геосинклинальных разрезов. Они включают в себя отрезки известных региональных разломов (Зирабулак-Зиаздинского, Дукдонского, Северо-Гиссарского и др.), служащих границами структурно-формационных зон. Разломы трассируются реликтами впадин, заполненных флишoidalными комплексами и сероцветной молассой, и наравне с оперяющими их северо-западными, реже северо-восточными разломами контролируют размещение гранитоидных интрузий и связанных с ними шеелит-скарновых месторождений. Таким образом, рассматриваемые разломы заложились на орогенном этапе, используя более древние швы, и представляли собой систему параллельных структур, развивающихся или в режиме сжатия (с локализацией гранитоидов) или растяжения (образование впадин).

В дальнейшем субширотные и широтные сквозные системы нарушений неоднократно оживлялись. К ним приурочены дайки позднеорогенного этапа, дайки и трубки взрыва раннеплатформенной активизации (рис. 9), зоны телетермальной сурьмяно-ртутной, флюоритовой минерализации. Необходимо заметить, что в связи с коренной перестройкой структурного плана субширотные нарушения выступали уже в качестве поперечных. При этом, судя по ориентировке даек этапа раннеплатформенной активизации, они играли роль сдви-

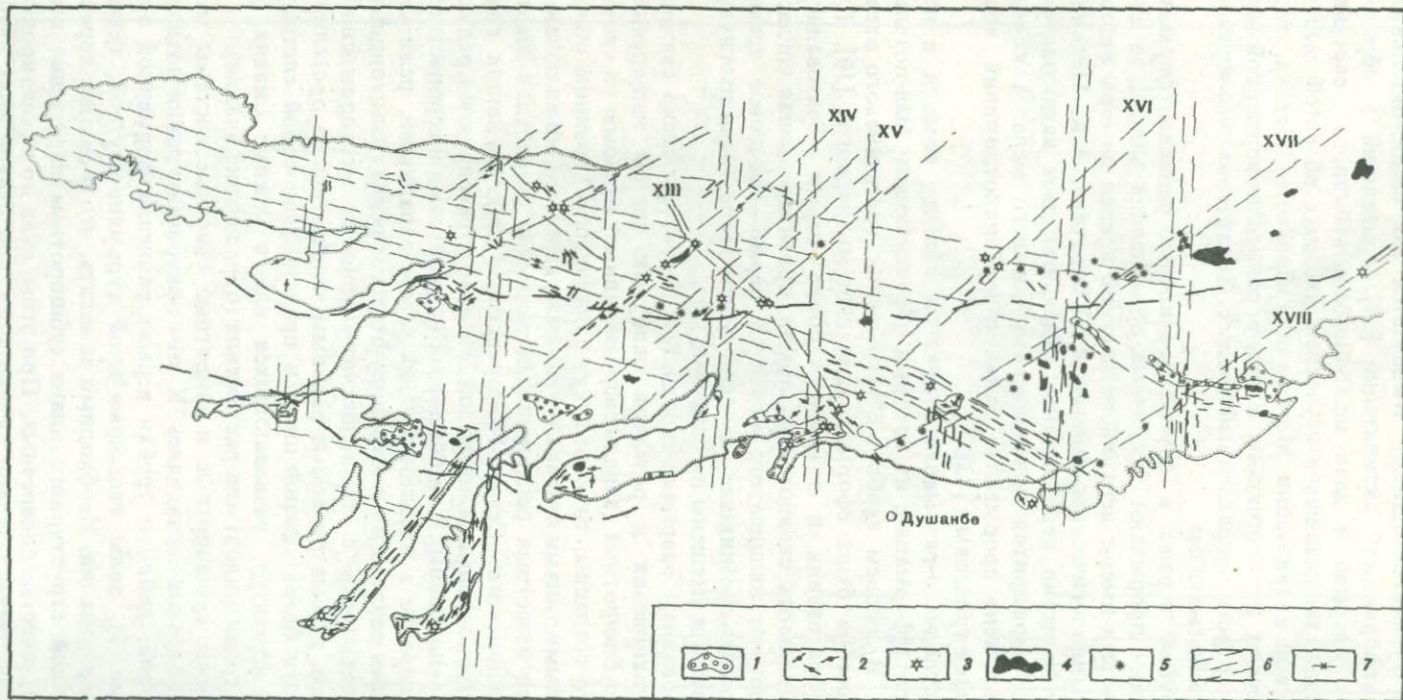


Рис. 9. Схема размещения комплексов позднеорогенного и ранне-платформенного этапов тектоно-магматической активизации центральной части Южного Тянь-Шаня (составлена Н.В. Виноградовым)
 1 — красноцветная моласса; 2 — кремнекислые вулканиты; 3 — экструзии, покровы риолитов, трахиандезитов; 4 — щелочные интрузии; 5 — трубки взрыва щелочных базальтоидов; 6 — дайковые поля диабазов, гранит- и

диорит-порфиров; 7 — дайки лампрофиров.

XIII—XVIII — индексы сквозных зон нарушений: XIII — Горно-Ханакинская; XIV — Казноекско-Байсуиская; XV — Искандер-Дарьинская; XVI — Такобикульская; XVII — Капаудская; XVIII — Сорбогская; остальные обозначения те же, что и на рис. 8

гов. В настоящее время, по мнению И.К. Волчанской, в них господствует режим сжатия, обусловивший сужение речных долин, интенсивное смятие в складки мезо-кайнозойских отложений. Вертикальные движения по широтным, субширотным зонам сформировали главные черты новейшего орогенного поднятия Южного Тянь-Шаня.

Одна из наиболее четко выраженных сквозных систем нарушений Зирабулак-Дукдонская, частично совпадающая с осью Северо-Гиссарского антиклинория и с отрезками глубинных разломов, разделяющих Южно-Гиссарскую и Зеравшано-Гиссарскую области. На значительном протяжении она трассируется реликтами впадин, заполненных флишоидными комплексами, которые Д.П. Резвой рассматривал как приразломные, трубками взрыва щелочных базальтов района оз. Искандеркуль, поясом даек диабазов, лампрофиров и гранит-порфиров. Юго-восточным продолжением зоны является Варзоб-Кафирниганское (по С.И. Шукину) дайковое поле, имеющее протяженность 50 км при ширине 10—12 км. Большинство даек имеет простираие 270—330° и падает к северу под углом 70° (данные Р.Б. Баратова, Е.Н. Горецкой, С.И. Шукина). Часть даек (микродiorиты, граносиенит-, гранодиорит-порфиры) связана с каменноугольно—пермскими гранитоидами, другие (кислого и умеренно кислого состава) относятся к лючобскому раннепермскому вулканоплутоническому комплексу. Щелочные лампрофиры дайкового поля выделены в самостоятельный комплекс щелочных базальтоидов этапа триасовой раннеплатформенной активизации. В пределах Зирабулак-Дукдонской системы нарушений существовали благоприятные условия для формирования месторождений флюорита, расположенных в южноварзобских гранитах, она контролирует также пояс сурьмянортутных месторождений, представляющих собой самые поздние проявления эндогенной активности.

Другие важные в металлогеническом отношении сквозные нарушения — Каратюбе-Ягнобская и Чинарсай-Чоринская. Вдоль них размещены Чинарсайский, Каратюбинский, Камангаранский, Яхтонский, Авгайджуманский гранитные массивы, сопровождаемые шеелитовыми скарнами, группа малых интрузий бассейна р. Мосриф, Магиан-Барзангинская зона смятия, а также пояс трубок взрыва бассейна р. Ягноб. К ним приурочены и "отскакивающие" от основной полосы развития сурьмянортутной и редкометальной минерализации рудные поля Джижикрут и Чоре.

Значение сквозных структур северо-восточного простираия исследователи Средней Азии подчеркивали давно. В 1947 г. А.В. Пейве впервые обратил внимание на то, что вдоль линии Кармазар-Байсун происходит "излом", "переламывание" широтных палеозойских направлений с отклонением их к северо-западу, а также появление Чаткало-Кураминской и Южно-Западно-Гиссарской ветвей северо-восточной ориентировки и предположил единую причину появления этих виргаций. Д.П. Резвой в 1953—1979 гг. выделил систему разломов анти Тянь-шаньского простираия, которые ограничивают с запада главное орогенное поднятие Срединного и Южного Тянь-Шаня. Влияние разломов устанавливается уже с мелового периода. Согласно

данным С.А. Захарова, с датского века вдоль юго-восточной границы Гиссаро-Байсунского поднятия фиксируется изменение мощностей осадков, свидетельствующее об унаследованности режима воздымания. Подобная ситуация наблюдается и для Чаткало-Кураминского региона. Позднее И.В. Мушкин пришел к выводу о приуроченности щелочного магматизма к Кугитанг-Кураминской (щелочные базальты) и Каратегин-Алайской (сиениты) зонам антитянь-шаньских дислокаций. Свообразие размещения андезит-риолитовых комплексов перми привели М.А. Ахмеджанова и О.М. Борисова к выделению Среднеазиатской поперечной наложенной тектоно-магматической дислокации, протягивающейся широкой полосой (сотни километров) от Северного до Южного Тянь-Шаня [8, 9].

Многие исследователи (В.Г. Гарьковец, Р.И. Павлов и др.) считают главные сквозные зоны северо-восточного простираения швами [40], разграничивающими крупные геотектонические секторы Южного Тянь-Шаня, отличающиеся друг от друга геологическим строением и составом продуктов магматизма. С запада на восток мощность земной коры от сектора к сектору заметно увеличивается.

Таким образом, структуры северо-восточного простираения влияют на размещение разновозрастных образований, обусловленное глубинными неоднородностями земной коры. На распределение магматических и осадочных формаций геосинклинального цикла, а также гранитоидных интрузий и реликтов межгорных впадин орогенного этапа сквозные системы нарушений северо-восточного простираения практически не влияют. Они начинают играть существенную роль на завершающих этапах варисцийского развития. К ним приурочены щелочно-базальтоидные дайки и трубки взрыва, а также наиболее известные объекты сурьмяно-ртутного и редкометального оруденения. Распространение рудопоявлений в пределах широкой полосы северо-восточного простираения в Чаткало-Кураминском районе и Фергане является дополнительным свидетельством общности структурного контроля и их связи с щелочно-базальтоидным магматизмом.

Примером сквозной системы нарушений северо-восточной ориентировки, четко трассирующейся магматическими образованиями, завершающими этап тектоно-магматической активизации, является Казнокско-Байсунская. В нее "вложены" пояса даек диабазов, камптонитов, реже гранит-порфиров, покровы трахиандезитов, трахибазальтов, монзонит-сиенитовые интрузии Байсунского хребта, экструзии трахиандезитов, массивы щелочных и нефелиновых сиенитов вдоль Пушневатского разлома.

На южном продолжении этой структуры, дешифрируемом на космических снимках, расположен выход палеозойских пород хр. Кугитанг, где недавно (В.С. Лутков, устное сообщение) обнаружена трубка взрыва Кызылалма. Эта находка заставляет по-новому подойти к выделению провинций щелочно-базальтоидного магматизма и подтверждает предположение о северо-восточной ориентировке контролирующих его структур. Казнокско-Байсунская сквозная система нарушений служит барьером для "проникновения" на запад щелочных интрузий и трубок взрыва.

Аналогичную роль играют структуры, протягивающиеся от Фандарьи к хр. Сурхантау и вместе с Казнокско-Байсунской структурой составляющие Курамино-Кугитангскую линию щелочного магматизма (по И.В. Мушкину) или звено пояса западно-тянь-шаньских разломов (по Д.П. Резвому). Они определяют возникновение поперечного к общему простиранию Южного Тянь-Шаня поднятия юго-западных отрогов Гиссарского хребта, вдоль которого Х.И. Юсупходжаевым и П.В. Панкратьевым по гравиметрическим данным предполагается утолщение базальтового слоя.

Нарушения северо-западного простирания единичны и системы не образуют. Вероятно, они развились из разломов, оперяющих субширотные системы нарушений. Такое происхождение имеет Тарорско-Сарыматская серия разломов, вдоль которой локализованы небольшие массивы гранодиоритов, диоритов, группа даек гранит-порфиров. Разломы северо-западного простирания характерны для восточной части Южно-Гиссарской зоны, где основной структурный план испытывает изгиб с широтного на северо-западный. Здесь на восточном продолжении (?) Каратюбе-Ягнобской зоны структура северо-западной ориентировки контролирует размещение даек и щелочных интрузий на отрезке от долины р. Тагобикуль до пос. Муджихарва.

Горно-Ханакинская система нарушений на протяжении более 60 км от перевала Казнок через верховья р. Ханака до Варзобского ущелья определяет границу поля риолитов и простирание даек гранит-порфиров пермского возраста. На пересечении с северо-восточными разломами расположены экструзии латитов и риолитов.

Меридиональные системы нарушений относятся к категории скрытых и на геологических картах практически не отражены. Структуры меридионального направления, имеющие сквозной поперечный характер по отношению к общему простиранию палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, были выделены и описаны М.А. Ахмеджановым, О.М. Борисовым, И.А. Фузайловым для западного сектора Южного Тянь-Шаня. Здесь, в непосредственной близости от уральских структур они делят варисциды на ряд блоков, характеризующихся индивидуальностью структурно-фациального развития и названных геотектоническими секторами. Это деление было распространено без детализации и на всю остальную территорию Южного Тянь-Шаня. В.Г. Гарьковец и другие [40], придавая большое значение северо-восточному направлению, считают меридиональные ("уральские") структуры скрытыми разломами фундамента, не расшифровывают их геологические особенности, но признают их рудоконцентрирующую роль.

Н.В. Виноградов предполагает, что Магиан-Хандизинская, Кульдара-Яхтонская сквозные системы нарушений контролировали заложение меридиональных раннекаменноугольных вторично-геосинклинальных прогибов на Байсунском кристаллическом массиве. По меридиану р. Варзоб фиксируется (В.С. Лутков, устное сообщение) переход от гармского к байсунскому типу разреза метаморфического основания Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны. Рас-

сматриваемые системы скрытых нарушений являются отражением продольной блоковой неоднородности южно-тянь-шаньских варисцид на орогенном этапе, выразившейся в неоднократных вертикальных перемещениях, различиях в составе, насыщенности магматических проявлений от блока к блоку. Так, в восточном направлении для Зеравшано-Гиссарской области возрастает глубина эрозионного среза геосинклинальных отложений, в результате чего происходит удревление возраста преобладающих по площади толщ. Смена происходит по наиболее крупным системам нарушений — Магиан-Хандизинской, Каратагской (см. рис. 9). Важно отметить, что воздымание восточных блоков, обусловившее разницу в уровне эрозионного среза, произошло до пермского времени, поскольку для вулканитов этого возраста характерна обратная тенденция, т.е. все более глубинные фации вулcano-плутонического комплекса локализируются в западном направлении во все более молодых отложениях. Так, широкое распространение пермских риолитов в Душанбинском районе (Южно-Гиссарская зона) и участки развития покровов и экструзий в бассейнах рек Тагобикуль, Ягноб к западу сменяются все более фрагментарными выходами вулканитов. Западнее Магиан-Хандизинской сквозной структуры в пределах Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зон поверхностные фации этих вулканитов неизвестны, хотя субвулканические (Оби-Лай) и гипабиссальные массивы развиты достаточно широко. Только блоки, расположенные восточнее Варзобской зоны, в пермское время сохранили тенденцию к поднятию. На этой территории, по данным Р.Б. Баратова и других, вулканическая деятельность проявлялась в виде даек и редких жерловин незначительных размеров, уничтоженных в период триас—юрской пенепленизации.

Меридиональные сквозные системы нарушений в этом районе хорошо трассируются Рамитским, Обигарм-Канязским (по С.И. Щукину) дайковыми полями. К меридиональным структурам тяготеют и более поздние магматические образования — щелочные интрузии, трубки взрыва, однако меридиональная ориентировка даек щелочных базальтоидов редка и преимущественно встречается только в структурных узлах.

Кульдара-Яхтонская и Магиан-Хандизинская сквозные системы нарушений близки к выделенным В.Г. Гарьковцом, И.В. Мушкиным и др. [40] скрытым разломам фундамента. Эти зоны могут рассматриваться как звенья Ханбандытау-Байсунского линеамента протяженностью 500 км, шириною 50 км, выделенного Н.Н. Биндеманом по материалам космических снимков.

Магиан-Хандизинская сквозная система нарушений, важная в металлогеническом отношении, контролировала в раннем карбоне заложение Хандиза-Вахшиварского поперечного прогиба. Она ограничивает поля развития интрузий повышенной основности — диоритов, габбро-диоритов в пределах Гиссарского плутона. Восточнее эти интрузии встречаются практически только в пределах Османаталинской подвижной зоны, в которой составляют фон. При переходе через эту зону в пределах Зеравшано-Гиссарской

области состав интрузий меняется от гранит-гранодиоритового до гранодиорит-диоритового, размеры интрузий резко уменьшаются, и породы приобретают гипабиссальный облик. Возможно, это объясняется различием уровней эрозионного среза блоков, отделенных друг от друга Магиан-Хандизинской сквозной структурой. Активность структуры на последующих этапах фиксируется роями дак-сиенит-порфиоров и лампрофиоров триасового и пермского возраста. На новейшем этапе сквозная структура определила необычное для юго-западных отрогов Гиссара меридиональное простирание хр. Сурхантау и его предгорий, такую же ориентировку отрезков долин рек Магиан, Шинг и их притоков.

Кроме описанных, нами были установлены еще две системы сквозных нарушений: северо-восточная (аз. пр. 30—40°) и восток-северо-восточная. Обе системы очень четко выражены в рельефе, выдержаны по простиранию и протягиваются без смещений. Они ограничивают выступы докембрийского фундамента и хорошо проявлены как в осадочном чехле, так и на орогенном поднятии разломами, складками, флексурами. В донеогеновый период эти системы не проявлены и могут считаться самыми молодыми по возрасту.

Таким образом, на Южном Тянь-Шане существует сложная сеть сквозных систем нарушений, выявленная морфоструктурным анализом рельефа и по космическим снимкам. Каждая система одного направления имеет свою историю развития и играет различную роль в размещении магматизма и оруденения. Наиболее древними следует считать меридиональные системы нарушений. Широтные нарушения заложены на раннеорогенном этапе, частично используя систему древних швов, определяющих формационную зональность геосинклинали. Периодическое оживление разломов привело к локализации в них разнотипных магматических и рудных объектов.

Северо-восточные нарушения (аз. пр. 45—55°) возникли на заключительных этапах консолидации территории (как отражение поперечной блоковой неоднородности) в качестве основного структурного направления. Как и широтные, они играют важную роль на современном этапе, определяя главные контуры новейшего орогенного поднятия.

Меридиональные системы нарушений относятся к категории скрытых и, возможно, сформировались экспансивным путем [10], наследуя направление вторично-геосинклинальных поперечных прогибов. Они достоверно оживлялись в допермское, пермское, триасовое и альпийское время.

Северо-западные простирания системы нарушений развились из разломов, опережающих субширотные зоны. Восток-северо-восточные и вторая система северо-восточного простирания — наиболее молодые альпийские дизъюнктивы преимущественно с вертикальными смещениями.

Магматизм орогенной и предплатформенной тектоно-магматической активизации эволюционировал от площадного к линейному и далее — к каркасно-узловому, причем в его распределении все большую роль играли сквозные системы нарушений.

Отмеченные особенности в локализации продуктов магматизма оказали непосредственное влияние на размещение и специализацию металлогенических зон района, которые следуют строго в соответствии с наиболее активизированными отрезками сквозных структур.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СКВОЗНЫХ СИСТЕМ НАРУШЕНИЙ

По мнению большинства исследователей Тянь-Шаня, практически все известное здесь оруденение редкометальной (оловянной, вольфрамовой), сурьмяно-ртутной, флюоритовой и других типов минерализации тесно связано в пространстве, времени и в ряде случаев генетически с описанными выше магматическими комплексами позднепалеозойского—раннемезозойского времени (табл. 1). Поэтому для них характерны общие закономерности структурного контроля, в котором особую роль играют сквозные глубинные системы нарушений, являющиеся проводниками щелочно-базальтоидных магм и рудоносных флюидов. Детальные геологические исследования рудных полей выявили главные особенности размещения и соотношения различных рудных формаций с разнообразными продуктами магматизма.

При этом установлено, что практически все известные проявления редкометальной минерализации (касситерит-турмалин-сульфидной, скарново-шеелитовой, скарново-арсенопиритовой, халькопиритовой, полисульфидной, кварцево-сульфидной и др.) расположены в контактовых зонах интрузивных массивов зеравшано-гиссарского комплекса или связаны с полями даек того же комплекса. Вместе с тем отмечена длительность развития рудного процесса, который продолжался вплоть до внедрения щелочных базальтов нижнего—среднего триаса (табл. 1). На многих рудных полях выявлены внутрирудные и пострудные дайки этого возраста.

Редкометально-сульфидная и сурьмяно-ртутная минерализация устойчиво связаны с жерловыми фациями кварцевых порфиров, гранитов и гранит-порфиров обилайского и ачикалминского комплексов пермского возраста. Минерализация характеризуется совмещением высокотемпературных сульфидов (арсенопирит, пирит, халькопирит и сфалерит) с низкотемпературными минералами — антимонитом, киноварью, аурипигментом и др. Менее отчетлива связь собственно сурьмяно-ртутной минерализации с магматизмом; в ее локализации определяющими факторами являются структурный и литологический контроль. Отметим некоторые особенности минерализации: а) сурьма и ртуть часто являются сопутствующими на редкометальных месторождениях, связанных с магматическими полями; б) на многих рудных полях сурьмяно-ртутных месторождений присутствуют дайки и тела кремнекислого состава и базальты (Джижикрут, Кончоч, Бузинова-Каторская площадь, Уч-Кадо, Мушкетон и др.); в) трубки взрыва и дайки щелочных пород содержат акцессорные минералы и обогащены As, Sb, Pb, F в количествах, превышающих кларковые. На некоторых рудных полях (Кумарх, Пакрут

Таблица I

Рудоносные магматические комплексы Центрального Таджикистана*

Комплексы	Составы пород	Рудные формации
Гиссаро-каратегинский T	Камптониты, базальты, диабазовые порфиры, трубки взрыва	Редкометалльная, редкометалльно-ртутная, сурьмяно-ртутная
Акбасайский P ₂ —T ₁	Трахиты, трахит-порфиры, нефелиновые сиениты, кварцевые сиениты	Редкометалльно-сульфидная, сурьмяно-ртутная
Алайский P ₂	Щелочные и нефелиновые сиениты, субщелочные граниты	Редкометалльная, редкоземельная
Обилайский P ₁	Гранит-порфиры	Редкометалльно-ртутная
Зеравшано-гиссарский C ₂ —C ₃	Лампрофиры, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры, монцонитовые порфиры	Редкометалльно-скарновая, редкометалльно-сульфидная, сурьмяно-ртутная
	Лейкократовые граниты, гранодиориты, монцониты	Редкометалльно-скарновая

* Использованы материалы Р.Б. Баратова, В.С. Луткова, К.И. Литвиненко, Г.К. Климова, А.К. Мельниченко, В.В. Могаровского, С.И. Шукина, И.В. Мушкина и др.

и др.) установлены внутрирудные минерализованные дайки щелочных базальтоидов, что позволяет предполагать их парагенетическую связь с источником рудного вещества значительной глубинности [1]. Отмечено также, что киноварь наложена на щелочно-базальтовые дайки, что указывает на парагенетическую связь щелочно-базальтоидного магматизма с сурьмяно-ртутным оруденением [33]. С щелочными и щелочно-основными дайками связывают и флюоритовую минерализацию района на основании их пространственной и временной сближенности, отмечена также обогащенность фтором щелочных базальтоидов.

Для флюоритовой минерализации таких месторождений, как Такоб, Кандара, Бигар, характерна многоэтапность с проявлением в позднепалеозойский и альпийский этапы [5]. В первый этап формируются мелкие альбит-флюоритовые и кварц-флюоритовые месторождения, связанные с жильным комплексом пермских гранитоидов. Основное значение имеет минерализация альпийского возраста, когда формируются сульфидно-флюоритовые жилы. Они образуются в сколовых трещинах, наложенных на кварцевые жилы позднепермского возраста, реже на триас—юрские дайки камптонитов, которые секут кварцевые жилы.

Возраст регенерированных флюоритовых месторождений южного склона Гиссарского хребта, по данным В.В. Могаровского и А.К. Мельниченко [34], 126 ± 4 — 93 ± 4 млн. лет.

В целом для месторождений региона характерны следующие основные особенности: 1) тесная связь ряда профилирующих для района рудных формаций с соответствующими магматическими комп-

лексами, которые выделяются как рудоносные; 2) полихронность и полиформационность месторождений на наиболее крупных рудных полях с присутствием ранних (C_{2-3} и P_{1-2}) и поздних (T_1-T_2) (вплоть до K_{1-2} для флюоритовых месторождений) стадий оруденения; 3) эти рудные поля характеризуются присутствием трубок взрыва и даек гиссаро-каратегинского щелочно-базальтоидного комплекса.

С учетом всего сказанного становится понятным и общий характер размещения рудных зон и полей Таджикистана в системах линейных и узловых структур тектоно-магматической активизации. Так, редкометальная минерализация концентрируется в пределах довольно узких зон, шириной в несколько километров вдоль отдельных участков крупнейших субширотных линейментов Зеравшанского, Гиссаро-Каратегинского и Главного Гиссарского разломов, наиболее активизированных магматическими процессами, причем по простиранию зон в разных мегаблоках происходит смена их рудной специализации. В северной части Западного мегаблока преобладает минерализация скарново-шеелитовой, кварцево-сульфидной и сульфидной формаций, которая размещена в пределах Джилао-Тарорской северо-западной и Магианской субширотной систем линейментов.

В южной части мегаблока, между Дукдонской и Зархонской надвиговыми зонами, представляющими собой западную систему расщепления Главного Гиссарского разлома в пределах блоков интенсивно деформированных пород нижнего-среднего силура—нижнего девона и ниже-среднедевонских комплексов, надвинутых на терригенно-карбонатные образования нижнего карбона, размещается Бузинова-Каторская площадь с преобладающей сурьмяно-ртутной минерализацией.

В пределах Центрального мегаблока, ограниченного Арчамайданской системой нарушения (рис. 6, III), усложняется минеральный состав месторождений. В пределах сурьмяно-ртутной металлогенической зоны, следующей вдоль Главного Гиссарского разлома, появляется полисульфидная минерализация. В северной части того же мегаблока вдоль Поймазарского субширотного разлома, сопряженного с Зеравшанским, редкометальная минерализация сменяется полисульфидной формацией (Чорринская зона). К востоку от Фандарьинской системы нарушений (см. рис. 6, X) в пределах Центрального мегаблока начинает преобладать олово-вольфрамовая минерализация, распространенная на изолированных площадях вдоль Главного Гиссарского и Гиссаро-Каратегинского субширотных разломов (Уштургарданская, Такфонская, Тагобикуль-Кумархская и др.). В южной части этого мегаблока в пределах Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны вдоль Ходжа-Обигармского линеймента размещена зона флюоритовой минерализации. К востоку от Варзобской сквозной системы нарушений (см. рис. 6, VI) меняется полисульфидный тип редкометальной минерализации в связи с тем, что он распространен среди метаморфизованных пород (зеленосланцевые образования вулканогенно-терригенного состава).

Таким образом, отчетливо проявилась барьерная роль сквозных меридиональных структур и Варзобской сквозной системы нарушений в размещении различных типов оруденения.

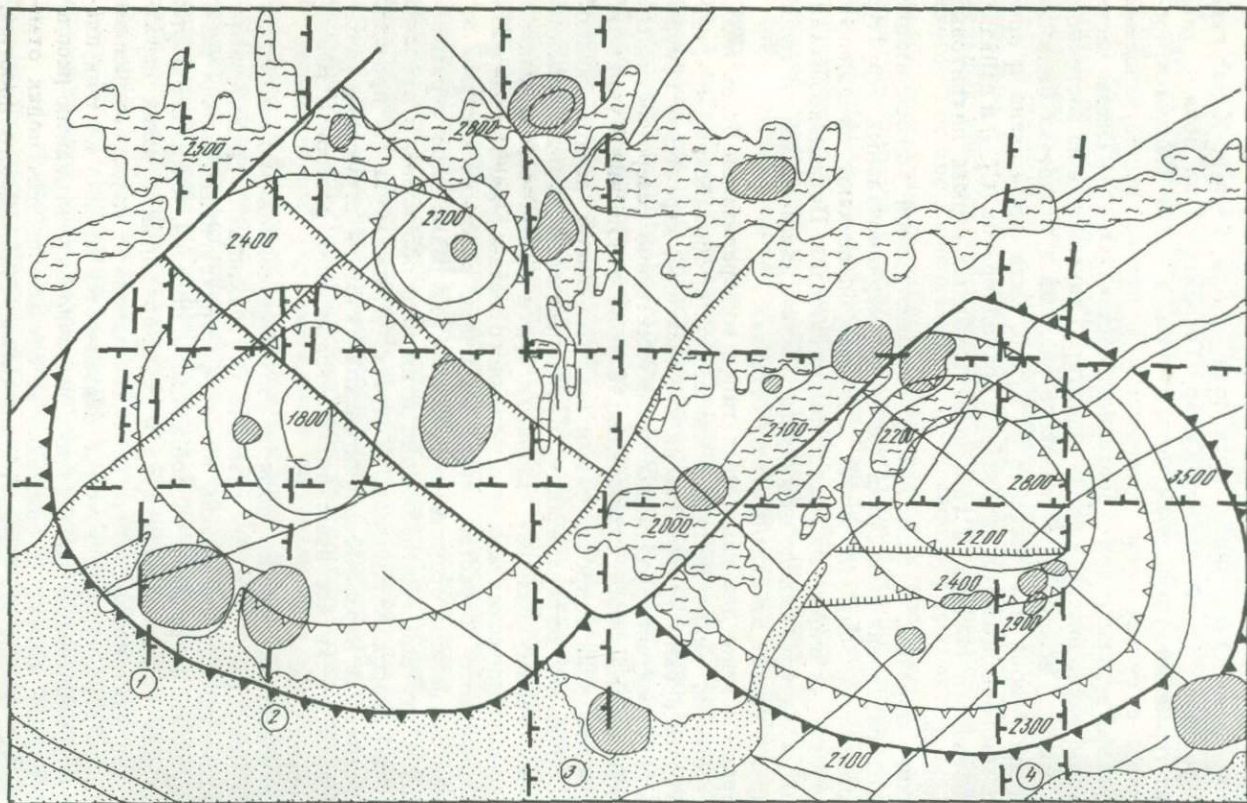
В пределах Восточного мегаблока вдоль Гиссаро-Каратегинского разлома протягивается Кумарх-Тагобикульская зона с касситерит-турмалин-сульфидным оруденением, а также Пасруд-Ягнобская зона с сульфидным оруденением в полосе зеленосланцевых образований вулканогенно-терригенного состава (O_3-S_1). Осевая часть этой зоны, расположенная вдоль широтного линеамента на восточном продолжении Гиссаро-Каратегинского разлома в верховьях бассейна р. Сардай Миона и в бассейне р. Ягноб, метаморфизована и пронизана многочисленными интрузиями гранодиоритов (C_{2-3}) и дайками разнообразного состава, в том числе трубками взрыва пикритовых порфиритов.

Таким образом, в размещении редкометальной минерализации очевидна барьерная роль ряда сквозных меридиональных структур (в особенности зоны III и VI), которые определяют продольную неоднородность широтных металлогенических зон. Последние локализованы вдоль крупных долгоживущих систем линеаментов, но функционируют только на отдельных их отрезках.

Наряду с этим для некоторых типов минерализации более позднего возраста, непосредственно связанной с обилайским или гиссаро-каратегинским интрузивными комплексами, характерна приуроченность к секущим разломам преимущественно северо-восточного простирания. Наиболее показательна в этом отношении Куликалон-Акбасайская зона с проявлениями редкоземельной, редкометальной и флюоритовой минерализации, приуроченных к трансзональному северо-восточному разлому, вдоль которого протягивается цепочка вулcano-плутонических массивов щелочного состава верхнепермского—нижнетриасового возраста. Северо-восточные сквозные системы нарушений оказывают существенное влияние на размещение сурьмянортутной и ртутной минерализации и широко проявлены в пределах Бузинова-Каторской площади, Кончоча, Джижикрута. В пределах северо-западной Варзоб-Кафирниганской сквозной структуры размещены практически все известные месторождения флюорита Южно-Гиссарской зоны.

Все известные рудные поля и узлы эндогенной минерализации района (см. рис. 5 и 6), генетически связанные с рудоносными магматическими формациями, по морфоструктурным данным сконцентрированы в пределах обособленных площадей, имеющих форму блоков или кольцевых структур и расположенных в узлах пересечения зон тектоно-магматической активизации с меридиональными сквозными структурами, которые оказываются именно на этих площадях проницаемыми для поздних щелочно-базальтоидных расплавов и трубок взрыва. В большинстве случаев на этих полях отмечены дайки щелочных базальтоидов субмеридионального простирания (Джилао, Пакруд, Тагобикуль).

Меридиональные системы нарушений хорошо дешифрируются на космо- и аэрофотоснимках и нередко определяют важнейшие особен-



ности структур рудных полей и характер размещения эндогенного оруденения.

Таким образом, большинство сквозных структур имеют особое значение в пределах конкретных рудоносных площадей, которые характеризуются во многих случаях специфическими кольцевыми морфоструктурами. Сочетание разновозрастных зон активизации определяет их особые свойства как узлов длительной эндогенной активности.

РУДОНОСНЫЕ УЗЛЫ ДЛИТЕЛЬНОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ Северный Тянь-Шань

Морфоструктурный узел Актюз находится на пересечении Актюзско-Нарынской меридиональной системы нарушений с широтной структурой (рис. 10, 2). Сложность морфоструктурной обстановки узла определяется также и наличием линеаментов северо-западного и северо-восточного простирания.

При детальном морфоструктурном анализе Актюз-Кастекского рудного района были выявлены кольцевые морфоструктуры, осложняющие блоковую структуру региона (рис. 10).

Как видно на морфоструктурной схеме, доминирующими в структурном плане территории являются диагональные северо-восточные и северо-западные линеаменты, которые ограничивают разновысотные блоки, в связи с чем хорошо проявлены в неотектонике.

Линеаменты ортогонального плана отчетливо проявлены в рельефе как структуры сквозного типа, секущие блоки. Кроме того, по ним наблюдаются смещения линеаментов диагонального плана.

На территории Актюз-Кастекского рудного поля выделены кольцевые морфоструктуры двух типов. К первому типу отнесены сложно построенные кольцевые морфоструктуры диаметром около 16 км. Центральные части их обособлены отчетливыми круговыми линеаментами и представляют собой либо относительное поднятие (Карабулакская на западе), либо относительное опускание (Актюзская на востоке).

Кольцевые морфоструктуры второго типа небольшие по размерам (3—5 км), куполовидные. Большинство из них в рассматриваемом регионе размещены по периферическим частям Карабулакской и Актюзской кольцевых морфоструктур.

Сопоставление данных морфоструктурного анализа с геологическим строением территории (данные В.В. Овчинникова, Н.И. Дорошенко и др.) показало, что всем выделенным линеаментам северо-

←
Рис. 10. Кольцевые морфоструктуры Актюзского рудного поля (составлена Е.Н. Сапожниковой)

1 — границы наиболее крупных кольцевых морфоструктур; 2 — прочие кольцевые морфоструктуры; 3 — выраженные в рельефе куполовидные образования; 4 — линеаменты, ограничивающие крупные блоки; 5 — прочие линеаменты, расчленяющие блоки и кольцевые морфоструктуры; 6 — гипсометрические ступени; 7 — сквозные зоны; 8 — блоки относительных поднятий; 9 — блоки относительных опусканий; 10 — области выровненного рельефа; 11 — осредненные значения фоновых высот блоков

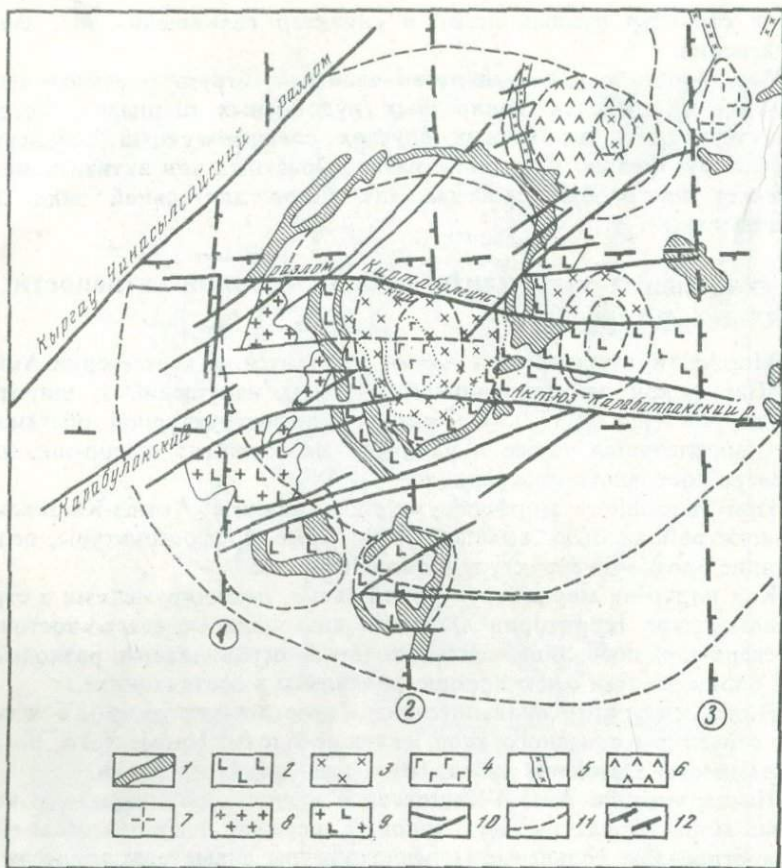


Рис. 11. Геологическое строение Карабулакского рудного поля (по В. В. Овчинникову и др.)
 Элементы геологического строения: 1 — фельзит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры; 2 — граносиениты и граносиенит-порфиры; 3 — сиенито-диориты; 4 — меланократовые диориты; 5 — экструзии и силлы трахибазальтов, трахидолеритов; 6 — кварцевые порфиры, туфы и туфолавы кварцевого порфира, базальтовые покровы с линзами красноцветов; 7 — аляскитовые граниты Акташтинского массива; 8 — нерасчлененные монзониты, адамеллиты и граниты Мироновского штока; 9 — нерасчлененные габбро-диориты, монзониты и кварцевые сиениты Карабулакского массива; 10 — разломы; элементы морфоструктуры: 11 — границы кольцевых морфоструктур; 12 — сквозные зоны

восточного и широтного простирания соответствуют разломы в верхнем структурном этаже. Более сложное выражение в геологическом строении имеют меридиональные линеаменты. На отдельных участках они представляют собой разломы, как, например, линеаменты 1 и 4 (рис. 11). Иногда эти линеаменты трассируются меридиональными системами даек граносиенитов, граносиенит-порфиров и разломами, а также меридиональными цепочками полей фельзитов, экструзиями и силлами трахибазальтов (рис. 11, зона 3).

Таким образом, меридиональные структуры носят скрытый характер и выявляются лишь специальным анализом.

Кольцевые морфоструктуры в геологическом строении не имеют

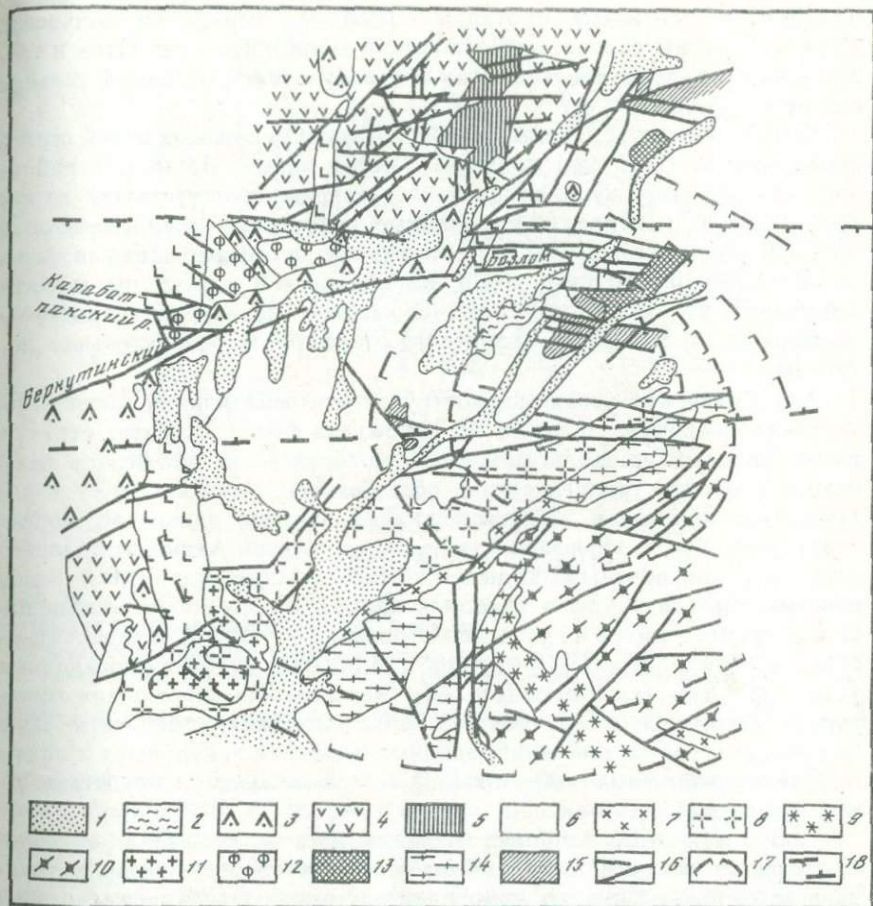


Рис. 12. Схематическая геологическая карта Актюзского рудного поля (по материалам Н.И. Дорошенко и др.)

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген-неогеновые отложения (красноцветы); 3 — полимиктовые песчаники, андезит-базальты с прослоями песчаников; 4 — среднеордовикские туфы, порфириты с горизонтами кремнистых сланцев; 5 — раннекембрийские эффузивно-осадочные отложения; 6 — гнейсы, мигматиты, слюдяные сланцы с горизонтами амфиболитов, амфиболовые сланцы и т.п.; 7 — сиенито-диориты; 8 — аляскитовые граниты; 9 — нижнепалеозойские мелкозернистые гранодиориты и плагиограниты; 10 — порфировидные гнейсовидные гранодиориты; 11 — аллитовидные граниты и гранофиры; 12 — фельзиты и их брекчии; 13 — верхнепротерозойские интрузивные породы; 14 — древние граниты; 15 — гнейсовидные габброиды; 16 — разломы; элементы морфоструктуры; 17 — границы кольцевых морфоструктур; 18 — сквозные зоны

однозначного выражения, поэтому рассмотрим геологические признаки каждой из выделенных кольцевых морфоструктур.

Наиболее полное соответствие морфоструктурных и геологических элементов наблюдается в пределах Каравулакской структуры. Границы внутреннего кольца ограничены дуговой дайкой фельзитов (лР?). Центральная часть южной половины представляет собой поднятие, к которому приурочена интрузия сиенит-диоритов (εР?). Северная половина, наоборот (см. рис. 11), относительно опущена

и выполнена гнейсами протерозоя (Pt_3). По периферии кольцевой морфоструктуры расположены интрузии монцонитов, гранитов и габбро-диоритов (Мироновский шток и Карабулакский массив). В рельефе они не выражены.

Карабулакская кольцевая морфоструктура осложнена целой серией более мелких (3—5 км) кольцевых образований. На юге, в районе пос. Бешеке этим куполовидным структурам соответствуют палеовулканические постройки, прорванные интрузиями граносиенитов и граносиенит-порфиров ($\gamma\epsilon P?$) и окруженные дугowymi дайками фельзитов ($\lambda P?$). В северной части Карабулакской структуры имеется небольшое купольное поднятие, сложенное меловыми кварцевыми порфирами, туфолавами кварцевого порфира и базальтовыми покровами.

Актюзская кольцевая морфоструктура в центральной части относительно погружена и почти не осложнена более мелкими структурами. Здесь мы не наблюдаем прямого соответствия элементов кольцевого строения геологическим образованиям. Однако имеется ряд косвенных признаков, подтверждающих наличие кольцевой морфоструктуры. Так, к периферии внутреннего кольца Актюзской морфоструктуры приурочены выходы гнейсовидных габброидов (ηPt_3). Внешняя граница структуры в западной части совпадает с выходами интрузий граносиенитов и граносиенит-порфиров ($\gamma\epsilon P?$). С запада Актюзская морфоструктура оконтурена границами эффузивно-осадочных толщ ордовика и карбона (рис. 12). Часть разломов, секущих структуру, вписывается в дуговые системы. Осложняющие Актюзскую морфоструктуру мелкие куполовидные поднятия приурочены к полям эффузивно-осадочных образований и, по-видимому, представляют собой скрытые интрузии.

Таким образом, наиболее выраженными в рельефе и в геологическом строении являются Карабулакская кольцевая морфоструктура и осложняющие ее куполовидные поднятия. В целом в этой части Актюз-Кастекского района наиболее широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые хорошо выражены в рельефе. Восточная часть представляет собой более древний блок, в котором, по-видимому, мы имеем дело с корневыми частями кольцевых морфоструктур, а поэтому они слабее выражены в геологическом строении и фактически улавливаются лишь благодаря унаследованному развитию морфоструктур.

Отметим, что оруденение как в пределах Карабулакской, так и в Актюзской морфоструктурах приурочено к их периферическим частям.

Зеравшано-Гиссарская область

Для рудоносных узлов рассматриваемой области по данным морфоструктурного анализа характерна приуроченность редкометальных месторождений к локальным кольцевым морфоструктурам (с поперечниками от 1 до 20 км). Сурьмяно-ртутные и некоторые другие месторождения расположены преимущественно в пределах блоковых

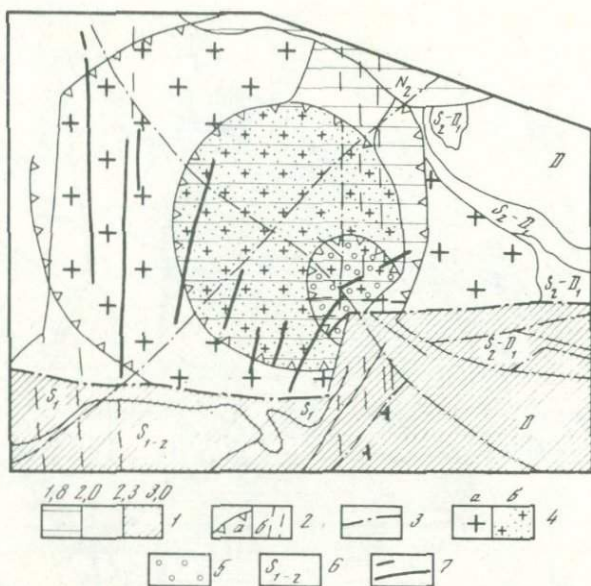


Рис. 13. Схематическая морфоструктурная карта восточной части Чинарсайского интрузива (использованы данные А.П. Мартынца)

1 — фоновые высоты блоков (в км); 2a — границы кольцевых морфоструктур, 2б — сквозные зоны; 3 — зоны разломов, выраженные в рельефе и по геологическим данным; 4 — гранодиориты: а — массивные, б — гидротермально измененные; 5 — кварцевый штокверк; 6 — известняки и терригенные образования силура и девона; 7 — дайки щелочного и щелочно-базальтоидного состава

морфоструктур, границы которых определяются сочетанием продольных субширотных и сквозных систем линейментов. Рассмотрим некоторые наиболее характерные в этом отношении примеры.

Структурный узел восточной части Чинарсайского массива (Зеравшанский хребет) контролирует скарново-шеелитовое оруденение, расположенное в экзоконтактовой части массива. Узел представляет собой обособленную кольцевую морфоструктуру, поперечником 4 км, оконтуривающую восточную часть массива (рис. 13). Морфоструктура расположена на пересечении широтных линейментов из системы Зеравшанского разлома с северо-западной Джилао-Тарорской зоной дислокаций, северо-восточной и субмеридиональной сквозными системами нарушений.

В пределах рудного поля хорошо подтверждаются крупные диагональные системы разломов — северо-западный Джилауский и северо-восточный Дайковый, вдоль которого прослеживаются дайки лампрофиров. По морфоструктурным данным площадь узла пересечена также системой субмеридиональных нарушений скрытого типа, которые геологическими данными подтверждены только в западной части площади, где вдоль них прослеживается система даек камптонитов.

В центральной части морфоструктуры нарушения, видимо, скрыты под толщей делювиально-пролювиальных отложений в руслах распадков меридиональной ориентировки. Эти распадки по существу ограничивают площадь кварцевого штокверка. Последний расположен

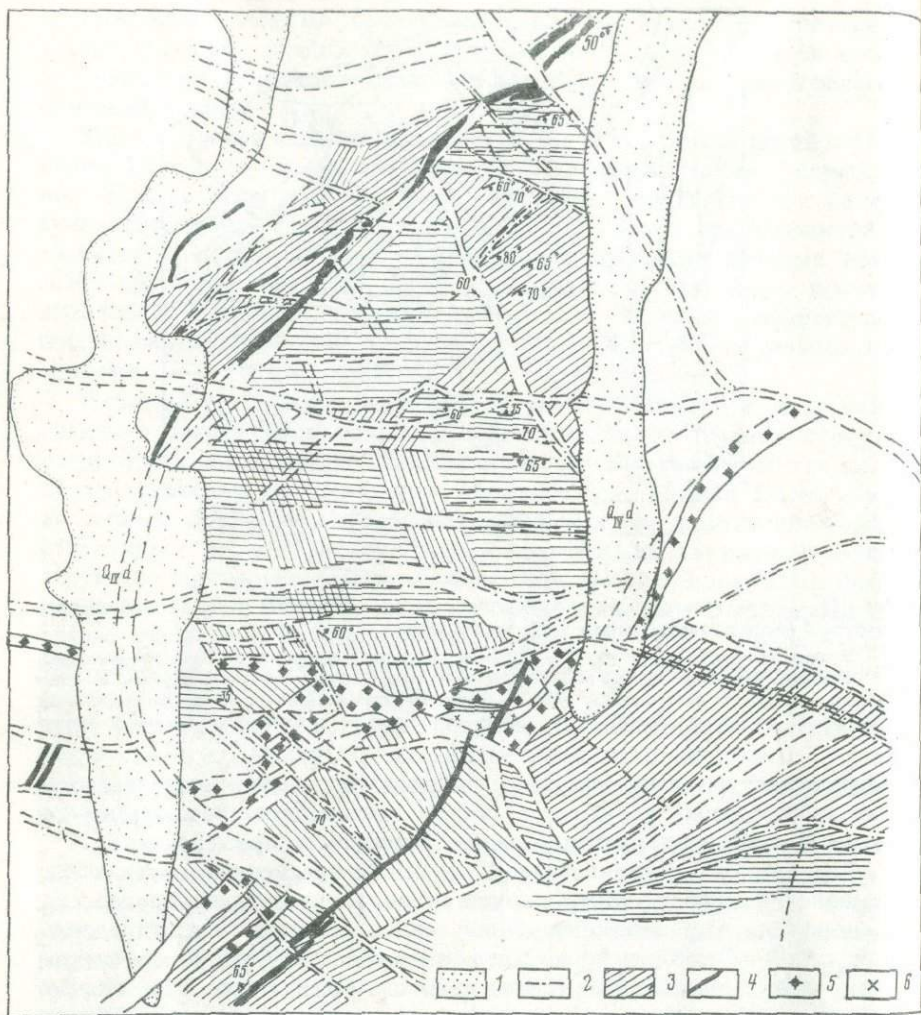


Рис. 14. Дизъюнктивная структура центрального типа, расположенная в узле пересечений разнонаправленных линейментов (использованы данные А.С. Кононюка и др.)
 1 — четвертичные отложения; 2 — зоны разломов; 3 — зоны трещиноватости; 4—6 — дайки:
 4 — камптонитов, 5 — лампрофиров, 6 — диорит-порфиритов

внутри кольцевой морфоструктуры со сложным строением, особенности которой хорошо прослеживаются при аэровизуальном наблюдении. Часть гранодиоритового массива в пределах центральной части кольцевой морфоструктуры характеризуется относительно выположенным и пониженным рельефом (до 2,0 км), с плоскими гребнями и дуговым рисунком гидросети, оконтуривающей восточную периферическую часть массива. Внешнее кольцо морфоструктуры и остальная часть массива, располагающаяся за ее пределами, образует более высокий уровень рельефа (2,1—2,3 км) и отмечена скаль-

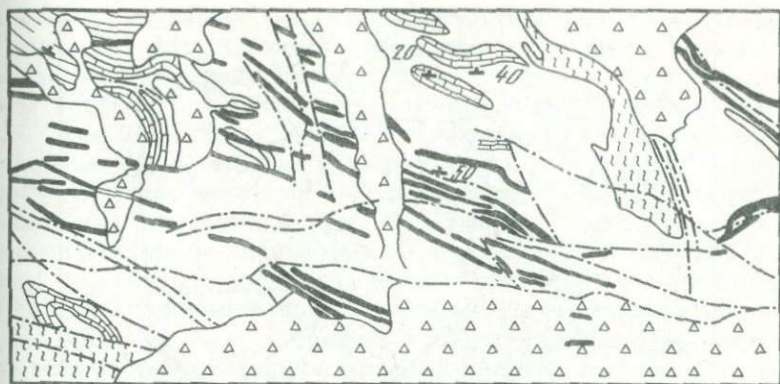


Рис. 15. Проявление субмеридиональных зон разрывных нарушений в пределах Фандарьинского блока (использованы материалы Ю.Г. Кокорина и Н.С. Байгутова) 1 — зоны разрывных нарушений; 2 — четвертичные образования; 3 — субвулканические тела и дайки (микродiorиты, спессартиты, диабазовые порфириты, гранодиорит-порфиры. (P—T); 4 — терригено-карбонатные образования (C₂₋₃); 5 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы (O₃—S₁)

ными выходами пород гранодиоритового состава и более резкими очертаниями водораздельных участков.

Выположенный рельеф внутреннего кольца морфоструктуры, вмещающий рудное поле, образовался на мощной коре выветривания, развивающейся на площади гидротермально переработанной части интрузива. Общая конфигурация этой площади имеет круговые очертания с поперечником около 1 км. Центр структуры сфокусирован в пределах кварцевого штокверка, в границах которого отмечена радиальная система разрывных нарушений (типа "битой тарелки") и дуговой рисунок периферических систем трещин, контролирующей кварцевые прожилки (рис. 14). Оруденение сосредоточено по южному контакту массива гранодиоритов с карбонатными и терригенными толщами силура—девона, вдоль зоны широтного надвига, по которому вмещающие породы надвинуты на массив.

Фандарьинский, Зеравшанский и Майхуринский структурные узлы (см. рис. 7) расположены вдоль крупной меридиональной структуры, прослеживающейся от верховьев р. Ханака на гору Айки. Фандарьинский узел сложного строения образован пересечением меридиональной зоны с Южно-Зеравшанской системой нарушений, проходящей вдоль долины р. Чоре и по ее бортам. Ширина системы нарушений 2 км, ее бортовые участки прекрасно выражены в рельефе, поскольку склоны гор имеют двухярусное строение, которое обусловлено различиями в литологии ниже-среднекаменноугольных терригенных пород и массивных известняков нижнего—среднего девона, слагающих верхний уровень склонов и водоразделы. В пределах зоны сосредоточено значительное количество дорудных щелочных даек кремнекислого и среднего состава. В области пересечения с меридиональной сквозной системой нарушений отмечается значительное количество

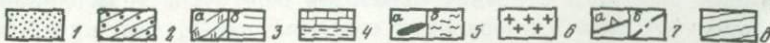
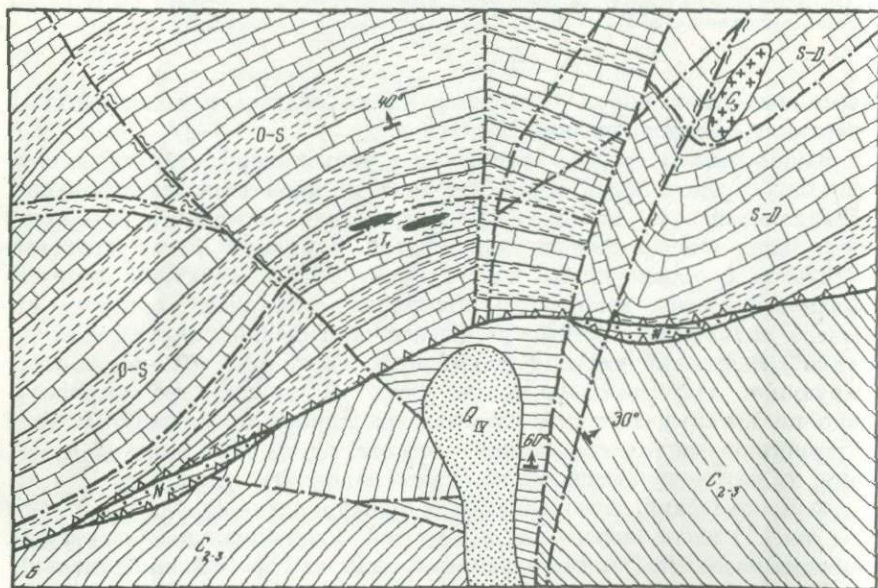
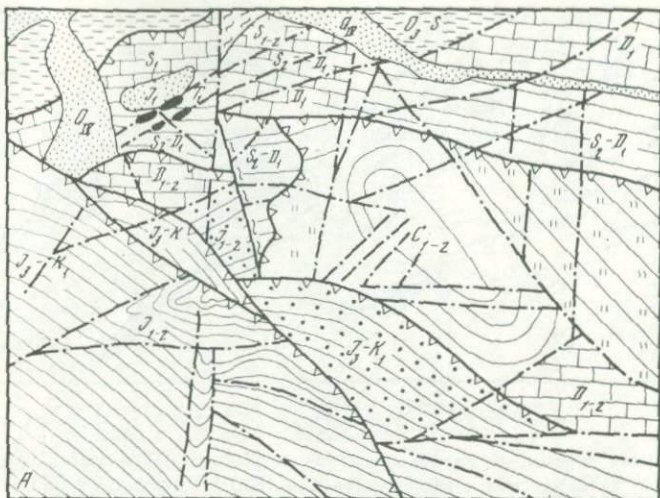


Рис. 16. Дешифрирование меридиональных зон разрывных нарушений в пределах Зеравшанского (А) и Уштургарданского (Б) структурных узлов

1 — четвертичные отложения; 2 — комплекс позднемезозойских-кайнозойских терригенных и угленосных образований; 3 — комплекс позднепалеозойских образований: а — терригенно-карбонатные, б — флишевые; 4 — нижне-среднепалеозойские известняки, сланцы; 5а — дайки диабазовых порфиров и щелочных базальтоидов, 5б — кварц-альбитовые метасоматиты и зоны дробления вдоль разломов; 6 — гранодиориты; 7 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — прочие; 8 — элементы слоистости (по дешифрированию снимков)

ство сколовых трещин, которые вызывают смещения или окончания даек (рис. 15). В рельефе эти сколовые трещины практически не обнаруживаются за исключением тех случаев, когда к ним приурочены боковые саи и промоины, засыпанные склоновыми отложениями. На космических снимках и аэрофотоматериалах эти саи и промоины обнаруживают упорядоченность в своем распределении вдоль фрагментов сквозных систем нарушений, что по существу и помогает их обнаруживать. При этом участки с относительно более высокими содержаниями полезных компонентов в рудных телах расположены в узлах пересечения рудной зоны, расположенной вдоль субширотного разлома с поперечными сдвигами. В восточной части района дайковый пояс прерывается субмеридиональным выступом блока метаморфических пород, который является, по-видимому, экранующим для рудной минерализации.

Аналогичным образом экранующую роль играет Уштургарданский меридиональный разлом (рис. 16, б). К западу от него полоса вольфрамовой минерализации, следующая вдоль Дукдонской зоны, прерывается. Разлом контролирует также блоки с разной степенью метаморфизма известняков среднепалеозойского возраста, что свидетельствует о значительной древности этой структуры. Вместе с тем он отчетливо пересекает зону Дукдонского надвига, вдоль которого ниже-среднекаменноугольные образования надвинуты на среднепалеозойские известняки. В тектонических клиньях вдоль зоны разлома зажаты миоценовые осадочные образования, что свидетельствует об оживлении разрывных структур в позднеальпийское время.

Хорошо дешифрируются на крупномасштабных аэрофотоснимках зоны меридиональных нарушений в пределах Зеравшанского структурного узла и к северу от пос. Такфон (рис. 16, а). Они принадлежат, по-видимому, к наиболее поздним системам разрывных нарушений, контролируют размещение щелочных базальтоидов в окрестностях рудного поля Джижикрут и пересекают толщу мезозойских осадочных пород. В пределах рудного поля прекрасно дешифрируются также северо-восточные разрывные нарушения, принадлежащие к Искандердарьинской сквозной системе нарушений. Эта система практически теряется в поле позднемезозойских образований, что, видимо, может свидетельствовать о ее допозднемезозойском возрасте. Вместе с тем очень многие системы нарушений активно проявлялись вплоть до позднечетвертичного времени. Например, к северо-востоку от пос. Такфон вдоль широтного разлома смещен гребень хребта, протягивающийся в меридиональном направлении. Все это свидетельствует об очень живой альпийской тектонике, обновляющей практически все системы древних разломов и являющейся своеобразным "ключом" для обнаружения более древних рудоконтролирующих структур.

Юго-Западный Гиссар

Металлогенический профиль юго-западных отрогов Гиссарского хребта определяет колчедано-полиметаллическое оруденение, тесно связанное с кремнекислым вулканизмом. Работами О.Г. Терлецкого, Н.Н. Биндемана и других исследователей установлена приуроченность рудных объектов к узлам зон скрытых нарушений трех направлений: субширотного, северо-восточного и меридионального. Двум последним придается рудоконцентрирующее значение (по М.А. Фаворской и И.Н. Томсону).

История и роль каждой из этих систем нарушений остается во многом неясной, а выделенные структуры имеют более позднее по отношению ко времени оруденения заложение. Неясны и палеовулканологические критерии продуктивности узлов. Ответы на эти вопросы следует искать в анализе связи распределения магматических и осадочных образований с системами нарушений в различные этапы развития региона. Первая попытка такого анализа принята нами на основе собственных полевых исследований и обширного материала по геологическому строению области, полученного геологами Мингео УзССР, САИГИМС, ИГиГ АН УзССР, ЦНИГРИ, ТашГУ им. В.И. Ленина.

Рассматриваемый район представляет собой наиболее приподнятую часть Байсунской структурно-формационной зоны. Здесь новейшими горообразовательными движениями выведен к земной поверхности древний фундамент Афгано-Таджикского массива, сложенный протерозойскими и нижнекембрийскими метаморфическими комплексами и ранне-среднепалеозойскими гранитоидами. На севере, в пределах Южно-Гиссарской зоны фундамент раздроблен, погружен и доступен изучению лишь по ксенолитам в трубках взрыва. Большую часть площади занимают гранитоиды Гиссарского плутона.

Метаморфиты перекрыты ниже-среднекаменноугольными карбонатно-терригенными толщами и кремнекислыми вулканитами вторично-геосинклинальных (по Г.А. Гвалчрелидзе) прогибов, с которыми и связано колчеданно-полиметаллическое оруденение. Благодаря жесткости основания, эти образования оказались слабо деформированными позднепалеозойской складчатостью и представляют собой удобный объект для изучения варисцидских структур.

Орогенная тектоно-магматическая активизация (поздний карбон—пермь) ознаменовалась внедрением гранитоидов и комплекса связанных с ними даек диабазов, гранит-порфиров, фельзитов. По аналогии с лючобским вулкано-плутоническим комплексом Южного Гиссара, к нижепермским образованиям относят толщу трахибазальтов, трахиандезитов бассейна р.Кайрак, перекрывающих средне-верхнекаменноугольные флишоидные отложения. На заключительных стадиях орогенного этапа внедрился пермо—раннетриасовый (по З.А. Юдаlevичу) габбро-мондонит-сиенитовый алмалысайский комплекс. Во время раннеплатформенной активизации (средний—поздний триас) сформировался комплекс даек щелочных базальтоидов, который в большинстве случаев очень трудно отделить от сходных по составу жильных образований — дериватов щелочной и гранитоидной маг-

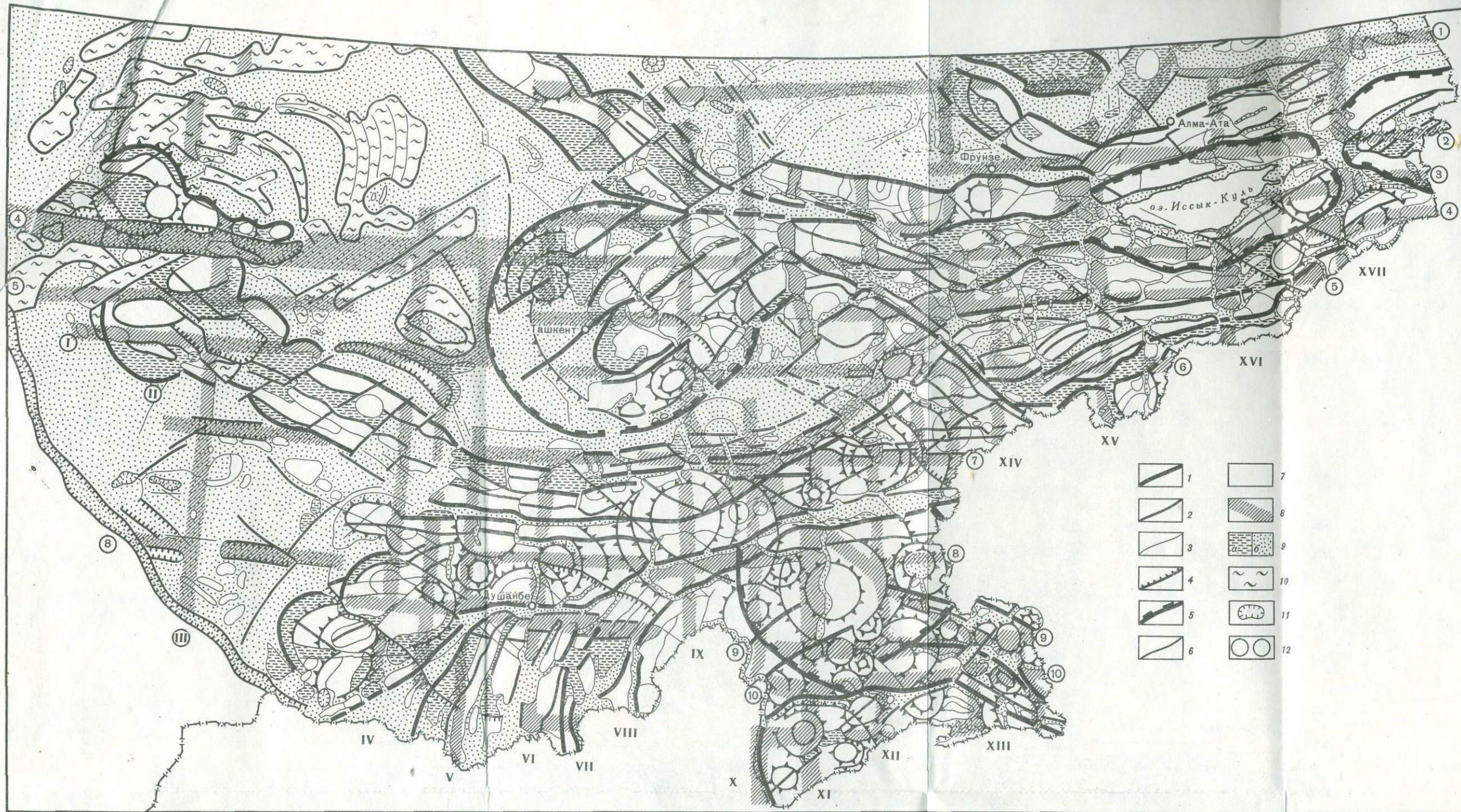


Рис. 3. Морфоструктурная карта востока Средней Азии (составлена Е.Н. Сапожниковой, И.К. Волчанской)

1 — линеаменты 1-го порядка, ограничивающие морфоструктурные зоны (отдельные хребты и их системы, крупные впадины и т.п.); 2 — линеаменты 2-го порядка, ограничивающие морфоструктурные подзоны (крупные блоки горного рельефа и депрессии); 3 — прочие линеаменты, хорошо выраженные в рельефе и

осложняющие внутренние части морфоструктурных зон и блоков; 4 — гипсометрические ступени; 5 — границы крупнейших кольцевых морфоструктур (поперечник более 300 км); 6 — прочие кольцевые морфо-структуры; 7 — сквозные зоны; 8 — области относительных поднятий (горный рельеф); 9 — области относительных погружений; а — умеренных, б — интенсивных; 10 — грядовый рельеф в областях относительных погружений; 11 — замкнутые впадины; 12 — индексы сквозных зон

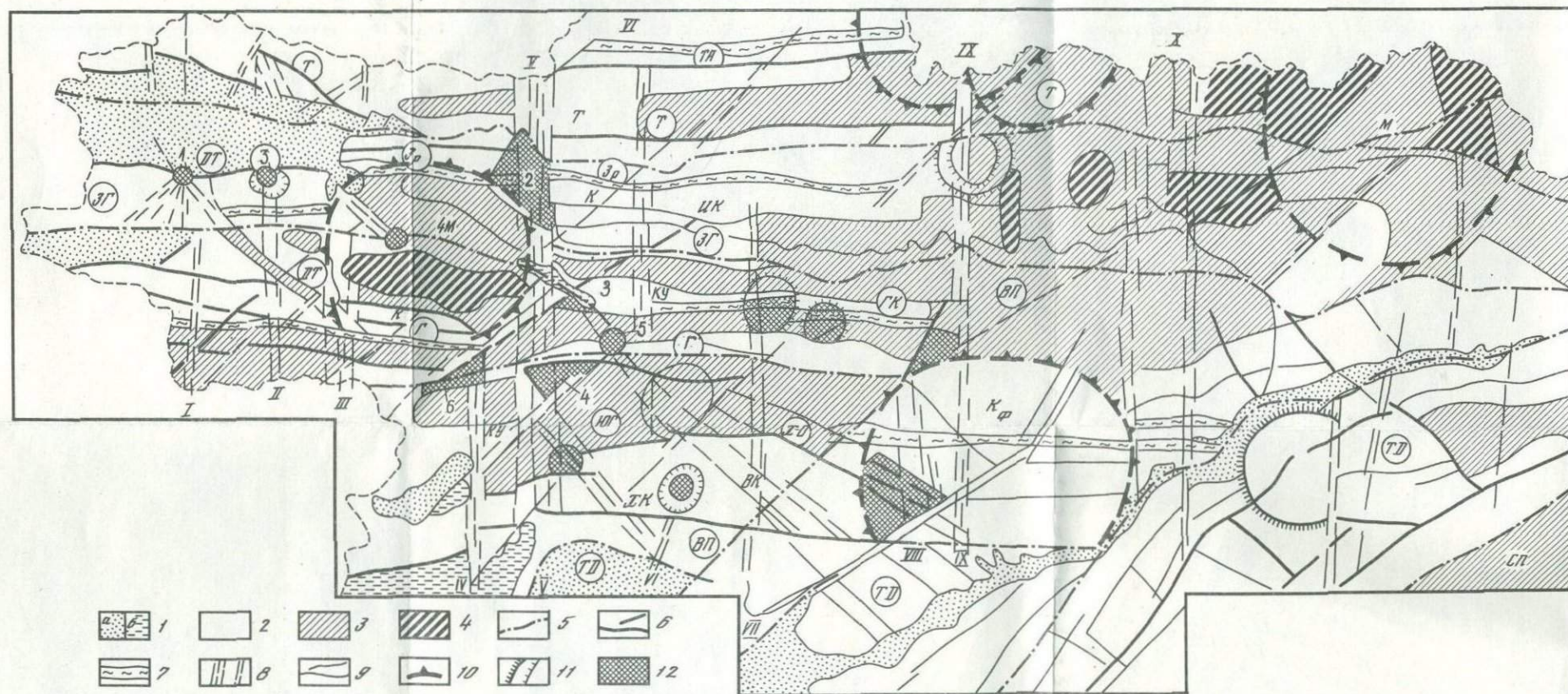


Рис. 5. Морфоструктурная схема Центральная Таджикистана (составлена И.К. Волчанской, 1982 г.)

Формы рельефа: 1 — межгорные и внутригорные впадины на кайнозойских (а) и мезозойских (б) отложениях; 2—4 — высокогорный денудационный рельеф: 2 — высотой от 3 до 4 км, 3 — от 4 до 5 км, 4 — выше 5 км; 5 — границы морфоструктурных зон и подзон; 6 — границы продольных ярусов высокогорного рельефа и крупных блоков; 7 — зоны тектонически раздробленного рельефа вдоль крупных разломов; 8 — сквозные зоны; 9 — прочие линеаменты; 10—11 — кольцевые морфоструктуры; 10 — крупнейшие (ЧМ — Чимтарганское поднятие, М — Матчинского горного узла, К_б — Кафирниганское), 11 — прочие кольцевые морфоструктуры (а — куполовидные, б — чашеобразные); 12 — аномальные кольцевые и блоковые морфоструктуры в узлах пересечения крупнейших систем нарушений;

1 — восточной части Чинарсайского массива, 2 — Фандарьинский, 3 — Зеравшанский, 4 — Майхури-ский, 5 — Уштургарданский, 6 — Искандеркульский, 7 — Тагобикуль-Кумархский, 8 — Такобский. Морфоструктурные зоны: Т — Туркестанская, ЗГ — Зеравшано-Гиссарская, ЮГ — Южно-Гиссарская, СП — Северо-Памирская, ТД — Таджикская депрессия; крупнейшие зоны разломов — продольных: ТА — Туркестано-Алайского, З_р — Зеравшанского, Д — Дукдонского, Г — Главного Гиссарского, ГК — Гиссаро-Каратегинского, поперечных сквозных зон: ДТ — Джилао-Тарорской, К — Казнонской, ВК — Варзоб-Кафирниганской, ХК — Ханака-Куликалонской, ИК — Искандеркульской, КУ — Каратаг-Уштургарданской, ТК — Тагобикульской. Римские цифры — меридиональные сквозные зоны: I—II — Магнан-Хандизинская, III — Арчамайданская, IV — Каратагская, М — Фандарьинская, VI — Варзобская, VII — Кумархская, VIII—IX — Рамитская

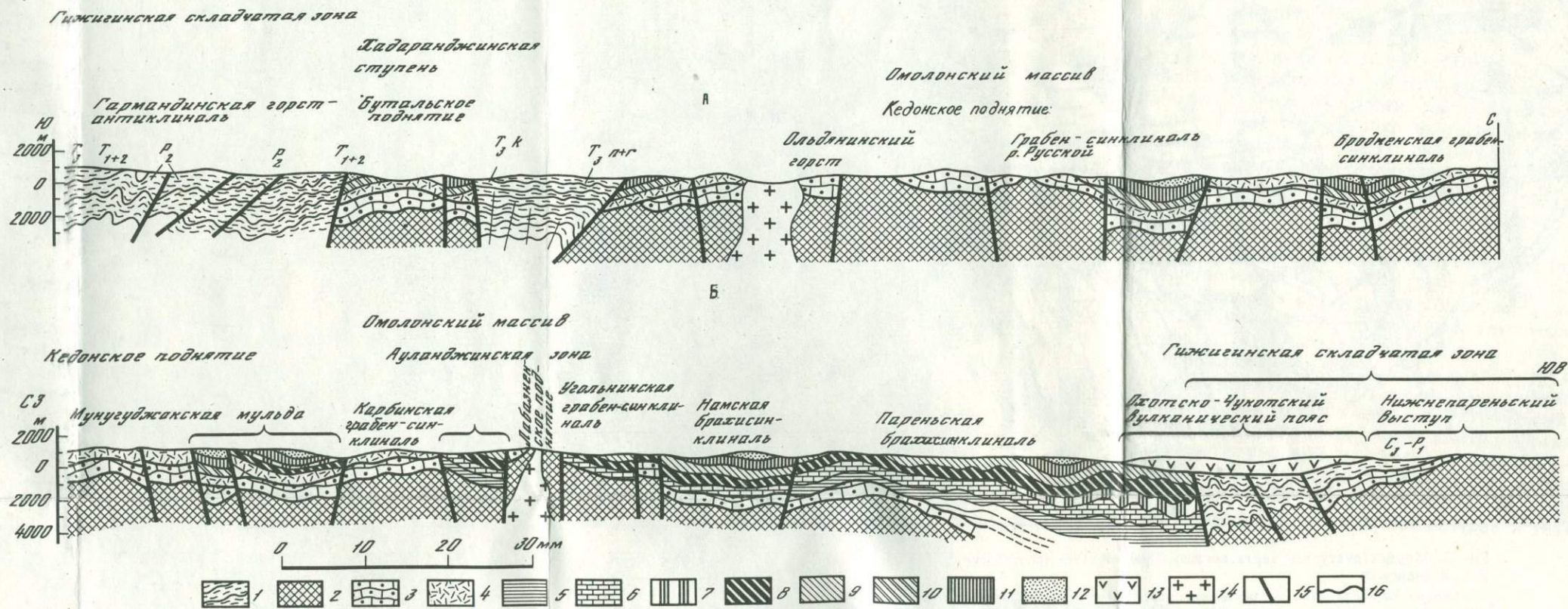


Рис. 34. Схематические геологические разрезы [54], характеризующие глубинное строение Омолонского отрезка Омолонно-Камчатской сквозной зоны (А — продольный разрез, Б — поперечный разрез в южной части Омолонского массива)
 1 — главный геосинклинальный комплекс складчатого обрамления, Омолонский массив; 2—12 — Выступы и поднятия Гижигинской складчатой зоны; 2 — архейский кристаллический фундамент; 3 — нижний структурный

ярус чехла (рифей—ордовик); 4—12 — верхний структурный ярус чехла: 4 — средний—верхний девон, 5 — верхний девон—нижний карбон, 6 — нижний карбон, 7 — средний карбон, 8 — верхний карбон—нижняя пермь, 9 — верхняя пермь (в Ауланджинской зоне), 10 — пермь (на Кедонском поднятии), 11 — триас, 12 — нижняя и средняя юра; 13—15 — Охотско-Чукотский вулканический пояс: 13 — мел, 14 — раннепалеозойские и позднедевонские гранитоиды, 15 — разломы, 16 — граница между основными структурными комплексами

мы. В конце триаса произошла пенепленизация, и область вступила в платформенную стадию, продолжавшуюся до олигоцена.

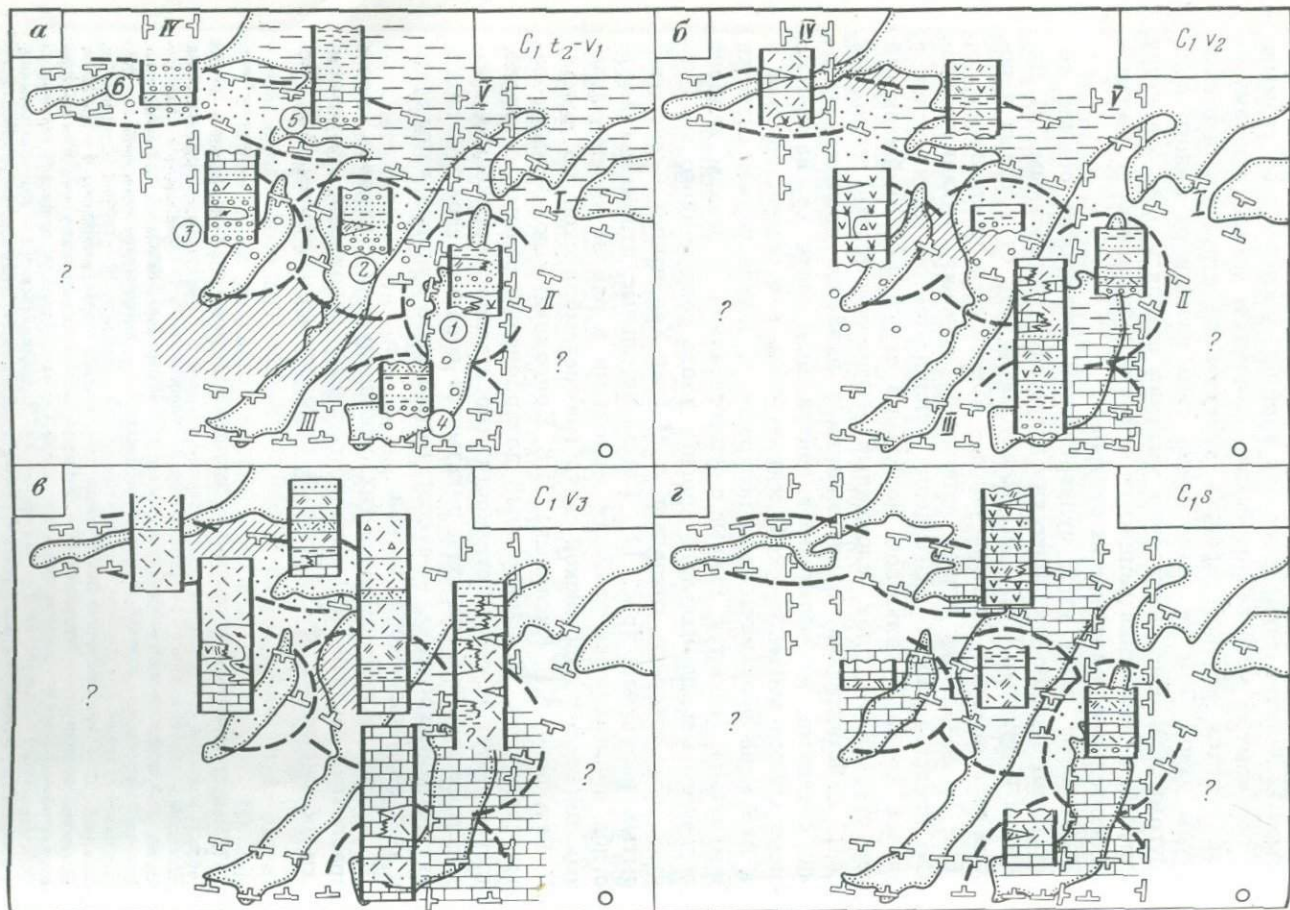
В настоящее время непосредственному изучению доступны лишь фрагменты вулканических построек карбона, уцелевшие от размыва и не перекрытые мезо-кайнозойским осадочным чехлом, поэтому не всегда удается реконструировать внутреннюю структуру и точные контуры узлов. Тем не менее смена типа разреза от одного поля к другому позволяет достаточно уверенно отделять одну структуру от другой, а изменения мощности и фаций вулканитов — намечать приблизительное положение их центров.

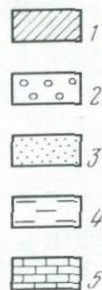
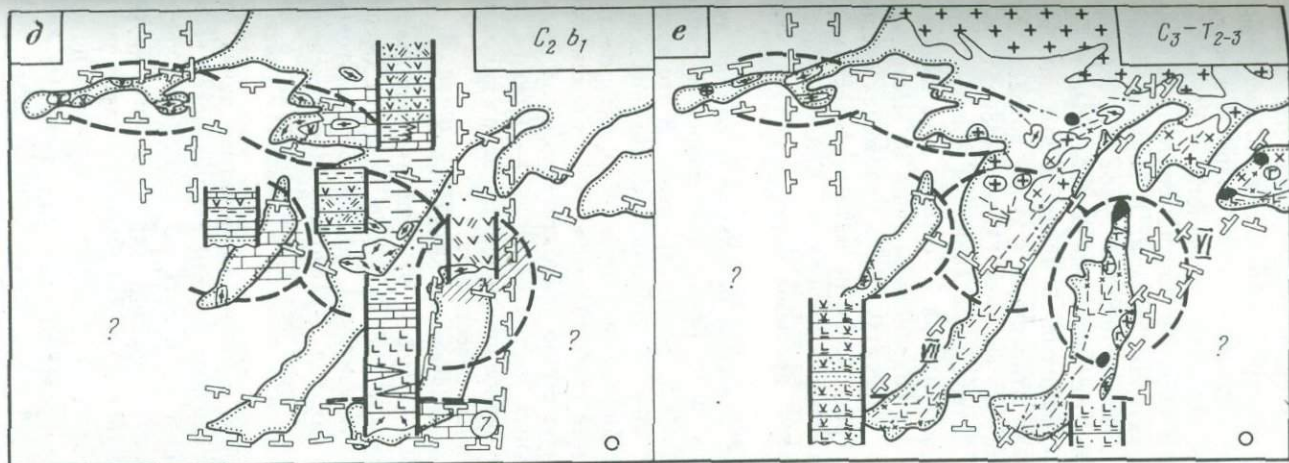
Выделенные нами узлы вулканической активности обычно соответствуют вулкано-тектоническим депрессиям, выделенным Т.Н. Далимовым и другими [18], Т.Ш. Шаякубовым [68], от которых и получили свое название. Размеры узлов — 20—30 км в поперечнике.

Еще на начальных этапах детального изучения вулканитов возникло представление о размещении вулкано-тектонических узлов в пределах крупной кольцевой мобильной структуры, окаймляющей более стабильный блок, сложенный метаморфическими породами [18,43]. Действительно, ядро, слагаемое наиболее древними гнейсами, сланцами, мигматитами в центральной части хр. Байсунтау, лишено следов магматической деятельности, а с севера, востока и юга окружено вулканическими центрами. С запада кольцо остается незамкнутым, имеются данные о существовании в раннем карбоне поперечного меридионального прогиба вдоль современного хр. Сурхантау, ось которого совпадает с Магиан-Хандизинской системой скрытых нарушений (рис. 17). Каменноугольные отложения вдоль прогиба подстилаются наиболее молодыми в районе метаморфическими толщами хандизинской свиты (нижнекембрийской, по данным Э.Д. Безуглова, А.Г. Кислицына, П.В. Кондакова) и докаменноугольными гранитами. Незначительный докарбонный размыв, очевидно, свидетельствует об унаследованности относительного прогибания. Анализ палеогеографических схем показывает довольно сложную обстановку осадконакопления, не свидетельствующую в пользу кольцевого или даже полукольцевого прогиба.

В основу палеогеографических реконструкций положена схема возрастного расчленения каменноугольных отложений, фаунистически обоснованная Ф.Р. Бенш и дополненная данными Э.Д. Бе-

Рис. 17. Палеогеографические схемы Юго-Западного Гиссара в карбоне, перми и триасе
1 — область поднятия; 2 — конгломераты; 3 — пески; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы: 1 — риолитового, 2 — риодацитового, 3 — дацитового, 4 — андезит-дацитового, 5 — андезитового, 6 — трахиандезитового, 7 — трахиандезито-базальтового, 8 — щелочно-базальтового состава: а — лавовой, б — пирокластической, в — вулканогенно-осадочной, г — субвулканической природы; 7 — граниты; 8 — гранодиориты; 9 — диориты; 10 — габбро; 11 — сиениты, сиенодиориты; 12 — дайки щелочных базальтоидов; 13 — дайки; а — гранит-порфиры, б — диабазов; 14 — сквозные зоны скрытых нарушений; 15 — границы вулкано-тектонических узлов; 16 — контуры выходов домезозойского фундамента; цифры в кружках — узлы повышенной эндогенной активности: 1 — Хандизинский; 2 — Аксуйский; 3 — Чакчарский; 4 — Ходжабаркинский; 5 — Кызылдарьинский; 6 — Яккабагский; 7 — Южно-Сурхантауский. I—VII — сквозные зоны скрытых нарушений и глубинных разломов: I — Южно-Гиссарский, II — Эффузивный, III — Южно-Сурхантауский, IV — Яхтон-Кульдаринская, V — Магиан-Хандизинская, VI — Искандердарьинская, VII — Казнокско-Байсунская





	а	б	в	г	2
1	Diagonal hatching	Diagonal hatching	Diagonal hatching	Diagonal hatching	Diagonal hatching
2	Brick pattern	Brick pattern	Brick pattern	Brick pattern	Brick pattern
3	Dotted pattern	Dotted pattern	Dotted pattern	Dotted pattern	Dotted pattern
4	Horizontal dashes	Horizontal dashes	Horizontal dashes	Horizontal dashes	Horizontal dashes
5	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles
6	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles
7	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles
8	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles	Brick pattern with circles

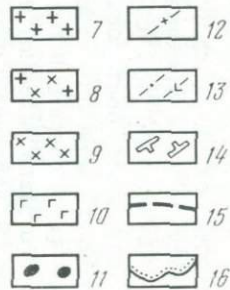


Рис. 17

зуглова, О.Н. Никитиной, Н.Н. Биндемана и других исследователей (см. рис. 17). Колонки, помещенные на схемах, отражают лишь принципиальный состав отложений и локализованных в них субвулканических тел, величина колонок пропорциональна мощности.

Заложение вулканических структур произошло в позднеюрно-ранневизейское время (рис. 17, а). Отложения этого возраста в объеме зойской (по Э.Д. Безуглову) и ее возрастного аналога — чормагольской свит представлены главным образом конгломератами и песчаниками с трансгрессивным характером разреза. В верхних частях разреза большинства участков описаны прослои туфов, туфобрекчий среднего, кремнекислого состава, т.е. частично перемытыми и удаленными от центров извержения фациями. В пределах выходов зойской свиты локализируются условно относимые к этому возрасту субвулканические тела трахиандезитов, латитов (Хандизинский), риолитов (Чакчарский узел [60]). Латеральные вариации состава отложений отражают обстановку наступления с севера неустойчивого мелководного морского бассейна с сохранением суши на месте центральной части современного хр. Байсунтау. Здесь отложения средне-визейского этапа залегают непосредственно на метаморфическом основании. В восточной части за счет образования Хандиза-Вахшиварского и Южно-Сурхантауского прогибов береговая линия была значительно отодвинута к югу.

К отложениям среднего визе отнесены базальная и нижняя вулканогенно-осадочные толщи (по Ф.Р. Бенш) вахшиварской свиты и их аналоги в куктепинской (по Э.Д. Безуглову) свите. В это время береговая линия сместилась к югу, а вторично-геосинклинальный прогиб углубился (рис. 17, б). В составе свит аргиллиты, алевролиты, песчаники, которые вместе с более грубообломочными отложениями зойской свиты составляют единую серию эпиконтинентальной шельфовой формации. Во фронтальных частях бассейна — Южно-Сурхантауском прогибе — более интенсивное прогибание привело к накоплению мощных прослоев органогенных известняков.

Значительное место среди средне-визейских образований принадлежит вулканитам, главным образом туфам от андезито-дацитового до риолитового состава. На западе района прослеживается (меридиональная?) полоса развития андезитовых, андезито-базальтовых лав и пластовых субвулканических тел. Краснокаменное изменение этих пород, отсутствие осадочных прослоев свидетельствуют о наземном характере извержений.

К образованиям верхнего визе отнесена карбонатная пачка (по Ф.Р. Бенш), вулканогенные и осадочные породы вахшиварской (куктепинской) свиты, перекрывающие ее, вплоть до карбонатно-кремнистого горизонта, маркирующего подошву серпуховского яруса. Мощные пачки лав и туфов Аксуйского и Яккобагского узлов часто несут следы краснокаменных изменений и лишены осадочных пород (следовательно, и маркирующих горизонтов). К серпуховскому ярусу здесь условно отнесена верхняя часть вулканогенной пачки 800-метровой мощности по рекам Аксу и Сангардак.

Образование известняков в начале позднего визе ознаменовало

максимум трансгрессии, начавшейся в позднем турне. Известняки прослежены вплоть до хребта Кугитанг — крайнего южного выхода домезозойских пород. Затем произошла дифференциация территории: на севере образовалась цепочка островов (рис. 17, в) с риолитовыми вулканами (редко андезито-дацитами); на юге (в тылу дуги) продолжали откладываться известняки (детритусовые и пелитоморфные). Существование наземных условий фиксируется по наличию поверхностей местного размыва, отсутствию или грубообломочности осадочных пород, краснокаменному изменению.

Серпуховский ярус представлен верхами вахшиварской (или куктепинской) свиты. Характер отложений меняется: северная островная часть вновь захватывается трансгрессией, а в Южно-Сурхантауском прогибе серия осадков — регрессивная. Процессы деструкции земной коры, связанные с развитием Южно-Тяньшаньской геосинклинали, приводят к тому, что в Южно-Гиссарской зоне резко меняется состав изверженных пород (рис. 17, г). Кремнекислый вулканизм здесь сменяется излияниями андезитов и базальтов. Мощность последних растет в северном и восточном направлении. На остальной части описываемой территории кремнекислый вулканизм затухает постепенно, туфы сменяются вверх по разрезу все более перемытыми разновидностями.

Состав осадочных пород суффинской свиты раннебашкирского возраста (известняки, кремнистые породы, аргиллиты, алевролиты) свидетельствует о том, что в начале среднего карбона на всей территории существовали морские условия. Вулканическая деятельность на большей части территории затухала; среди толщ туффигов описаны лишь отдельные прослои андезитовых, дацитовых туфов (рис. 17, д). Только на крайнем юге в Южно-Сурхантауском прогибе активизация разломов привела к заложению своеобразной Южно-Сурхантауской линейной вулканотектонической депрессии, заполненной почти 300-метровой толщей базальтов.

К раннебашкирскому времени отнесены многочисленные субвулканические тела среднего и кремнекислого состава, возраст которых различными исследователями трактуется от раннекаменноугольного до раннепермского, так как субвулканы, корни экструзий андезитов, дацитов прорывают от средних до самых верхних частей визе-серпуховских отложений. Они сходны по петрографическому составу с туфами и лавами, отнесенными к серпуховскому и раннебашкирскому ярусам, и часто пространственно сопряжены с крупными массивами риолитов, гранит-порфиров. Последние прорывают породы суффинской свиты (Кызылдарьинский массив, данные В.А. Пимшиной) и базальты ходжирбулакской свиты (Ходжаипакский массив, по Т.Т. Шарипову). Верхняя возрастная граница массивов определена по гальке риолитов в перекрывающей ходжирбулакскую сагдорской свите (верхнебашкирский—нижнемосковский ярусы).

Таким образом, раннебашкирский возраст субвулканических массивов устанавливается достаточно уверенно, имеющиеся расхождения во взглядах, скорее всего, объясняются неточностями определения радиологического возраста по валовым пробам и неучетом суще-

ствования пермской фазы внедрения мелких тел и даек гранит-порфиров, сходных со среднекаменноугольными. Образование субвулканических тел и экструзий завершает развитие непрерывной вулканической деятельности, начавшейся в раннем карбоне.

Сагдорская свита лишена вулканогенных пород. Для нее характерен регрессивный флишоидный характер отложений, свидетельствующий о инверсии тектонических движений. На юге накапливались более грубообломочные толщи, залегающие на нижележащих породах с размывом, на севере наблюдаются постепенные переходы к осадкам суффинской свиты. Возможно, осадконакопление ограничивалось в это время Южно-Сурхантауской и Южно-Гиссарской впадинами. В этих же структурах встречены остатки средне-позднекаменноугольной морской молассы (алачапанская и гуматагская свиты).

Орогенные интрузии габбро-гранитного поджурского комплекса Байсунской зоны вместе с сериями связанных с ними даек диабазов, гранит- и диорит-порфиров трассируют разломы преимущественно северо-восточного простирания. Оживление субширотных и меридиональных разломов привело к проявлению в узлах длительно развивающегося вулканизма плутонических массивов габбро-монцитсиенитового алмалысайского комплекса повышенной щелочности. Наиболее разнообразный магматизм от субщелочных габбро до гранитов и сиенитов характеризует Ходжабаркинский и Хандизинский (рис. 17,е) узлы длительной эндогенной активности.

Данных по раннеплатформенному триасовому комплексу даек щелочных базальтоидов явно недостаточно. К триасовым З.А. Юдаевичем и др. отнесены дайки камптонитов, камптонит-вогезитов, эссексит-диабазов рек Шатрут, Чош, Хурсандарья, Кияусу, водораздела рек Хандиза и Сангардак. Распределение даек подчинено тем же структурам, что и размещение проявлений позднеорогенного этапа. Несомненно количество даек больше, чем показано на современных геологических картах, однако их трудно отделить от сходных образований верхнего карбона—перми.

Особый интерес представляют колчеданно-полиметаллические руды района. Они имеют линзо- или пластообразную форму и залегают согласно или субсогласно во вмещающих их осадочно-вулканогенных толщах. Работами П.В. Панкратьева, Ю.В. Михайловой, А.Г. Шмелева, Т.Ш. Шаякубова и других установлено, что формирование руд во всех узлах носило сходный характер и происходило в несколько этапов. Сначала образовались сингенетичные концентрации пирита, в дальнейшем диагенетически преобразованные. Затем после предрудного гидротермального изменения проникающие по разломам поствулканические эсгаляции сформировали в визейское время серноколчеданные залежи. Далее метасоматические процессы в зонах дробления пород привели к образованию основной массы полиметаллических прожилково-вкрапленных руд. На завершающих этапах вулканической деятельности в процессе синвулканического складкообразования и внедрения приповерхностных интрузивов произошла существенная перекристаллизация ранее образованных руд. Второй этап регенерации связан с поздней тектоно-магматической активизацией.

обусловившей образование секущих субмеридиональных нарушений и внедрение даек субщелочных диоритов (С₃) и диабазов (Р—Т), переотложение руд, формирование кварц-сульфидных прожилков.

Свинец, цинк, медь являются "сквозными" металлами для юго-западных отрогов Гиссарского хребта, их скопления фиксируются практически на всех этапах развития. Самые ранние проявления — ниже- и среднепалеозойские медно-цинково-колчеданные и медно-порфиновые, связанные с метаморфизованными толщами последовательно и контрастно дифференцированных базальтов и риолитов, их туфов и осадочных пород. С позднекаменноугольными пермскими гранитоидами связаны полиметаллические скарновые и кварц-сульфидные жильные проявления. В киммерийско-альпийский этап образовались телетермальные барит-полиметаллические и карбонат-сульфат-сульфидные залежи в платформенном чехле.

Наиболее известным рудоносным узлом является Хандизинский, в пределах которого по данным Е.И. Филатова и других сосредоточено около 10 колчеданных рудопроявлений и месторождений. Узел расположен на пересечении Магиан-Хандизинской системы скрытых нарушений с Эффузивным (по О.И. Черныху) разломом, определившими исходную структуру узла как меридионально вытянутую впадину, осложненную субширотным прогибом. На этапе варисцийского складкообразования прогиб развился в грабен-синклиналь запад-северо-западного простирания, на восточную половину которой в альпийское время были наложены меридиональные складки.

Большинство известных полиметаллических залежей локализовано в межформационных срывах, осложняющих крылья грабен-синклинали. Наиболее благоприятны для рудоотложения пирокласты кремнекислого состава и доломиты [68 и др.]. Специфической чертой Хандизинского узла является тесная пространственная связь руд с согласными и субсогласными пластообразными интрузивными массивами. Эти последние сложены до- и внутрирудными дацитами и образовавшимися после главного продуктивного этапа субщелочными диоритами. Кроме того, узел характеризуется разнообразным интрузивным магматизмом от субщелочных габбро и сиенитов до гранит-порфиров. Влияние Магиан-Хандизинской структуры обусловило необычное для Юго-Западного Гиссара меридиональное простирание даек гранит-порфиров, лампрофиров, скопление которых наблюдается здесь вне основных полей их распространения.

Ходжабаркинский узел расположен на продолжении Магиан-Хандизинской системы нарушений в месте ее пересечения с широтным Южно-Сурхантауским разломом. Сходство структурной позиции этого узла с Хандизинским определило подобие набора эндогенных проявлений: разнообразие составов интрузий, наличие большого числа межформационных синвулканических срывов, пластообразных согласных с вмещающими толщами интрузивных тел и т.д. Активизация Южно-Сурхантауского разлома в среднем карбоне—триасе привела к формированию одноименной линейной зоны активного базальтового и трахибазальтового вулканизма в структуре типа грабена, локализации тел гипербазитов, внедрению поясов даек гранит-пор-

филов, щелочных базальтов, мончикитов. Активизация сопровождалась незначительными кварц-полиметаллически-сульфидными жильными проявлениями. В результате вулканогенно-осадочные толщи визейского-серпуховского ярусов этого участка, с которыми связаны главные перспективы обнаружения колчеданных залежей, оказались перекрытыми, разбитыми на небольшие блоки.

Размещение Яккабагского и Кызылдарьинского узлов контролируется Южно-Гиссарским, а Чакчарского и Аксуйского — Эффузивным глубинными разломами. Магматизм узлов специфичен отсутствием щелочных изверженных пород, широким развитием риолитов и гранит-порфиров (C_{1-2}), причем для узлов Южно-Гиссарской системы разломов характерна их ассоциация с андезитами.

Первоначальную структуру Яккабагского и Кызылдарьинского узлов реконструировать очень трудно, поскольку процессы поздней активизации Южно-Гиссарского разлома и его оперения привели к тому, что отложения визейского-серпуховского ярусов сохранились только в узких субширотных тектонических клиньях между выходами гранит-порфиров карбона и перми. На пересечении Южно-Гиссарской и Яхтон-Кульдаринской систем скрытых нарушений, судя по изменениям мощностей, располагался центр извержений [18] Яккабагского узла, в связи с чем здесь наблюдается повышенная концентрация даек диабазов (P?, T?). Здесь же в северном блоке метаморфизованных кембрий-ордовикских вулканогенно-осадочных отложений находится месторождение Кульдара. Особенностью его, согласно П.В. Панкратьеву и Ю.В. Михайловой, является телескопирование ранней медно-цинково-колчеданной минерализации, связанной с формированием нижнепалеозойской базальт-риолитовой толщи, и более поздних сульфидных руд, являющихся результатом переотложения и, возможно, частичного привноса в связи с раннекаменноугольным вулканизмом. Примечательно также скопление даек риолитов непосредственно в оруденелой зоне, в экзоконтактах которых сосредоточена часть залежей. Кроме того, влияние Яхтон-Кульдаринской зоны скрытых нарушений проявилось в появлении раннего визейского андезитового и андезит-базальтового вулканизма вдоль восточного обрамления зоны на фоне повсеместно распространенного кремнекислого магматизма.

Чакчарский и Аксуйский узлы представляли собой в раннем карбоне изометричные мульды простого строения. В центральной части Аксуйской структуры, подвергшейся сильной эрозии, выходит обширный Ширтский риолитовый лакколлит, переходящий к западу в группу крутопадающих пластовых тел. Субвулканические тела залечили, очевидно, подводящие каналы, по которым произошел выброс вулканического материала, образовавшего мощную толщу (около 800 м) лав и туфов. Меньший, чем в Хандизинском узле масштаб тектонических подвижек в процессе формирования описываемых вулкано-тектонических впадин, обусловил малую нарушенность и фаціальную однородность отложений, что послужило отрицательным фактором для концентрации оруденения.

Заключая раздел, посвященный юго-западным отрогам Гиссар-

ского хребта, необходимо отметить следующее. Большая часть их территории располагается в пределах южного продолжения субмеридионального Ханбандытау-Байсунского линеамента, выделенного Н.Н. Биндеманом.

Изучение нами более крупномасштабных космических снимков, чем используемые этим исследователем, выявило звенья этого линеамента — Магиан-Хандизинскую и Кульдара-Яхтонскую сквозные системы нарушений. Рассмотрение структурной позиции конкретных вулcano-тектонических узлов в зависимости от выделенных нарушений, эволюции магматизма и осадконакопления в них и по территории в целом позволяет вплотную приблизиться к локальному прогнозу, выработке поисковых критериев на обнаружение крупных рудных объектов.

На этапе вторично-геосинклинального развития магмо- и рудо-контролирующая роль принадлежала субширотным разломам. Меридиональные системы нарушений определяли заложение поперечных прогибов, конфигурацию составляющих их вулcano-тектонических впадин. Для отрезков субширотных разломов, попадающих в зону влияния меридиональных структур, характерна повышенная активность, создающая благоприятные предпосылки для рудоотложения. В более явной форме рассматриваемые нарушения выступили на поздних этапах тектоно-магматической активизации и альпийской регенерации, проявившись как аномалии простираения даек, разломов, складчатости.

Дизъюнктивы северо-восточного простираения возникли на позднеорогенном и раннеплатформенном этапе и контролировали цепочки интрузий и дайковых поясов этого времени.

Рудоносные узлы представляют собой вулcano-тектонические впадины, для которых характерен длительно (в течение первых десятков миллионов лет) развивающийся вулканизм и рудообразующий процесс, неоднократное оживление интрузивной магматической деятельности. Наиболее перспективные рудоносные узлы, контролирующиеся меридиональными системами скрытых нарушений, выделяются разнообразием составов вулcanoгенных, интрузивных образований, более широким спектром этапов образования и регенерации руд. Встречаются случаи (Кульдара) телескопирования оруденения через интервал в сотни миллионов лет.

Заключение

Изложенный материал о сквозных структурах Средней Азии позволяет сделать следующие выводы.

К числу сквозных относятся разнонаправленные системы разрывных нарушений как явного, так и скрытого типов, которые на протяжении периодов тектоно-магматической активности являлись проводниками специфических магматических расплавов и концентрировали в своих пределах практически все известное промышленное оруденение рассматриваемой области. Регенерация систем нарушений в альпийское время определила хорошую "читаемость" их как на

топографических картах, так и на космических снимках. Выделяются различные типы сквозных систем, роль которых в разные периоды была различна.

1. Субширотные, согласные с планом складчатых структур вариссийского возраста. Преобладали движения типа сжатия—крупные надвиговые системы, неоднократно функционирующие на протяжении позднего девона, позднего карбона, в кайнозое. Самые крупные и протяженные системы сближенных разломов — надвигов и взбросов, хорошо выраженных по всем данным в этап поздневариссийской—раннемезозойской тектоно-магматической активизации (Р—Т), проявились как магмо- и рудопроницаемые зоны, вдоль которых сосредоточены малые интрузии гранодиоритов (C_{2-3}) и проявления пермского магматизма (субвулканические дайки и массивы щелочных кремнекислых пород и базальтоидов). Контролируют главные рудные зоны с редкометальным оруденением.

2. Диагональные системы нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, преимущественно сбросо—сдвиги, в основном образовались вследствие деформаций типа сжатия с вертикальной и горизонтальной составляющей. Отдельные крупные пояса этих нарушений в пермо—триасовый этап проявились как зоны растяжения с дифференцированным магматизмом. Одни системы являлись проводниками только ранне- и позднепермских малых тел, даек, изолированных покровов эффузивов, другие — контролировали трубки взрыва щелочно-базальтоидного состава. Эти системы разломов специализированы на более молодое оруденение (сурьма, ртуть, фтор и др.).

3. Меридиональные сквозные системы нарушений скрытого типа отчетливо проявлены в альпийской и современной тектонике как зоны преимущественного сжатия — сбросо—сдвигового типа, контролируют крупные поперечные поднятия хребтов. На более ранних этапах развития области эти системы проявлялись следующим образом:

а) играли барьерную роль, определяя блоки с разными тенденциями движений и смену формационных типов отложений на ранневариссийском геосинклинальном этапе. В этап тектоно-магматической активизации они определяли смену фациального состава интрузий средне-позднекаменноугольного и нижнепермского возраста. Особенно отчетлива барьерная роль Варзобской меридиональной структуры, к востоку от которой распространены преимущественно щелочные массивы нижнепермского возраста. Она же ограничивает блок, в котором широко развиты трубки взрыва щелочно-базальтоидного состава. Отчетлива барьерная роль этих зон для металлогении. Они определяют продольную формационную неоднородность, выразившуюся в смене различных типов редкометальных формаций сурьмяно-ртутной минерализацией;

б) служили зонами растяжения на позднепермском—раннемезозойском этапе активизации, контролируя положение поясов даек и отдельных массивов щелочно-базальтоидного состава. Меридиональные сквозные зоны особенно характерны для всех крупных рудных полей.

где они определяют распределение продуктов гидротермальной деятельности и пострудных даек.

4. Пересечение всех трех типов сквозных систем нарушений тектономагматической активизации формирует особые узлы повышенной эндогенной активности с полиформационным и многоэтапным магматизмом и оруденением. Очень типичны для этих узлов сложные кольцевые морфоструктуры очагового типа, а также блоковые морфоструктуры, которые возможно распознавать на аэрофотокосмических снимках по ряду специфических признаков.

Глава IV

АНАЛИЗ ЗОНАЛЬНОСТИ ДЕВОНСКОГО И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА КАЗАХСТАНА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ СКВОЗНЫХ СТРУКТУР И ИХ СВЯЗИ С ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Наблюдаемые на территории Казахстана структуры сквозного типа являются составными частями глобальных систем глубинных дислокаций, охватывающих разнородные по своей геологической истории регионы. Одни из них меридиональные, продолжают здесь непосредственно из Средней Азии. Другие, широтные структуры, входят в систему дислокаций, прослеживаемых через территорию Казахстана, Алтая и далее Монголии, как, например, Хобдинско-Карагандинская система разломов, хорошо выраженная в геофизических полях и в глобальном плане определяющая северную границу распространения континентальных вулканических перми.

Обширнейшие пространства Казахстана и сопредельные районы Средней Азии заняты на современном срезе вулканическими полями девона и верхнего палеозоя. Девонская эпоха вулканизма знаменует окончание каледонского тектономагматического цикла, позднепалеозойская — завершает варисийский тектономагматический цикл. Ареалы развития орогенных вулканических серий этих эпох большей частью пространственно обособлены. Выявление зон аномального строения в пределах распространения орогенного вулканизма одной эпохи и прослеживание этих же зон в пределах ареалов развития другой эпохи вулканизма позволяют выявить длительность развития подобных аномальных структур и соответственно их "сквозной" характер по отношению к господствующему геосинклиально-складчатому структурному плану территории.

Палеозойские складчатые сооружения Казахстана являются составным звеном огромного Урало-Монгольского пояса. В пределах палеозойских структур Казахстана и сопредельных частей Средней Азии выделяется область, где геосинклиальная стадия развития завершилась к силуру. На интенсивно дислоцированных нижнепалеозойских отложениях здесь резко несогласно залегают орогенные образования девона, фиксируя тем самым каледонское несогласие. Каледонский

массив охватывает север и запад Центрального Казахстана, протягиваясь на юг в Северный и Центральный Тянь-Шань к Кураминскому региону и оттуда на восток в Южную Джунгарию. В пределах каледонид выделяются более древние структуры, сложенные докембрийскими образованиями. Так, в Центральном Казахстане это Кокчетавский массив с наиболее древними в этом регионе глубоко метаморфизованными толщами докембрия с общей вытянутостью структур в субширотном направлении. На западе Центрального Казахстана выделяется Улутавский массив с современным субмеридиональным простиранием докембрийских метаморфизованных толщ. Этот массив является северным выступом более крупного Сырдарьинского докембрийского массива, погребенного под молодыми отложениями. Кроме того, выделяются Актау-Моинтинский, Чу-Кендыктасский, Бурунтавский и другие докембрийские массивы, внутреннее строение которых во многом неясно. Эти массивы тяготеют к территории, прилежащей к западной части оз. Балхаш [52], а в целом докембрийские массивы развиты на западе и на юге территории. Как бы вложенной в каледонское обрамление, является Джунгаро-Балхашская варисцийская система. На северо-западе она "разбивается" о систему каледонид севера Казахстана, а на юго-востоке продолжается за пределы территории СССР. Восточнее Джунгаро-Балхашской системы расположен Чингиз-Тарбагатайский мегаантиклинорий, относимый разными исследователями то к каледонским, то к варисцийским структурам, а еще далее к востоку находится Иртыш-Зайсанская система поздних варисцид.

Мы уже обращали внимание на то, что современное дугообразное расположение складчатых сооружений Казахстана является результатом суммарного влияния расколов глубокого заложения разного направления, и в первую очередь меридиональных и широтных [53]. Эти выводы подтверждаются наличием в современной структуре региона сложной сети глубинных разломов, выделяемых по геолого-геофизическим признакам и данным палеотектонического анализа.

Реконструирование первичного расположения зон седиментации геосинклинальной стадии развития каледонид выявило общую субмеридиональную ориентировку каледонского геосинклинального бассейна. При этом, западная часть Центрального Казахстана являлась континентальной окраиной расположенного восточнее палеоокеана [37, 52]. Следует подчеркнуть, что исследователи постоянно обращают внимание на некоторую специфику развития Чингиз-Тарбагатайской зоны и соответственно на роль меридионального Центрально-Казахстанского разлома [37]. Отражением этой первичной зональности геосинклинальной стадии развития является своеобразная меридиональная зональность девонского орогенного вулканизма, выраженная в характере смены по латерали разных типов ассоциаций вулканогенных пород. Для варисцийского цикла огромную роль играли системы расколов субширотного простирания, обусловившие заложение громадного верхнепалеозойского вулканического пояса [36]. Однако и в это время роль меридиональных разломов в пределах территории Казахстана была достаточно отчетливой, что проявилось как в характере са-

мого размещения верхнепалеозойских вулканитов, так и в петрохимических особенностях вулканических продуктов этого времени [25]. Для девонского орогенного вулканизма достаточно четко установлено как меридиональная, так и широтная зональность. А.А. Моссаковский и А.Б. Дергунов [37] показали, что севернее казахстанского каледонского океанического бассейна существовала континентальная окраина и уже на раннегеосинклинальной стадии каледонского цикла проявились системы расколов не только меридионального направления, определявшие раскрытие древнего океана, но и сопряженные с ними широтные разломы.

Таким образом, особенности развития данного региона в палеозойскую эру свидетельствуют о постоянном взаимодействии расколов разного направления, роль которых и интенсивность выражения в разные отрезки времени не оставались постоянными. Эти расколы или параллельные им системы оказали существенное влияние и на формирование орогенных вулканических серий. Широкое распространение последних в условиях слабой нарушенности их первоначального залегания дает возможность полнее выявить влияние подобных глубинных зон на процессы вулканизма.

Как уже говорилось выше, в современной структуре Казахстана по комплексу геолого-геофизических признаков выделяется серия крупных разрывных структур, занимающих секущее положение по отношению к региональному структурному плану территории на современном срезе. Влияние их сказывается в отклонениях от регионального фона тех или иных особенностей состава или строения вулканогенных образований.

Выделено два типа структур: меридиональные и широтные. Примером меридиональных может служить зона Центрально-Казахстанского разлома, а также достаточно широкая зона нарушений, в глобальном плане входящая в систему сквозной системы нарушений хр. Чагос-Карское море и проявленная на территории Казахстана в виде серии разломов (Омско-Караджальский или Аксу-Целиноградский, Жамшинский и другие).

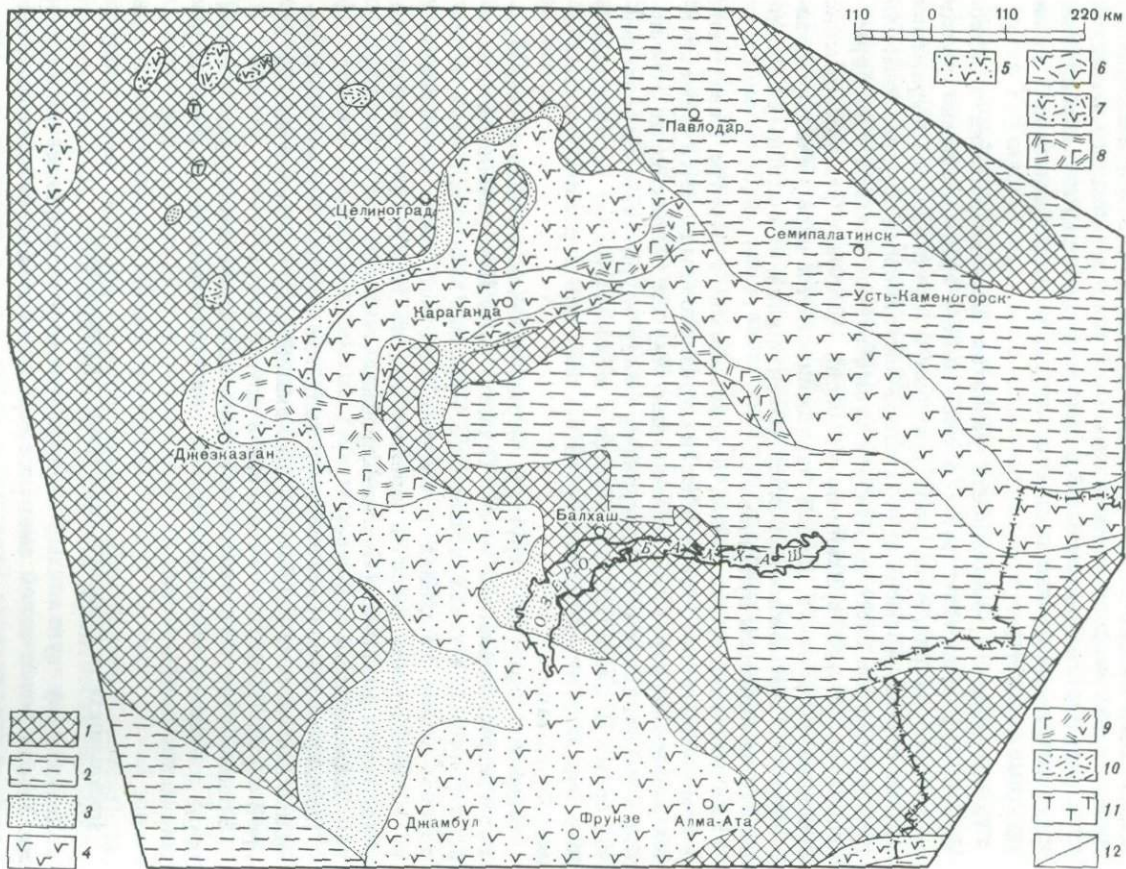
Примером широтных структур является мощная Хобдинско-Карагандинская система глубинных дислокаций [53], составной частью которой служат Спасская, Успенская и другие зоны.

Проанализируем размещение по латерали ассоциаций вулканических пород девонских и верхнепалеозойских орогенных серий и их петрохимические особенности.

Зональность девонского орогенного вулканизма

Девонскому вулканизму посвящены многочисленные исследования. Тем не менее такой важный вопрос, как зональность, не получил должного отражения.

Как известно из многочисленных публикаций, эволюция девонского вулканизма в общем виде заключается в формировании в начале девона ассоциации основных и средних вулканитов, расцвете риолитовых извержений в конце раннего—начале среднего девона и появлении



сложной ассоциации основных и кремнекислых вулканитов в живецко-франское время.

На этом фоне имеются и отклонения. Чтобы полнее осветить характер девонского вулканизма, проследить его латеральную и временную изменчивость, нами были составлены схемы распространения типов ассоциаций пород, охватывающих три главных момента развития девонского вулканизма на территории Казахстана и Средней Азии, отвечающие началу раннего девона, концу раннего—эйфельскому веку среднего девона и живецко-франскому времени (рис. 18—21).

Выделены области отсутствия осадков и размыва, области морской седиментации и различные типы ассоциаций континентальных вулкано-генных накоплений. На среднем срезе, кроме того, показаны типы ассоциаций морских вулкано-генных образований Алтая, близких по типу орогенным вулканитам Казахстана.

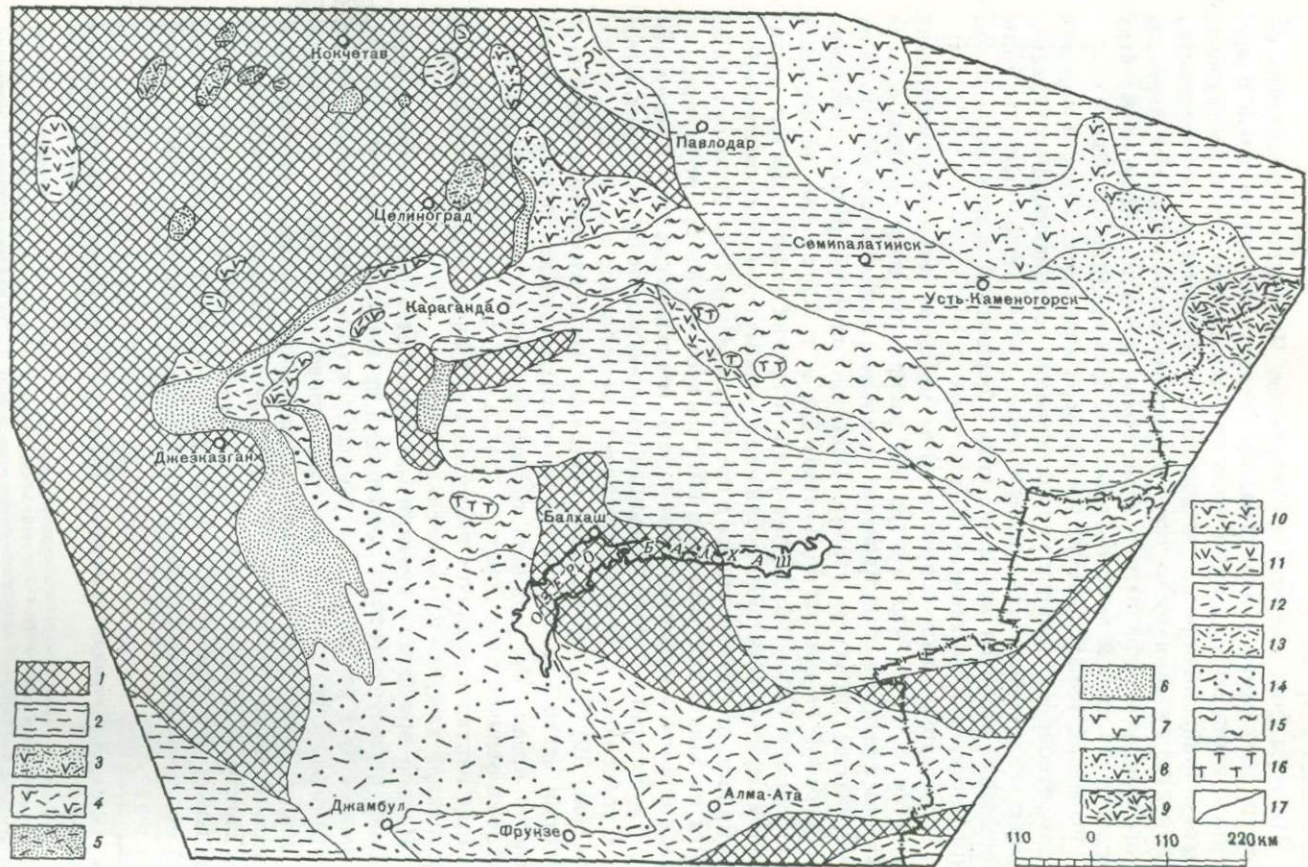
В суммарном виде особенности размещения девонских вулканитов сводятся к тому, что контур их распространения на западе территории в целом вытянут в меридиональном направлении при сложном ступенчатом характере границ. Особенно заметны резкие изменения простираний на широте г. Джекказгана и г. Караганды, на меридианах городов Кокчетав, Целиноград и в других местах. На юге с указанной меридиональной полосой под прямым углом сочленяется широтная полоса, протягивающаяся в пределах хребтов Тянь-Шаня от г. Ташкента на западе до границы с КНР на востоке. На севере к меридиональной полосе подходит область развития девонских вулканитов хребтов Тарбагатай и Чингиз, имеющая северо-западное простирание. Близка к последнему ориентировка ареала вулканизма и на Рудном Алтае (см. рис. 19). Таким образом, восточная часть рассматриваемой территории несколько отличается по ориентировке девонского вулканического ареала от западной половины, так же как и юг этой территории отличен от ее севера.

Еще нагляднее отличия выступают при анализе размещения типов ассоциаций каждого из выделенных срезов.

Начало орогенного вулканизма знаменуется формированием ассоциаций преимущественно основного и среднего состава (см. рис. 21). Однако в ряде районов достаточно широко проявился и кремнекислый вулканизм, в результате чего сформировались сложные ассоциации. В целом, область проявления кремнекислого вулканизма тяготеет к северной части территории. В то же время районы с кремнекислым вулканизмом распространены дискретно, согласно с простиранием фациальных зон или несогласно с ним. Последнее в наиболее резкой форме проявлено в северной части Бетпак-Далы и на юге Сарысу-

Рис. 18. Схема размещения ассоциаций вулканитов низов нижнего девона Казахстана и Средней Азии

1 — поднятия; 2 — области морского осадконакопления; 3 — терригенные континентальные отложения; 4—11 — ассоциации вулканитов: 4 — андезито-базальтовая, 5 — андезито-базальтовая с терригенными отложениями, 6 — контрастная андезито-базальт-риолитовая, 7 — то же с терригенными отложениями, 8 — последовательно дифференцированная андезито-базальт-дацит-риолитовая, 9 — последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая, 10 — терригенные отложения с риолитовыми вулканитами, 11 — щелочные базальтоиды; 12 — геологические границы



Тенгизского водораздела. В других случаях это несогласие выражено не столь резко (юго-запад хр. Чингиз), но в целом достаточно заметна локализация районов с кремнекислым вулканизмом в пределах ограниченной полосы (47—51° с.ш.), вытянутой в широтном направлении (см. рис. 18). Более резко обособлены проявления кремнекислого вулканизма на Кокчетавском массиве, где серия мелких выходов локализуется узкой полосой примерно вдоль параллели 52° 30' с.ш.

Для Кокчетавского региона характерно наличие щелочных базальтоидов ишимского комплекса, выходы которых приурочены к Улутауской зоне разломов и следуют вдоль меридионального отрезка р. Ишим.

Следует заметить, что структурная позиция ареалов кремнекислого вулканизма различна. Одни из них тяготеют к наиболее стабилизированным блокам, другие же расположены на границе с Джунгаро-Балхашской областью девонской морской седиментации. Очевидно, появление кремнекислого вулканизма обусловлено глубинными причинами. Отличительной чертой отмеченной широтной полосы (47—51° с.ш.) является интенсивность процессов извержения, приведшая к накоплению преимущественно лавовых или туфовых ассоциаций значительной мощности.

Таким образом, с начала девонского времени в размещении продуктов вулканизма четко проявлена латеральная неоднородность, позволяющая говорить о блоковом строении и соответственно о разделяющих блоки системах разломов глубокого заложения. В связи с этим обращают на себя внимание и различная структурная позиция ареалов нижнедевонских вулканитов. На юге региона вулканиты развиты на границе древних суши и моря. В пределах меридиональной полосы, почти до параллели 50° с.ш. эти же вулканиты окаймлены с обеих сторон сушей. В противоположность этому Чингиз-Тарбагатайский регион занимает полуостровное положение между палеозойскими морскими бассейнами Иртыш-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской областей. Граница, отделяющая этот регион от остальной территории, резкая и совпадает в общем плане с меридиональным Центрально-Казахстанским разломом. На юге Казахстана этой меридиональной зоне подчинена граница распространения нижнедевонских вулканических образований.

В конце раннего девона—эйфельском веке среднего девона вулканизм носил уже существенно иной характер. Это расцвет кремнекислых извержений (см. рис. 19). В то же время в ряде мест проявился базальтовый и андезитовый вулканизм. Южнее примерно 48° с.ш.

Рис. 19. Схема размещения ассоциаций вулканитов верхов нижнего девона—эйфельского яруса среднего девона Казахстана и Средней Азии

1—2 — см. рис. 18, 3—5 — области морского орогенного вулканизма; 3 — терригенные отложения с андезито-базальтами и риолитами, 4 — андезито-базальт-риолитовая ассоциация, 5 — терригенные отложения с риолитами; 6 — терригенные континентальные отложения; 7—16 — ассоциация континентальных вулканитов: 7 — андезито-базальтовая, 8 — андезито-базальтовая с терригенными отложениями, 9 — риолитовая с андезито-базальтами, 10 — риолитовая с терригенными отложениями и андезито-базальтами, 11 — риолитовая с андезитами, 12 — риолитовая, 13 — риолитовая с терригенными отложениями, 14 — терригенные отложения с риолитовыми туфами, 15 — игнимбриты и игнимбритовидные породы, 16 — щелочные риолиты; 17 — геологические границы

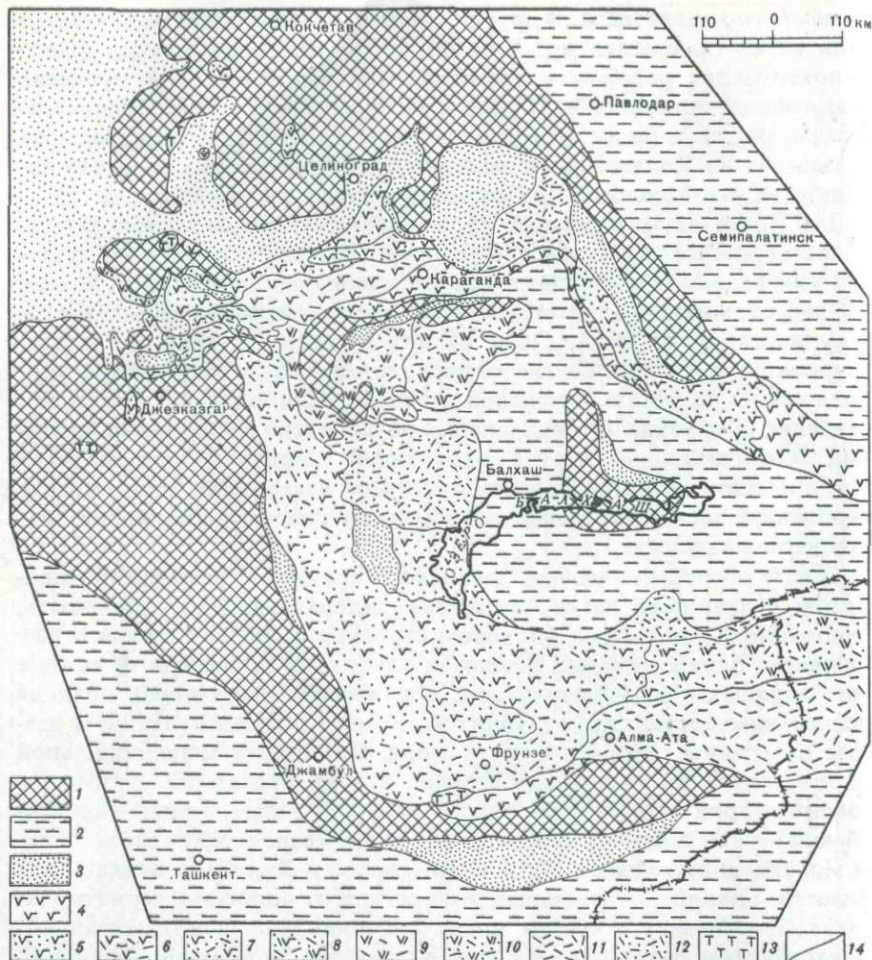


Рис. 20. Схема размещения ассоциаций вулканитов живетского и франского ярусов девона Казахстана и Средней Азии

1—3 — см. рис. 21; 4—13 — ассоциации континентальных вулканитов: 4—5 — андезито-базальтовая, преимущественно эффузивная (4) и с терригенными отложениями (5), 6—7 — контрастная андезито-базальт-риолитовая, преимущественно эффузивная (6) и с терригенными отложениями (7), 8 — последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая с терригенными отложениями, 9, 10 — последовательно дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, преимущественно эффузивная (9) и с терригенными отложениями (10), 11 — риолитовая, 12 — риолитовая с терригенными отложениями, 13 — щелочные вулканиты; 14 — геологические границы

развиты только кремнекислые вулканиты. Севернее, во всех регионах отмечены проявления средне-основного вулканизма. В целом, участки последнего тяготеют к более стабилизированным блокам, хотя в северо-западной части хр. Чингиз они расположены на границе с Джунгаро-Балхашской областью терригенной морской седиментации. Одновременно выделяются участки с проявлениями только андезито-базальтового вулканизма. В Центральном Казахстане они сосредоточены в районе рек Оленты и Шидерты, в меридиональной полосе восточной

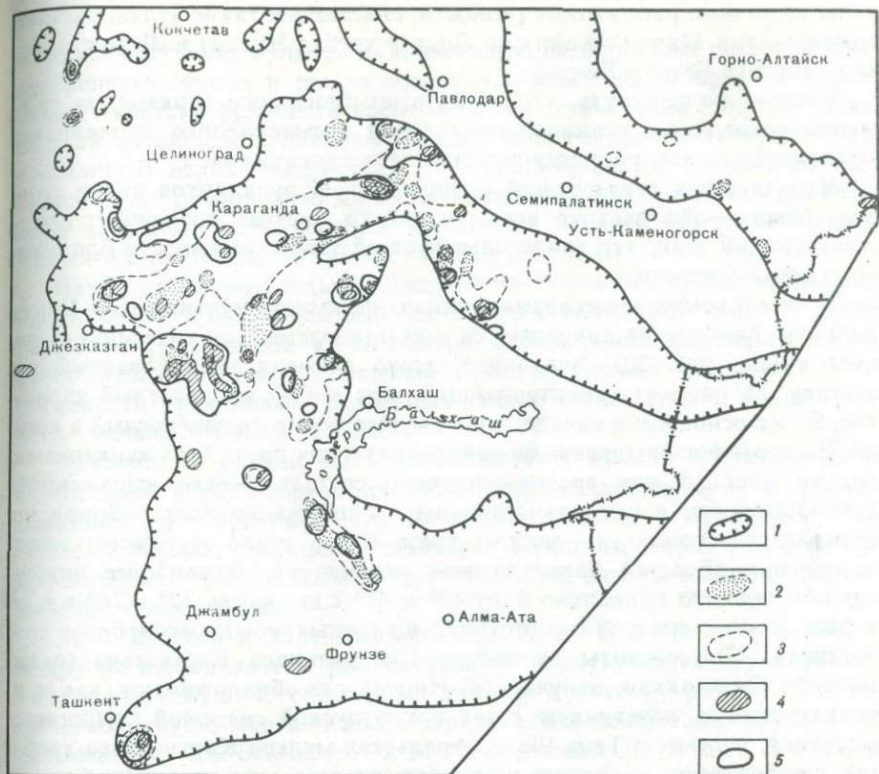


Рис. 21. Схема распространения орогенных девонских вулканогенных образований Казахстана и Средней Азии, совмещенная с относительными максимумами щелочности пород

1 — контур распространения вулканитов; 2—3 — сумма окислов натрия и калия: 2 — в базальтах и андезито-базальтах свыше 6,5%, андезитах — 7,5, в дацитах, риодацитах и риолитах свыше 8,5%, 3 — в базальтах и андезито-базальтах свыше 6,0%, андезитах — 7,0, в дацитах, риодацитах и риолитах свыше 8,0%; 4 — — содержание окиси калия: 4 — в базальтах и андезито-базальтах свыше 2,5%, андезитах — 3,0, в дацитах, риодацитах и риолитах свыше 6,0%, 5 — для базальтов и андезито-базальтов свыше 2,0%, андезитов свыше 2,5% и для дацитов, риодацитов и риолитов свыше 5,5%

части Омско-Караджальской системы глубинных разломов. На Рудном Алтае андезитовый и базальтовый вулканизм проявился почти на всей территории, за исключением широтной полосы около 50° с.ш.

Среди ассоциаций пород, сформировавшихся в конце раннего девона—эйфельском веке среднего девона, выделяется своеобразная толща игнимбритов и игнимбритоподобных пород, занимающих громадные пространства на севере Бетпак-Далы и Сарысу-Тенгизском водоразделе, в Баянаульском регионе, хребтах Чингиз и Тарбагатай. Этот ареал, локализующийся в пределах 47—51° с.ш., распадается на два, один из которых развит на западе Центрального Казахстана, а другой — в его восточной части.

Отмеченная на Рудном Алтае полоса развития кремнекислого вулканизма является своеобразным продолжением на восток поля развития игнимбритов. В пределах развития игнимбритовых пород отме-

чены щелочные риолитовые разности, слагающие такие вулканические массивы, как Машан, Кайнар и Достар хребта Чингиз и Шунак на северо-востоке Бетпак-Далы.

Следует подчеркнуть, что ареал игнимбритового вулканизма примерно совпадает с границей проявлений кремнекислого вулканизма предшествующего, раннедевонского этапа вулканизма.

Что касается структурной позиции полей вулканитов конца раннего девона—эйфельского века, то она во многом напоминает предшествующий этап, что свидетельствует об унаследованности блокового строения региона.

В живетско-франское время площадь наземного вулканизма в Центральном Казахстане сокращается при одновременной миграции ее на восток (см. рис. 20). Вулканизм этого времени разнообразный по составу, но одна из характернейших черт его — контрастный характер, более основной в начале, и преимущественно кремнекислый в конце. На этом фоне выделяются районы развития продуктов вулканизма только кислого или средне-основного состава. Четко выраженной закономерности в пространственном расположении этих районов не отмечается. Однако на данном срезе более резко выражены зоны сочленения областей развития этих ассоциаций. В наиболее интенсивном виде это проявлено близ 49° и 47° с.ш., вдоль 72° и 76° в.д. и в ряде других мест. Лишь позиция щелочных комплексов более отчетливая. Они развиты на западе Центрального Казахстана (реки Белеуты, Терсаккан, излучина р. Ишим), где обнаруживают, как и в раннем девоне, отчетливую связь с Улутауской системой глубинных разломов, а также в Тянь-Шане (Аральская мульда Киргизского хребта), где тяготеют к системе широтных разломов по границе с блоками ранней стабилизации.

Наблюдения над особенностями пространственного расположения вулканических ассоциаций разных отрезков времени позволяют выявить ряд зон, в пределах которых или появляются аномальные для данного отрезка времени ассоциации вулканитов, или же резко меняется простираие ареалов распространения вулканических ассоциаций. В пределах этих зон происходит нарушение или осложнение первичной структурно-фациальной зональности и, таким образом, они являются дискордантными по отношению к господствующему структурному плану, относясь к классу сквозных структур. Одна из таких зон прослеживается в пределах 47—49° с.ш. и наиболее отчетливо выражена в западной, каледонской части Центрального Казахстана. Именно здесь уже в начале раннего девона отмечены проявления риолитового вулканизма, а в начале среднего девона формировались мощные толщи игнимбритов и игнимбритоподобных пород. В конце орогенной деятельности в этой зоне усиливаются дифференцированные движения, сопровождаемые резким обособлением незначительных по площади ареалов с разными ассоциациями вулканитов. Другая особенность зоны — постоянное изменение простираий ареалов развития ассоциаций вулканитов, нередко сочленяющихся почти под прямым углом.

В восточной части Казахстана отмеченная зона менее выразительна. Но и здесь к указанной широте в пределах хр. Чингиз приуро-

чены кремнекислые вулканы раннего девона, щелочные риолиты начала среднего девона и резкие изменения простираний ареалов вулканизма живетско-франского времени. Еще восточнее, на Рудном Алтае, на этой же широте вулканизм представлен только риолитовыми разностями. В целом выделенная зона неоднородна и состоит из субпараллельно расположенных более локальных зон, что лучше проявлено в западной части региона. Среди них — Джекказган-Успенская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская и другие зоны.

Наиболее выразительна Джекказган-Успенская зона (примерно вдоль $48^{\circ}30'$ с.ш.), совпадающая в своей восточной части с давно выделенной Успенской зоной смятия. С развитием орогенного девонского вулканизма в ее пределах последовательно возрастает гетерогенность вулканизма, достигшая своего максимума в конце среднего—начале позднего девона.

Наконец, в фамене здесь закладывается прогиб трогового типа с морским карбонатно-терригенным осадконакоплением, с формированием своеобразных глубоководных иловых отложений застойных впадин, сходных с таковыми Красного моря, и с локально проявленным контрастным (с преобладанием базальтоидов) вулканизмом щелочного ряда.

М.К. Бахтеев и Ю.А. Васюков в 1977 г., М.К. Бахтеев в 1980 г. и другие исследователи рассматривают данную структуру в фамене как рифтогенную. С рифтовыми данную структуру роднит и специфическое железо-марганцевое и барит-полиметаллическое оруденение, связываемое А.Б. Веймарном и М.В. Мартыновой в 1975 г., Л.Ф. Думлером и др. в 1975 г. и многими другими исследователями с процессами вулканизма.

Данная зона, таким образом, проявлялась длительное время, причем полоса наиболее резких неоднородностей за период от раннего девона к фамену постепенно смещалась к югу. Это, по-видимому, связано с миграцией к югу зоны проницаемости, т.е. по отношению к глубинной структуре верхние горизонты земной коры смещаются на север.

Акжал-Аксоранская зона, названная так по одноименной зоне глубинных разломов и смятия, расположена южнее (приблизительно 48° с.ш.), прослеживаясь в широтном направлении через район станции Бассага более чем на 150 км при ширине около 10 км. В первой половине девона границы суши и моря здесь имеют широтное простирание, а в живетско-фаменское время в островной обстановке формировалась контрастная базальт-риолитовая ассоциация. Сходным образом проявляется и расположенная в 50 км южнее Акбастауская зона. В этих структурах, как и в Джекказган-Успенской, проявился позднепалеозойский интрузивный магматизм, о чем будет сказано ниже.

Не менее отчетливо проявлены зоны меридионального направления. Как уже говорилось, сама ориентировка поля развития континентального девонского вулканизма запада Центрального Казахстана подчеркнута меридиональная, совпадающая с Омско-Караджальской системой глубинных разломов, являющихся составной частью глобальной системы дислокаций хр. Чагос—Карское море. Влияние этих разломов ска-

зывается как на очертаниях границ, так и на характере взаимоотношений ареалов развития вулканогенных ассоциаций. Особенно выделяются зоны, совпадающие с 72° и 74° в.д.

Восточнее выделена еще одна зона (примерно вдоль $76^\circ 30'$ в.д.), совпадающая с Центральнo-Казахстанским разломом. В раннем девоне и в эйфельском веке вдоль нее резко менялась палеогеографическая обстановка. Во второй половине девона здесь происходит резкая смена ассоциаций. На продолжении этой зоны к югу в разное время происходили или резкие изменения в палеогеографических обстановках, или же смена характера самих вулканических ассоциаций.

Указанные аномальные отклонения в пределах выделенных структур находят отражение в петрохимических особенностях вулканогенных пород девона. С этой целью были проанализированы латеральные различия химизма вулканитов каждого из трех срезов. Для этого породы были объединены по кислотности в три группы: базальты и андезито-базальты, андезиты и все кремнекислые породы от дацитов до риолитов. Сравнивались суммарные содержания щелочных элементов, содержания калия с целью выявления максимумов их концентрации. На рис. 21 отражены относительные максимумы содержания щелочных элементов для орогенного комплекса в целом. При некоторых различиях в размещении относительных максимумов щелочности пород каждого среза вырисовываются общие закономерности. Они сводятся к тому, что наиболее щелочными (и калиевыми) оказываются вулканиты более северных и западных частей рассмотренного региона. В пределах северной части территории наиболее часто высокощелочными и особенно высококалиевыми оказываются породы субширотной полосы (в пределах $46-49^\circ$ с.ш.), совпадающей с выделенной выше широтной сквозной структурой. Следует подчеркнуть, что и здесь выделяются более локальные зоны, относительно обогащенные щелочами и совпадающие с локальными сквозными зонами. Аналогичное распределение пород повышенной щелочности характерно и для меридиональных зон.

Таким образом, указанные выше зоны характеризуются не только различием ассоциаций вулканитов, но и определенными петрохимическими чертами самих пород, прежде всего более частой встречаемостью разностей с повышенной щелочностью и особенно калиевостью.

Отмеченные выше зоны трассируются в Джунгаро-Балхашскую область, где, начиная с конца карбона и до конца перми, также интенсивно проявился орогенный континентальный вулканизм.

Зональность позднепалеозойского орогенного вулканизма

Область развития верхнепалеозойских вулканитов как бы вложена во внутренний контур развития девонских вулканитов, формируясь на месте девонского морского бассейна преимущественно терригенной седиментации. Обращает на себя внимание общий ступенчатый характер границ ареала вулканизма конца палеозоя и совпадение мест перегибов их с перегибами контуров распространения девонских вулкани-

тов. Можно видеть, что подобный ступенчатый характер границ проявляется там, где сочленяются зоны разломов разного направления. Это влияние разломов еще отчетливее сказывается на характере размещения вулканитов более узких временных интервалов, что детально было уже рассмотрено ранее [24, 25, 46].

Остановимся на главных особенностях размещения ассоциаций орогенных вулканитов на примере Токрауской и Северо-Балхашской впадин Центрального Казахстана.

Вулканогенная орогенная серия варисцид Центрального Казахстана начинается средневизейско-серпуховской каркаралинской свитой. В целом она сложена основными и средними породами (с преобладанием андезитов) в низах и кремнекислыми породами в верхах разреза, но характер строения свиты в разных участках не одинаков. Выделяется три ассоциации: непрерывная андезит-дацит-риолитовая, контрастная андезит-риолитовая и риолитовая. Непрерывная ассоциация распространена на крайнем севере Токрауской впадины. Ее накопление связано с вулканизмом ареального типа. Контрастная андезит-риолитовая ассоциация локализована в пределах узких линейных зон, пространственно совпадающих с известными глубинными разломами. Это зона Центрально-Казахстанского разлома и параллельно ей расположенная на западе Жамшинская. К меридиональной Центрально-Казахстанской зоне примыкают широтно ориентированные зоны распространения той же контрастной ассоциации. Эти зоны приурочены к разломам на границе Токрауской (Жельтауская зона) и Северо-Балхашской впадин (Калмакэмельская зона) с Северо-Балхашским поднятием. На остальной территории каркаралинская свита сложена только риолитовыми породами, формирование которых происходило во второй половине времени накопления этой свиты. Выделенные узкие зоны развития контрастной ассоциации представляют собой зоны проницаемости, вулканизм в которых начинается раньше и с более основных разностей, что уже отмечалось А.М. Курчавовым в 1977 г.

В начале среднего карбона отмеченные линейные зоны, за исключением Жамшинской, проявились столь же отчетливо в виде своеобразных трогов, выполненных мощными конгломератами низов калмакэмельской свиты или вулканогенно-осадочными разностями этой свиты. В северной части Токрауской впадины обособляется узкая широтная полоса преимущественно пирокластических накоплений, совпадающая с границей смены риолитовой и непрерывной андезит-дацит-риолитовой ассоциаций предшествующего этапа вулканизма.

Со второй половины карбона вулканизм локализуется в узкой полосе, где резко преобладают продукты извержений риолитового состава. В позднем карбоне и самом начале перми вулканизм проявился в целом на тех же площадях и характеризовался преобладанием риолитов. Лишь в меридиональной полосе, приуроченной к зоне Центрально-Казахстанского разлома, в это время формируются более мощные пачки вулканогенно-осадочных пород, в ассоциации с покровами андезитов. Контуры распространения ареала вулканизма этого времени совпадают на севере с зоной смены ассоциаций раннего карбона и начала среднего карбона.

В пермский период вулканизм существенно меняется. Вулканиды резко обогащаются щелочами; вновь характерными становятся контрастные, но уже трахибазальт-трахириолитовые ассоциации. Сам вулканизм проявляется более дискретно, что особенно резко выражено в Токрауской впадине. Здесь вновь активизируется широкая меридиональная зона, частью совпадающая с Жамшинской системой глубинных расколов. Одновременно возникают новые, субширотные зоны проницаемости на северо-западе региона, приуроченные к Успенской зоне. Позднее к северной части Жамшинской зоны, как показала Л.А. Щеголева в 1973 г., тяготеют скопления кайнотипных вулканитов условно позднепалеозойского—раннемезозойского возраста. В зоне Центрально-Казахстанского разлома также отмечаются кайнотипные вулканиды в виде даек долеритов меридионального простираения условно мезозойского возраста, изученные А.М. Курчавовым и И.Л. Дороховым в 1965 г.

Таким образом, во время формирования всего верхнепалеозойского разреза отчетливо проявляется роль линейных зон проницаемости, приуроченных к известным глубинным разломам. Прежде всего это подчеркивается развитием именно здесь контрастных по содержанию кремнезема ассоциаций пород. Это меридиональная зона Центрально-Казахстанского разлома и такого же простираения, но более сложно построенная, Жамшинская, а также широтные Жельтауская и Калмакэмельская зоны, под прямым углом сочленяющиеся с Центрально-Казахстанской. Одновременно на севере Токрауской впадины отмечается широтная зона (южнее города Каркаралинска), влияющая на смену ассоциаций вулканитов в раннем и начале среднего карбона, а позднее проявившая себя как своеобразный структурный барьер, севернее которого вулканизм второй половины карбона не проявился. Она находится на восточном фланге Джекказган-Успенской зоны. На северо-западном и северном обрамлении Токрауской впадины в перми проявила себя еще одна зона, трассируемая выходами пермских вулканитов от гор Бугылы на западе к пос. Карбушевка на восток-северо-востоке и также являющаяся составной частью Джекказган-Успенской зоны.

Геологическая история выделенных зон в разные временные отрезки позднего палеозоя не была равнозначной, о чем будет сказано ниже. Остановимся на некоторых особенностях петрохимии верхнепалеозойских вулканитов и зависимости ее от указанных структур. Главные особенности изменения щелочных компонентов сводятся к тому, что в однотипных по кремнекислотности породах одного и того же стратиграфического уровня содержание натрия и калия существенно меняется по латерали, а относительные максимумы и минимумы содержания этих элементов эволюционируют во времени [25]. Тем не менее смена щелочности пород обычно устойчиво приурочена к одним и тем же границам. С другой стороны, наиболее щелочными оказываются породы контрастных ассоциаций. Последние приурочены к грабенообразным структурам, тесно связанным с глубинными разломами. Щелочность пород для разноориентированных структур различна. При общей тенденции к большей дифференцированности по соотношению

натрия и калия и по суммарному их содержанию контрастные ассоциации меридиональных зон наиболее щелочные. На эти структурные различия оказывает влияние и общий региональный характер изменения щелочности с ярко выраженной тенденцией к росту ее (и особенно калиевости) с юга на север, что прослеживается на всех стратиграфических уровнях верхнепалеозойского разреза Казахстана [25]. Указанные заметные различия в щелочности контрастных по кремнезему ассоциаций вулканитов меридиональных и широтных структур находятся в тесной связи с тектоническим режимом их развития. Меридиональные зоны (Центрально-Казахстанская, Жамшинская) выступают как сдвига-раздвиговые, в то время как широтные (Жельтауская и Калмакэмельская) являются своеобразными тыловыми раздвигами [24]. Указанные структуры образуют сопряженную систему расколов с преобладанием растягивающих напряжений по ним. Третьим звеном этой системы являются так называемые зоны смятия (Спасская, Успенская и другие). Эти зоны смятия выступают как фронтальные надвиговые структуры, по которым происходила релаксация напряжений в результате раскрытия указанных выше зон проницаемости. Однако движения в пределах этих зон носили пульсационный характер и периоды сжатия сменялись периодами растяжения, во время которых внедрялись гранитоиды [24].

Проведенный анализ особенностей размещения и состава вулканических ассоциаций верхнепалеозойского возраста позволил выявить ряд зон, активно проявившихся в конце палеозоя. Это меридиональные Жамшинская и Центрально-Казахстанская и сопряженные с ними широтные, различные по своей тектонической природе. Из них Калмакэмельская и Жельтауская являются структурами раздвигового типа, в то время как Спасская, Успенская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская и другие имеют более сложную природу с преобладанием сжимающих усилий в их пределах, чередующихся с эпохами растяжения.

Некоторые общие особенности зональности палеозойского орогенного вулканизма

Рассмотрим взаимосвязь зон, проявившихся в процессе формирования орогенных вулканических серий, девонской и верхнепалеозойской.

Ряд выделенных аномальных зон трассируется из области развития орогенных вулканитов девона в область развития орогенных вулканитов верхнего палеозоя (рис. 22). Так, зона Центрально-Казахстанского разлома (около $76^{\circ}30'$ в.д.) проявилась в обе эти эпохи, однако характер выраженности ее был различным. В раннем девоне, а затем и в эйфеле она являлась зоной, по обе стороны от которой резко менялась структурная позиция вулканизма с внутриконтинентального в Баянаульском регионе на островодужный в Чингиз-Тарбагатае. Более слабо здесь проявлена смена разных по кремнезему ассоциаций пород, которая отчетливо фиксируется в живетско-франское время. На всех уровнях формирования девонской вулканической серии к Центрально-Казахстанской зоне тяготеет смена щелочности по-

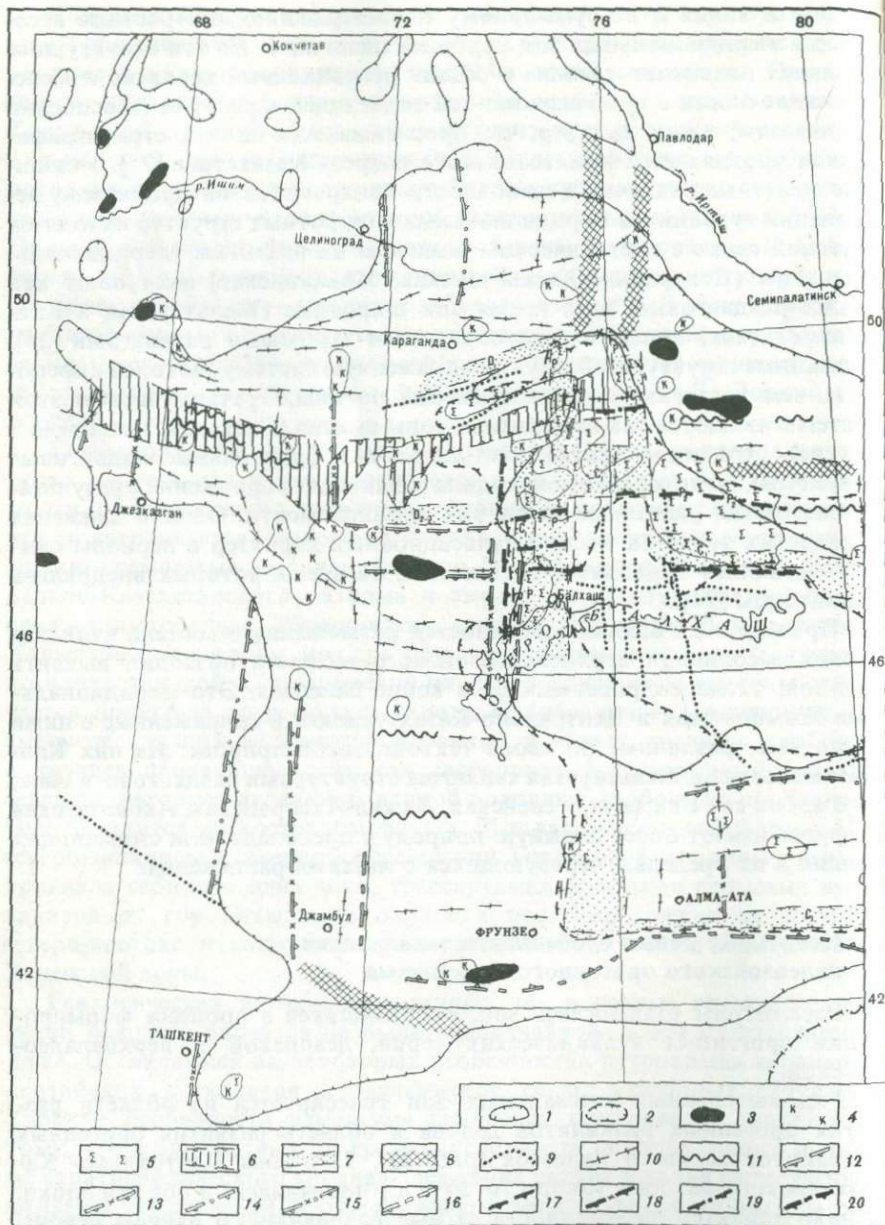


Рис. 22. Схема размещения некоторых аномалий пространственного распространения, строения и состава девонской и верхнепалеозойской орогенных серий

1—2 — контуры распространения вулканитов: 1 — девонских, 2 — верхнепалеозойских; 3 — девонские вулканиты с щелочными минералами; 4—5 — вулканиты высокой калиевости: 4 — девонские, 5 — верхнепалеозойские; 6 — фаменская рифтовая структура; 7 — контрастные по кремнезему ассоциации вулканитов (индекс соответствует возрасту); 8 — зоны сочленения ареалов вулканизма резко различной палеогеографической и палеоструктурной обстановки; 9 — зоны смены палеогеографических обстановок; 10 — зоны смены разных ассоциаций вулканитов; 11 — зоны резкого изменения

род с резким уменьшением ее на восток, в сторону Чингиз-Тарбагатайского региона. В начале варисцийской орогенной эпохи зона Центрально-Казахстанского разлома проявилась в виде грабенообразной структуры с формированием здесь контрастной по кремнезему ассоциации пород повышенной щелочности. В дальнейшем влияние этой зоны ощущается не столь резко, в ее пределах развиты меридионально вытянутые пояса гранитоидов и даек. Таким образом, преобладающий режим развития данной сквозной зоны можно охарактеризовать в целом как режим растяжения, хотя в отдельные отрезки времени проявлялись и сжимающие усилия. Примером последних могут служить зоны расщеливания и катаклаза верхнепалеозойских гранитов Кызылсорского массива севернее пос. Егидыбулак [24].

В пределах 47—49° с.ш. выделяется сквозная зона, также трансформируемая через области развития девонского и позднепалеозойского вулканизма. В целом, эта широтная полоса в пределах девонского ареала вулканизма выражена изменением простирания полей развития или сменой ассоциаций пород, более резко проявленным мозаичным их размещением, а также появлением здесь уже в начале девона риолитов. Характерная черта развитых здесь вулканитов — наличие пород повышенной щелочности (и калиевости). Эта зона неоднородна по своему строению и состоит из более локально проявленных зон. Одна из них — Джекказган-Успенская в фаменский век проявилась как отчетливо выраженная рифтовая структура с формированием глубоководных тонких известково-глинистых осадков и с дискретно проявленным вулканизмом повышенной щелочности. На восточном продолжении этой зоны в девонский период в морской обстановке формировался комплекс преимущественно терригенных осадков. В карбоне и перми он сменился сложно построенным вулканогенным комплексом, прорванным многочисленными гранитоидами. В раннем и среднем карбоне Джекказган-Успенская зона выступает как граница разных ассоциаций пород, а в среднем карбоне — начале перми — это уже своеобразный структурный барьер, ограничивающий с севера ареал вулканизма указанного времени. В конце перми зона вновь активизируется. Вдоль северного ее борта формируется система вулканических массивов, следующих в восток-северо-восточном направлении. Вдоль южного борта формируется Калдырминский пояс гранитов. Ориентировка отдельных массивов этого пояса широтная, но каждый восточнее расположенный массив несколько смещен по отношению к предыдущему на север, что в целом придает восток-северо-восточную ориентировку Калдырминскому поясу. Подобное расположение гранитных массивов связано с более интенсивным перемещением к северу восточных блоков по сравнению с западными и кулисообразным раскрытием магмовыводящих расколов [24]. Однако в середине карбона восточная часть

←
простираний ареалов вулканических ассоциаций; 12—20 — зоны структурных барьеров для вулканитов: 12—16 — девонских (12 — общие для девона, 13 — для раннего девона, 14 — для эйфеля, 15 — для раннего девона и эйфеля, 16 — для живета и франка), 17—20 — позднепалеозойских — (17 — для всего позднего палеозоя, 18 — для раннего—среднего карбона, 19 — для среднего—позднего карбона и позднего карбона—ранней перми, 20 — для перми)

Джезказган-Успенской зоны проявила себя как структура сжатия, в результате чего была сформирована Успенская зона смятия, интенсивное рассланцевание в пределах которой затронуло отложения среднего палеозоя и верхов нижнего карбона. Однако и в перми в этой зоне местами проявлялись сжимающие напряжения, что фиксируется незначительными зонами рассланцевания в пределах Бугылинского массива пермских вулканитов.

Таким образом, в девонское время Джезказган-Успенская зона является структурой растяжения, что особенно наглядно проявлено в фаменский век. В позднепалеозойское время развитие зоны характеризуется сменой эпох растяжения эпохами сжатия.

Акжал-Аксоранская и Акбастауская зоны являются южными локальными аномально проявленными структурами отмеченной широтной полосы. Обе эти зоны в раннем и среднем девоне отчетливо выражены резкими изменениями простираний ареалов вулканических ассоциаций или же сменой самих ассоциаций. В живетско-франское время здесь узкими полосами проявился контрастный андезитобазальт-риолитовый вулканизм. В отличие от Джезказган-Успенской зоны в фамене и турне вулканизм здесь не проявился. Однако фаменские и турнейские известковистые отложения, как и более древние, рассланцованы и шарьированы. В карбоне обе зоны вели себя как структурные барьеры, ограничивающие с юга ареалы вулканизма этого времени. В пермское время в Акжал-Аксоранской зоне внедрились гранитоиды, образующие цепочку массивов широтного простирания. Таким образом, тектоническая эволюция Акжал-Аксоранской и Акбастауской зон во многом сходна, с Джезказган-Успенской, характеризующейся преобладающим режимом сжатия в девоне, сменившимся затем чередованием эпох сжатия и растяжения.

Наиболее сложно построенной оказывается меридиональная зона на западе Центрального Казахстана, в пределах которой сближены ареалы орогенного вулканизма девонского, и позднепалеозойского времени. Эта зона, названная нами ранее Бозщекуль-Балхашской [46], также достаточно широкая (71—74° в.д.) и сложно построенная, состоит из более узких зон. Наиболее резко выражены зоны вдоль 72° и 74° в.д. В западной из этих зон наблюдаются аномальные отклонения в простирании ареалов девонского вулканизма, а в восточной зоне сочленяются ареалы вулканизма девона и позднего палеозоя. Восточная (Жамшинская) зона в девонский период играла роль структурного барьера, ограничивающего с востока вулканизм этого времени. В позднем палеозое она отделяла уже с запада область проявления позднепалеозойского вулканизма. И лишь по отдельным широтным расколам, приуроченным к Успенской, Акжал-Аксоранской и другим зонам, верхнепалеозойские вулканы распространялись западнее данного меридиана. В конце раннего карбона Жамшинская зона проявилась как грабенообразная структура с контрастным андезит-риолитовым вулканизмом повышенной щелочности по сравнению с прилегающими территориями. В среднем и позднем карбоне влияние Жамшинской зоны свелось к роли структурного барьера: она ограничивала с запада вулканизм этого времени. В перми зона резко активизировалась,

вулканизм сосредоточился в довольно узкой полосе при контрастном трахибазальт-трахириолитовом характере продуктов извержения.

Таким образом, в течение девона и позднего палеозоя Бозщекуль-Балхашская сквозная структура проявилась как система параллельно расположенных более интенсивно и локально проявленных узких зон, влияющих на характер распространения или тип вулканизма. Эта зона продолжается на север и юг, в пределы ареалов девонского вулканизма (особенно на севере Казахстана). На юге ее влияние сказывается на распространении вулканических ассоциаций, а на севере зона подчеркивается цепочечным расположением выходов вулканитов.

Анализ особенностей распространения и состава вулканических ассоциаций орогенных эпох каледонского и варисцийского тектономагматических циклов на территории Казахстана позволил выявить ряд структур сквозного типа, влияющих на вулканизм этих эпох. Влияние это было различным в разное время и в разных частях этих структур. В наиболее крайней форме данные структуры проявляются или как своеобразные структурные барьеры, или же как грабенообразные структуры, иногда рифтового типа. Им свойствен известково-щелочной вулканизм, еще более щелочной в рифтовом типе. Особенность данных структур — преобладание в их пределах растягивающих напряжений (образование системы грабенов, заполненных продуктами вулканических извержений, внедрение гранитоидных интрузий). В то же время процесс их формирования осложнялся периодами сжимающих напряжений с образованием зон расщелачивания и шарьяжей, что связано с общей геодинамической обстановкой данного региона.

Таким образом, в пределах Казахстана выделяется несколько структур сквозного типа, рассекающих области различного тектономагматического развития.

Некоторые особенности пространственной и возрастной позиции эндогенного оруденения

Анализ пространственного расположения эндогенных месторождений, и в первую очередь наиболее крупных из них, показал, что они концентрируются в пределах достаточно узких зон. Эти зоны совпадают с рядом структур сквозного типа [46]. Следует отметить, что месторождения, разнообразные по составу, возрасту и по генетической принадлежности, приурочены к одной и той же структуре. Так, например, в пределах Бозщекуль-Балхашской структуры сосредоточены редкометальные, медно-порфировые (Медный Коунрад) и месторождения других генетических типов. В этом проявляется специфическая пространственная связь крупных эндогенных рудных объектов со структурами длительного развития.

Другой аспект проблем связи металлогении со структурно-магматическими особенностями развития региона заключается в выявлении хронологических зависимостей типа минерагении от характера проявлений магматизма. Намечается несколько типов такой зависимости.

Так, Джекказган-Успенская зона в фамене характеризовалась своеобразным развитием, аналогичным рифтовому. Вулканизм этого времени

носил локальный характер с ярко выраженным щелочным уклоном. Пространственно с проявлениями вулканизма и в явной генетической связи с ним формировались железо-марганцевые и барит-полиметаллические месторождения атасуйского типа. В конце палеозоя в восточной части этой структуры широко проявился гранитоидный магматизм, под действием которого сформировались некоторые полиметаллические месторождения (Карагайлы) за счет регенерации рудного вещества в фаменских отложениях, а также формировались месторождения, генетически связанные с гранитоидами (Коктенколь и другие).

В Акжал-Аксоранской зоне, проявившей себя еще в раннем девоне как зона сочленения блоков разных палеогеографических режимов, а в конце девона — как узкая вулканическая гряда с контрастным вулканизмом, также формируется барит-полиметаллическое оруденение (Акжал, Аксоран и др.), которое связывают уже со становлением гранитоидных комплексов конца палеозоя.

Более сложной оказывается история развития меридиональной Бозщекуль-Балхашской сквозной структуры, что отразилось и на процессах эндогенной металлогении. Эта структура на отрезке г. Караганда—оз. Балхаш проявилась еще в раннем палеозое как зона перехода от континента к океану, а затем, в течение девона и позднего палеозоя, выступала в роли своеобразного структурного барьера, ограничивая области проявления вулканизма разных орогенных эпох. В ее пределах выявлены более локальные структурные зоны, выраженные на западе резкой сменой полей распространения вулканических ассоциаций девона, а в восточной части наличием узких грабенообразных зон контрастного вулканизма конца палеозоя (зона Жамшинского разлома). В конце палеозоя в пределах данной структуры широко проявился гранитоидный магматизм. Следует подчеркнуть, что гранитоидные комплексы развиты и восточнее, за пределами рассматриваемой структуры, но связанные с ними эндогенные месторождения редкометального типа или медно-порфировые (Медный Коунрад) сосредоточены только в восточной части Бозщекуль-Балхашской сквозной структуры. Севернее, в пределах каледонской части Центрального Казахстана, к указанной структуре тяготеют и более древние медные месторождения (Бозщекуль, Майкаин, Каджанчадская группа и др.).

Важно отметить, что по характеру выраженности и по длительности проявления к сквозным структурам близка зона Центрально-Казахстанского разлома, особенностью которой является четкая выраженность в современном рельефе. В то же время в пределах этой зоны крупных рудных объектов не отмечается. Исключение составляет медно-порфировое проявление Бесшоки, позиция которого, по-видимому, может быть объяснена наличием здесь широтно-ориентированных разломов, как бы продолжающих к востоку систему расколов Акжал-Аксоранской зоны и южного фланга Джекказган-Успенской зоны. Еще одна особенность зоны Центрально-Казахстанского разлома, объясняющая слабую металлогеническую насыщенность ее, возможно связана с тем, что в раннепалеозойский этап здесь, в отличие от Бозщекуль-Балхашской структуры, существовал бассейн с корой океанического типа. Некоторым доказательством ранее стабилизированных

блоков на интенсивность проявления эндогенной металлогении может служить распределение месторождений в Джезказган-Успенской структуре. Если на западе, в пределах ранее стабилизированной каледонской части Казахстана, в этой структуре находятся такие крупные рудные узлы, как Жайремский, Караджальский (а еще западнее — Джезказганский), то к востоку, в сторону варисцийской части, экстенсивность проявления эндогенного оруденения снижается (Карагайлы и ряд более мелких). Таким образом, намечается зависимость интенсивности металлогенических процессов от характера положения сквозной структуры или отдельных ее отрезков в общей структуре регионов и от общей геодинамической истории их развития.

Глава V

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ДЛИТЕЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИИ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ПРИМОРЬЯ

Вулканические формации Приморья

Контроль узлов длительной эндогенной активности, в том числе рудных узлов, внутри металлогенических провинций осуществляется сквозными структурами подчиненных рангов, имеющими 40—60 км в ширину и прослеженными в длину, в продуктивных звеньях, на первые сотни километров.

Для Приморья особенности геологии и состава магматических образований таких структур, так же как подробная характеристика регионального, фонового магматизма, были приведены автором ранее. Менее подробно при этом были описаны явления геохимических аномалий в сквозных структурах и признаки послерудной активизации последних. Этим вопросам посвящена основная часть главы V, следующая за кратким изложением выводов по магматизму Приморья [7].

В разрезе Восточного вулканического пояса Сихотэ-Алиня и прилегающих к нему вулкано-тектонических структур в меловое—палеогеновое время практически одновременно накапливались вулканы делленит-липаритового и андезит-базальтового формационных рядов. Последний представлен (от ранних к поздним): трахиандезитами и латитами низов верхнего мела; палеогеновыми андезитами в составе непрерывно дифференцированных и бимодальных комплексов; базальтами и контрастными базальт-липаритовыми комплексами; высокоглиноземистыми андезитами. Завершается разрез вулкаников неогеновыми базальтами.

Структурная позиция образований делленит-липаритового и андезит-базальтового рядов различна. Первые слагают изометричные вулкано-тектонические постройки, вторые локализованы в линейных зонах разных рангов и типов: скрытых глубинных разломах, сквозных системах нарушений преимущественно широтных и меридиональных и узлах их пересечения, в структурных швах.

Таблица 2

Состав мезозойских и кайнозойских изверженных пород из некоторых сквозных зон и узлов длительной эндогенной активности в Приморье

N п/п	Вес. %											H ₂ O* (п.п.н.)
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
1	44,1	3,5	17,2	4,4	8,5	0,18	7,4	9,1	2,5	1,5	0,8	(1,0)
2	42,3	3,9	16,0	5,5	8,2	0,2	6,9	9,6	2,5	1,7	0,65	(2,26)
3	44,6	3,3	16,4	4,8	7,6	0,23	8,8	8,2	2,7	1,7		1,2
4	46,9	3,3	16,2	5,2	6,8	0,2	6,5	8,9	2,7	1,6	0,55	0,7
5	47,0	3,2	15,7	8,3	3,8	0,18	6,8	9,1	2,6	1,5	0,5	1,2
6	45,6	3,1	16,4	6,4	7,1	0,2	7,1	8,1	2,7	1,7	0,6	0,9
7	44,0	1,6	10,0	3,5	8,8	0,17	15,7	10,1	0,6	0,3	0,16	(5,42)
8	49,2	1,8	10,1	3,5	6,6	0,17	12,8	7,8	2,4	0,7	He опр.	4,7
9	48,7	1,8	10,7	3,8	7,7	0,13	12,4	8,0	2,0	0,6	0,25	(4,3)
10	51,2	1,1	18,0	2,5	5,1	0,1	3,4	9,1	2,5	2,0	0,4	(4,4)
11	55,1	1,0	16,5	2,1	4,0	0,1	2,3	4,5	3,0	4,5	0,4	(5,9)
12	58,8	1,3	15,1	3,5	4,4	0,1	4,1	2,7	3,2	2,1	0,4	(4,5)
13	79,5	—	12,8	0,7	0,4	0,005	0,6	0,06	1,3	2,8	—	(2,1)
14	51,8	1,5	17,0	3,8	5,8	0,12	4,3	7,5	2,6	2,7	0,17	1,9
15	52,7	1,9	16,3	2,5	6,3	0,14	4,4	5,6	2,5	3,0	He опр.	(3,8)
16	48,4	1,7	17,9	3,8	5,7	0,16	5,7	6,5	2,6	1,5	0,56	(5,2)
17	55,7	1,4	15,8	2,6	4,6	0,14	4,4	6,7	3,3	2,2	0,5	2,0
18	54,5	1,4	17,0	8,5	5,2	0,04	3,1	7,1	3,9	1,9	0,6	(1,5)
19	66,8	0,5	16,1	1,3	0,8	0,08	0,4	1,1	4,2	5,5	0,07	1,4
20	52,9	0,15	17,4	6,3	2,0	0,13	5,7	3,9	4,3	3,4	He опр.	He опр.
21	53,3	1,2	16,7	5,6	2,5	0,2	4,6	4,0	4,6	3,6	0,15	
22	51,4	1,8	16,6	5,2	4,0	0,14	4,7	7,9	2,8	1,7	0,67	(3,7)

В доверхнемеловом фундаменте пояса вуканиты играют подчиненную роль. Они не имеют регионального распространения среди кремнисто-вулканогенных толщ соответствующего возраста, представлены преимущественно субвулканическими залежами, а их выходы, как правило, объединены в прерывистые линейные пояса, секущие по отношению к простиранию сингенетичных осадочных толщ. Такое размещение характерно для верхнемеловых, пермских и нижнемезозойских базальтов и диабазов.

Диабазы, обычно описываемые в качестве составляющих в триасовых и юрских геосинклинальных толщах, также распространены менее широко, чем терригенно-кремнистые осадки, локализованы в нескольких тектонических узлах, наблюдались в интрузивном залегании, формировались в интервале от юры до палеоцена. Состав диабазов в таких ареалах широко варьирует независимо от возраста, среди них имеются субщелочные, богатые калием и низкокалиевые разновидности. Сходные по вещественному составу и условиям образования верхнеюрские—нижнемеловые погская и култухинская свиты распространены локально, в блоках с интенсивными тектоническими движениями, представлены преимущественно субвулканическими фациями пикрит-базальтовой и щелочно-базальтовой серий. Выходы этих щелочных базальтов контролируются широтными сквозными системами нарушений — Кавалерово-Дальнегорской и Бикинской, так же как значитель-

	Вес. %		γ/τ								Возраст, млн. лет
	H ₂ O*	Сумма	Li ₂ O	Rb ₂ O	SrO	BaO	U	Th	Cr	Ni	
—	100,2	11	24	930	530	0,9	1,6	300	50		
—	99,5	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	1,2	1,9	200	40	11±2	
—	99,7	15	29	1000	520	<1	1,7	He опр.	He опр.		
0,4	99,9	He опр.	He опр.	936	500	1,3	1,9	"	"	12±3	
0,3	100,2	"	39	1088	600	He опр.	1,7	"	"		
0,2	100,1	12	38	980	560	1,1	1,7	260	60		
—	100,3	He опр.	He опр.	290	200	<1	<5	1000	500		
—	99,7	70	17	530	840	<1	<5	He опр.	He опр.	87±10	
—	100,4	He опр.	He опр.	510	700	<1	<5	1000	400		
—	99,2	145	181	970	450	1,2	5,5	100	10	58±5	
—	99,5	105	120	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	40	8		
—	100,1	224	70	"	700	"	"	150	60		
—	100,3	80	He опр.	147	200	5,1	22	100	20		
0,4	99,6	35	59	750	810	<5	5,1	He опр.	He опр.	65±5	
—	99,6	He опр.	He опр.	645	800	1,8	5,6	150	40		
—	99,7	30	"	н.о.	700	2,7	5,2	300	80		
0,6	99,9	29	76	735	400	2,6	7	He опр.	He опр.		
—	99,4	21	69	748	800	2	5,9	"	"		
0,2	100,3	63	172	150	1500	He опр.	He опр.	"	"		
н.о.	99,5	170	160	930	750	"	"	"	"	64±5	
—	99,8	171	123	980	950	"	"	"	"		
—	100,5	19	33	683	800	1,7	<5	100	30		

ная часть более древних и более молодых, палеогеновых и неогеновых базитовых комплексов.

Среди формаций, в которых главную роль играют вулканиты среднего состава, преобладают ранне-верхнемеловые трахиандезиты (кемская, петрозуйевская, синанчинская, низы самаргинской свиты и др.), накапливающиеся в период от 110 до 80—70 млн. лет, главным образом в субаэральных условиях. Трахиандезиты нередко следуют за ранними проявлениями делленитов и риолитов или перемежаются с ними, но в целом их накопление закончилось ранее, чем накопление главной массы кремнекислых вулканитов. В составе формации преобладают андезиты с суммой щелочей более 5% и содержанием K₂O выше 2,3—2,5% при относительно высокой концентрации акцессорных стронция, рубидия, фосфора. По особенностям состава эти серии наиболее близки к окраинно-континентальным латит-андезитовым сериям Анд, отличаясь от островодужных высокими калий-натриевым, стронций-кальциевым, рубидий-стронциевым отношениями. Характерна, особенно в тектонических узлах западных блоков, ассоциация трахиандезитов с трахитами, латитами, пикритами, щелочными долеритами.

Андезиты более поздней палеоценовой формации и связанные с ними породы, выделяемые в разных блоках под названиями солонцовской, дальнегорской, левособолевской, самаргинской и других свит,

Таблица 2 (продолжение)

N п/п	Вес. %												H ₂ O' (п.п.п.)
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O'	
23	51,5	1,7	16,4	4,1	5,4	0,15	5,4	8,2	2,5	0,96	0,68	(3,4)	
24	52,2	1,3	16,2	9,0	3,3	0,13	4,7	7,1	2,8	1,6	0,56	(3,9)	
25	53,4	1,5	16,6	4,3	4,4	0,18	4,9	7,2	3,2	1,7	0,56	1,8	
26	54,4	1,0	15,7	4,3	2,9	0,15	2,4	5,6	3,2	2,3	0,4	(6,9)	
27	54,0	1,7	16,1	5,1	4,4	0,16	4,7	8,0	2,9	1,7	0,64	(3,1)	
28	51,5	1,3	17,9	2,1	6,1	0,14	5,4	8,3	3,2	1,1	0,46	(2,2)	
29	53,7	1,3	19,2	4,1	3,5	0,12	4,3	8,2	3,2	1,1	0,26	(1,3)	
30	53,3	1,4	17,4	3,4	5,1	0,25	4,8	7,6	3,6	1,2	He опр.		
31	53,7	1,0	18,7	4,1	4,4	0,1	3,8	8,0	3,1	1,1	0,29	(1,3)	
32	51,9	0,9	14,6	2,1	5,7	0,14	6,5	7,6	3,2	0,9	0,2	(5,9)	
33	51,7	1,1	18,6	4,0	4,0	0,12	6,0	8,5	3,2	1,1	0,3	(1,3)	
34	61,6	1,1	15,5	5,1	3,0	0,14	1,3	3,7	3,0	2,5	0,4	(2,4)	
35	59,6	0,9	15,4	4,0	4,1	0,07	1,4	5,5	3,0	1,7	0,3	(3,6)	
36	51,6	1,0	17,0	4,8	4,7	0,17	1,6	6,4	2,6	1,0	0,26	(9,2)	
37	57,1	1,2	17,2	3,6	3,9	0,12	1,2	7,7	2,9	0,7	0,3	(4,6)	
38	51,4	1,2	16,4	1,5	7,8	0,14	4,5	5,5	3,5	1,14	0,4	(7,0)	
39	53,7	1,1	16,9	2,7	5,6	0,16	5,9	7,0	2,9	1,7	0,3	(2,2)	
40	53,9	1,1	16,5	2,3	5,2	0,12	4,8	6,8	2,6	1,4	0,35	(5,4)	
41	54,7	0,9	16,8	3,3	3,3	0,12	4,4	6,6	3,1	1,5	0,5	4,6	
42	55,2	0,9	16,5	2,1	4,0	0,12	5,5	6,4	3,4	1,6	н.о.	1,8	

обнаруживают большие вариации состава. На этом этапе, по-видимому, возрастает роль обособленных очаговых структур. Андезиты палеоценовых комплексов обогащены калием в случае их размещения в тех же структурах, где локализованы ранние верхнемеловые комплексы повышенной щелочности — трахиты, монзонит-порфиры, латиты. Таковы разновозрастные андезитовые проявления вулканов Лагерного, Солонцового, Арсеньевского и других в Кавалерово-Дальнегорской зоне, новые (по сравнению с [7]) данные по которым приведены ниже в табл. 2.

Преобладающие по объему формации верхнемеловых — палеогеновых кремнекислых вулканитов характеризуются большой устойчивостью состава, несмотря на то, что накапливаются в вулканотектонических структурах с различным строением фундамента, но сильно варьируют по облику. Выделены ареалы распространения калиево-натриевых делленитов, богатых кальцием и глиноземом (северо-восточная часть Восточного вулканического пояса, Западный вулканический пояс), натриево-калиевых низкокальциевых риолитов (Журавлевский блок), субщелочных дифференцированных дацит-делленит-риолитовых серий (Партизанский блок). Наиболее поздние, палеогеновые и раннеогеновые кремнекислые вулканиты в областях распространения андезитов и базальтов того же возраста входят в состав контрастных и дифференцированных комплексов, а на других участках наращивают разрез мел-палеогеновых кремнекислых вулканитов. По составу те и другие однотипны, представлены делленитами и риолитами с равными содержаниями калия и натрия, в сумме превышающими 8—9%, и реже комендитами. На этом фоне выделяются локальные

	Вес. %		г/г							Возраст, млн. лет
	H ₂ O'	Сумма	Li ₂ O	Rb ₂ O	SrO	BaO	U	Th	Cr	
—	100,1	20	24	1200	720	2,1	<5	100	40	
—	99,6	He опр.	He опр.	697	900	1,6	5,1	He опр.	He опр.	
0,48	100,1	"	164	874	800	1,2	6,4	"	"	
0,6	99,8	"	99	378	700	3,2	8,3	"	"	
—	100,4	"	He опр.	725	600	1,2	<5	200	40	
—	99,6	23	35	1000	450	1,2	1,8	150	60	46±3
—	100,3	He опр.	He опр.	735	300	1,4	2,0	60	20	
0,71	—	20	38	960	400	0,9	1,3	He опр.	He опр.	
—	—	—	—	750	400	1,8	3	"	"	
—	99,5	60	He опр.	860	500	1,8	4,7	200	80	56±4
—	99,9	24	23	820	300	1,2	1,8	100	80	
—	99,9	He опр.	He опр.	367	600	4,6	9,2	10	6	63±5
—	—	"	"	423	500	2,2	8,2	He опр.	He опр.	
—	100,4	"	"	370	4000	1,5	4,7	40	10	
—	100,4	128	23	505	700	2,5	7,4	30	10	
(2,7)	—	He опр.	He опр.	480	500	2,2	4,4	He опр.	He опр.	
—	100,2	71	64	477	600	<1	6,7	500	80	
—	100,4	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	400	60	
0,12	99,8	67	62	619	500	1,8	6,2	He опр.	He опр.	
(2,8)	100,2	55	60	600	480	0,9	6,4	"	"	87±6

ареалы богатых калием и ультракалиевых кремнекислых вулканитов, контролируемые меридиональными и широтными линейными элементами.

Среди базальтоидных формаций, выделяемых с учетом особенностей состава и условий накопления, ни одна не формируется в узких возрастных рамках и каждая по существу включает ряд однотипных, но разновозрастных комплексов. Состав комплексов зависит не только от возраста и формационной принадлежности, но и от положения в тех или иных структурах.

Проведенное сравнение собственно базальтовых комплексов этапа мезо-кайнозойской орогенной активизации в Приморье показало, что на территории к югу от 46° с.ш. они проявились трижды — в раннем мелу, палеогене (кузнецовские, суворовские) и в плиоцен-плейстоцене (шкотовские, совганские).

Разновозрастные базальты в главной своей массе принадлежат к единому формационному типу, хотя их формирование разделено интервалами в 30—40 млн. лет. Это главным образом субазральные комплексы, распространение которых контролируется сквозными зонами нарушений. Породы относятся преимущественно к типу известково-щелочных (до субщелочных), высокоглиноземистых с высокими концентрациями K, Ti, Sr, Ni. Преобладают базальты нерезкопорфировые, лейкократовые, двупироксен-плагиоклазовые (плагиоклаз — Ап 60, оливин — $f = 20-24$ титаномагнетит, ильменит), долериты. Текстуры пород массивные, пористые и миндалекаменные. К общим чертам состава относятся — умеренная общая железистость пород

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Вес. %											H ₂ O ⁺ (п.п.п.)
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
43	58,5	0,8	16,6	4,7	1,2	0,13	3,9	5,4	3,1	2,1	0,28	2,8
44	61,7	0,65	15,0	1,9	3,5	Следы	3,0	5,4	2,8	2,7	He опр.	
45	51,0	0,8	16,6	1,9	6,9	0,15	6,7	11,8	4,2	0,5	0,3	(11,6)
46	58,3	0,7	15,7	2,5	2,9	0,14	2,0	6,9	2,5	2,4	0,2	(5,3)
47	56,4	0,8	16,8	3,0	5,3	0,08	3,3	6,3	3,8	1,8	0,3	(2,5)
48	59,4	0,9	16,5	3,7	2,8	0,06	3,1	4,3	2,5	2,1	0,16	(4,1)
49	60,5	0,9	15,6	2,1	6,0	0,06	2,3	3,7	2,5	2,7	0,3	(3,6)
50	49,5	1,7	12,5	3,3	7,0	0,3	9,9	8,4	2,7	1,7	0,3	2,4
51	56,0	0,8	18,8	2,3	5,1	0,17	4,2	6,2	2,7	1,4	He опр.	2,1
52	56,9	0,9	16,7	3,4	4,6	0,13	3,9	6,8	2,9	1,9	0,2	(1,7)
53	65,2	0,6	15,7	1,9	3,5	0,17	0,6	2,9	4,4	4,2	0,2	0,1
54	69,4	0,27	14,8	2,6	0,7	0,08	0,4	1,1	4,4	4,9	0,13	(1,9)
55	75,9	0,4	13,5	0,4	0,2	0,02	0,5	0,4	2,9	5,0	0,05	(1,0)
56	76,0	0,08	11,9	1,3	0,3	0,02	0,95	0,5	2,2	3,8	0,04	(3,2)
57	72,6	0,17	9,1	5,5	2,95	0,06	0,16	0,8	3,4	4,7		0,7
58	75,0	0,18	13,2	1,8	0,8	0,07	0,2	0,4	3,2	3,8	0,07	(1,4)
59	69,4	0,4	14,0	1,6	2,7	0,04	0,7	2,9	3,8	2,6	He опр.	1,3
60	71,2	0,4	14,4	2,1	2,0	0,10	0,3	3,8	2,2	2,0	0,1	1,7
61	72,9	0,13	13,6	1,1	1,2	0,04	0,3	1,0	4,4	4,4	0,11	(1,1)

1—6 — оливиновые субщелочные базальты долины р. Кривой, Обильненская вулканоструктура юго-западного окончания Колумбинского щелочно-базальтового пояса, образцы 442, 441, 433, 436, 437, 437 А; 7—13 — комплекс разновозрастных вулканитов бассейна кл. Антонова (узел пересечения Центрального и Меридионального структурных швов и Кавалерово-Дальнегорской широтной сквозной зоны): 7 — туф авгитового пикрита, обр. 377; 8 — то же, обр. 381; 9 — то же, обр. 381-1; 10 — андезито-базальт пироксеновый, дайка, палеоцен, обр. 394; 11 — роговообманковый трахиандезит, покров, кл. Антонов, устье, обр. 396; 12 — туф андезита, палеоцен, кл. Антонов, обр. 373; 13 — сферолитовый риолит в ассоциации со спилитом, верхний мел (?), кл. Антонов, обр. 385; 14—21 — комплекс палеоценовых андезитов в средней части Кавалерово-Дальнегорской широтной сквозной структуры: 14 — трахибазальт, покров, р. Павловка, кл. Барбосов, обр. 355; 15 — трахиандезито-базальт, там же, обр. 360/81; 16 — базальт, там же, обр. 359; 17—18 — андезиты и андезито-базальты р. Изюбриной, обр. 362, 364; 19 — кварцевый латит, устье р. Изюбриной, обр. 368; 20—21 — трахиты, левый борт р. Павловки, устье р. Ленино, обр. 456, 456/1; 22—27 — базальты и андезито-базальты субвулканические, левый борт р. Павловка, г. Белка, обр. 400, 404, 402, 403, 397, 401; 28—37 — Кастафуновский разлом, Темногорская меридиональная зона: 28—31 —

($f = 50-60$), близость модальных составов к нормативным, принадлежность к единой линейной серии по K/Rb отношению. В базальтовом тетраэдре составы сосредоточены в узком поле, вблизи плагио-клаз-клинопироксен-шпинелевой котектики при $P = 5-12$ кбр. В разновозрастных покровах присутствуют единичные потоки низкокальциевых и (или) низкоглиноземистых базальтов, в том числе таких, где $K/Rb = 1200-3000$ превышает эту величину в океанических толеитах.

От ранних ареальных базальтовых комплексов к поздним резко увеличиваются объем вулканитов и количество активных, магмоконтролирующих структур; в породах возрастают концентрации Si, Ti, суммы фемических окислов, падает железистость, содержание K₂O, суммы щелочей, Cl/Ca, сильно сокращается роль высокоглиноземистых разностей; происходит смена преимущественно субщелочных пород разностями, близкими к толеитам.

Вес. % (CO ₂ H ₂ O)	Сумма	г/т								Возраст, млн. лет
		Li ₂ O	Rb ₂ O	SrO	BaO	U	Th	Cr	Ni	
0,3	99,8	85	85	460	600	<1	5,1	He опр.	He опр.	
1,6	99,7	99	93	470	530	2,2	6,4	"	"	
(6,4)		310	10	425	300	<1	<5	"	"	
0,2	99,8	He опр.	112	544	He опр.	He опр.	He опр.	"	"	
(0,4)		"	He опр.	474	800	1,7	6,2	"	"	
—	99,6	60	"	375	600	5	11	50	50	
(0,3)	100,6	He опр.	0,3	560	760	1,8	8,3	He опр.	He опр.	
0,16	99,8	"	57	410	He опр.	5	<5	"	"	
0,3	100,0	38	44	505	411	5,3	9,9	"	"	
—	100,3	He опр.	He опр.	520	400	1,4	11	40	15	
0,2	99,7	"	97	370	He опр.	1,2	15	He опр.	He опр.	
—	99,6	"	He опр.	97	1300	2	12	30	8	
—	100,4	30	"	90	1000	8,4	23	20	8	
—	100,5	He опр.	"	51	700	2,5	14	30	10	
0,04	100,2	25	159	140	764	2,2	15	He опр.	He опр.	
0,5	100,4	He опр.	194	127	He опр.	3,8	12,6	"	"	
0,09		41	79	318	710	He опр.	He опр.	"	"	
0,1	100,4		90	370	He опр.	7	14	"	"	
(0,3)				106	500	1,5	16			

базальты, долериты послерудных даек, обр. 304, 309, 305, 307; 32—33 — экструзивный андезито-базальт и интрузивный габбро-диабаз, р. Кастафунова, палеоцен, обр. 312 и 311; 34—35 — андезиты, покровы, верхняя часть разреза, там же, палеоцен, обр. 325, 334; 36 — андезит, там же, низы разреза, обр. 320; 37 — андезит, там же, средняя часть разреза, обр. 332; 38—44 — комплекс андезитов, верхний мел, кл. Угловой — р. Красная, Кавалеровский р-н, обр. 417, 418, 425, 419, 419/1, 426, 427; 45 — габбро карбонатизированное, там же, обр. 422 (пересчитано на безводное, п.п.п 11, 6); 46 — диорит-порфирит, р. Красная, обр. 420; 47—49 — андезиты экструзивные, палеоцен (?), р. Кривая, кл. Сашин, Обильненская вулканоструктура, обр. 439, 440, 438; 50—53 — роговообманковые андезиты и диорит-порфириты, палеоцен, р. Журавлева, обр. 229/67, 2120/67, 2121/67, 2977/67 (плагиофир); 54—56 — деллениты, риолиты, гранофиры, эоцен (?); 54 — риолит-дацит, р. Изюбриная, обр. 366/82/, 55—56 — гранодиориты и риолит-порфиры эоценовые, р. Кастафунова, обр. 330 и 308; 57—61 — деллениты и риолиты Тернейского вулканического ареала: 57 — стекловатый субвулканический комендит, берег моря, обр. 373/66, 58 — туфолава риолита, верховья р. Березовой, обр. 429/81, 59 — туфолава делленита, бух. Джигит, обр. 231/79, 60 — делленит дайки, бух. Терней, обр. 2142/66, 61 — делленит, туфолава, верховья р. Таежной, обр. 430.

Сочетание субщелочных и низкокальциевых (толеитовых) базальтов характерно для эоценовых образований, особенно в тех линейных структурах, где внедрение этих базальтов завершает магматическую активность. Среди однотипных оливиновых субщелочных базальтов имеются как верхнемеловые, так и палеогеновые, что свидетельствует, по-видимому, о неодновременном вовлечении отдельных блоков в процессы тектоно-магматической активизации. Дайки и субвулканические тела базальтоидов обнаруживают тесную геологическую связь с сульфидно-касситеритовыми, полиметаллическими, боросиликатными скарновыми, редкометальными месторождениями.

Формации олигоцен-миоценовых высокоглиноземистых андезито-базальтов (кизинская) и плиоцен-нижнечетвертичных базальтов контролируются трансрегиональными линейными структурами и связаны с

планетарными импульсами базальтового вулканизма, однако слагающие их комплексы также варьируют по составу в зависимости от размещения в конкретных блоках, линейных зонах разного порядка и вулканических постройках. Так, раннеэоценовая андезитово-базальтовая кизинская формация там, где она связана с меридиональной зоной нарушений Татарского пролива, представлена высокоглиноземистыми сериями, близкими к островодужным, в то время как в Южно-Приморском блоке разновозрастные вулканы относятся к толеитам. Отдельные комплексы (в центральных вулканах типа Дагды) заметно обогащены калием. Наибольшие вариации содержаний K, Sr, Al и K/Rb , Ca/Sr , Li/Mg отношений связаны не с возрастом, а с положением базальтов в локальных очаговых структурах. В общем случае бедные щелочами базальты преобладают в линейных зонах, а комплексы, богатые K, Sr, Rb, приурочены к тектоническим узлам. Перспективными в металлогеническом отношении представляются участки, где установлены наиболее ранние базальты стадии активизации и где базальтовый вулканизм проявился неоднократно на фоне преобладающего кремнекислого, свидетельствуя об устойчивом локальном разогреве.

Общая характеристика эволюции и латеральной зональности. Все мезо-кайнозойские магматические образования принадлежат к вулканической ассоциации изверженных пород в широком смысле слова и характеризуются вещественным родством различных по условиям становления фаций (интрузивной, жильной, субвулканической, вулканической). Некоторые особенности магматических формаций до настоящего времени недостаточно широко обсуждались в геологической литературе, но имеют прямое отношение к проблеме выбора магматических критериев для прогноза оруденения в областях тектономагматической активизации.

Судя по особенностям состава, в мезо-кайнозойском вулканизме Приморья на протяжении от юрского до нижнечетвертичного времени преобладают окраинно-континентальные формации, связанные с тектономагматической активизацией. Формационный ряд базальтов и андезитов характеризуется антидромной эволюцией: в основании разреза известны локальные проявления пикрит-базальтовых и щелочно-базальтовых серий, далее следуют регионально распространенные трахиандезиты, сменяющиеся известково-щелочными и высокоглиноземистыми сериями. Для основных вулканитов наблюдается смена субщелочных оливиновых базальтов мела—палеогена либо близкими, но менее калиевыми разновидностями, либо толеитами при подчиненной роли щелочных базальтов.

В одноименных породах из разновозрастных формаций от ранних к поздним уменьшаются железистость, степень окисленности, общая щелочность, калий-натриевое, литий-магниевое отношения, содержания Sr, Rb и др. Все эти процессы противоположны тем, которые сопровождают эволюцию известково-щелочных вулканических формаций на стадии роста континентальной коры в островных дугах или на поздних стадиях развития геосинклиналей. По-видимому, формирование окраинно-континентальных поясов и впадин Сихотэ-Алиня в мезо-кай-

нозое происходило в условиях прогрессирующего разрушения и утонения континентальной коры. При этом все формации, от раннемезозойских до нижнечетвертичных, сохраняют специфику окраинно-континентальных образований, отличаясь от одноименных серий и пород островных дуг и океанов большими концентрациями калия, рубидия, стронция и более низкими — кальция в базальтах.

На фоне возрастных изменений состава весьма четко проявлена латеральная неоднородность мезо-кайнозойских магматических ассоциаций. Одноименные вулканические породы и их комплексы в каждой из выделенных формаций в большей или меньшей степени различаются по составу в зависимости от того, в какой части региона, внутри какой именно структуры орогенной активизации они размещаются. Наиболее крупными структурными единицами, выделенными на основании латеральной петрохимической зональности мезо-кайнозойских вулканитов, являются системы западных и восточных блоков. Характерные черты вулканических пород и серий, распространенных в западных блоках: по сравнению с восточными больший градиент железистости, K/Na и Rb/K отношений в сериях, контрастный тип дифференциации базальтов и андезитов, большая роль субщелочных и высококалиевых разностей. В противоположность им вулканиты и их серии в восточной части региона обладают сходством с известково-щелочными орогенными сериями типа Каскадных гор. По тем же магматическим признакам среди разнородных структур орогенной активизации в Приморье впервые выделены такие, как Журавлевская кольцевая структура, меридиональная сквозная Чалбинско-Бриннеровская зона, разделяющая западные и восточные блоки, а также ряд более мелких блоков, различающихся типом размещения и составом мезо-кайнозойских магматических продуктов.

Характерной чертой строения региона является существование линейных поясов, в которых сосредоточены магматические тела и комплексы с наиболее широкими вариациями по составу (вплоть до аномального) и возрасту. Такие пояса имеют в основном поперечное к складчатости простираение (широтное, меридиональное, северо-западное), пересекают различные структурно-фациальные зоны региона и рассматриваются как проявления сквозных систем нарушений с расположенными в их пределах узлами длительной эндогенной активности. Наиболее крупные пояса магматических аномалий четко совпадают с выделяемыми по комплексу геолого-геофизических и морфоструктурных признаков сквозными рудоцентрирующими структурами — Кавалерово-Дальнегорской, Бикинской, Чалбинско-Бриннеровской.

Независимость тектоно-магматической активности выделяемых структур подчеркнута, в частности, данными по возрасту изверженных пород. Одинаковый возраст (в интервале 5—10 млн. лет) имеют магматические комплексы, различные по фациальному типу, петрохимическому составу и геохимической специализации. В то же время типовые черты магматизма внутри многих локальных орогенных структур проявляются унаследованно в разновозрастных комплексах, нередко на протяжении 80—100 млн. лет (т.е. в течение всего периода мезо-кайнозойской магматической активности в регионе).

Латеральная неоднородность состава и строения магматических ассоциаций Приморья свидетельствует о том, что процессы мезокайнозойской активизации протекали в этом регионе с различной интенсивностью. Наряду с обширными ареалами, отражающими как бы фоновый ход процесса, имеются блоки, в которых все магматические серии, сформированные в тот же промежуток времени, отличаются от фоновых большими щелочностью и железистостью, большими концентрациями рубидия, стронция, калия. В их пределах, в свою очередь, выделяются меньшие по площади блоки или кольцевые структуры с такой же, но более заметно проявленной спецификой магматизма и, наконец, линейные зоны и узлы тектоно-магматических аномалий.

Отличительные черты магматических ассоциаций рудных районов. В магматических ассоциациях рудных районов представлены, как правило, все перечисленные ранее формации, причем в составе каждой из них имеются магматические тела и комплексы, отличающиеся от одноименных пород регионального распространения. Прежде всего важен сам факт преимущественной локализации мезозойских базитов и ультрабазитов в поперечных сквозных линейных зонах и тектонических узлах, контролирующих размещение разновозрастного эндогенного оруденения. Это касается размещения диабазов, пикритов, щелочных базальтов, оливиновых базальтов юрского, мелового, палеогенового возраста. Кроме того, в составе этих же комплексов в узлах длительной эндогенной активности имеются комплексы пород, необычные для региона: щелочно-ультраосновные интрузивы (Кокшаровский, Погский), трахиты березовского комплекса, габбро-монцит-сиенитовые интрузивы (Березовский, Улунгинский, Золотой), магнезиальные субщелочные, в том числе биотитовые и роговообманковые, базальты, щелочно-базальтовые витрофиры, пикриты, калиевые базальты (рис. 23). Для многих жильных базальтов из таких узлов характерны высокие литий-магниево и рубидий-калиево отношения. Андезиты и связанные с ними породы из палеоценовых комплексов в рудных районах отличаются более высокой концентрацией глинозема и (или) низкой степенью окисленности (серии вулканов Лагерного, Солонцовского, Николаевского). Для делленит-риолитовых комплексов характерно присутствие среди покровных, жерловых и жильных фаций как на ранних, так и на завершающих этапах магматизма пород с высоким калий-натриевым отношением, а также базокварцевых пород, более высокотемпературных и щелочных, чем фоновые, кварц-порфировые разновидности кремнекислых вулканитов. В рудных районах распространены эруптивные брекчии, субвулканические риолиты и гранит-порфиры с повышенным (порядка 1—3 и более) по сравнению с кларковым содержанием и высокой дисперсией бария, хрома, олова, свинца, цинка, висмута, фтора, бора, рубидия.

Специфика составов пород возникает в магматическую стадию (иногда усиливаясь в ходе постмагматических преобразований). В эффузивах это проявлено особенно четко: в богатых калием андезитах имеются вкрапленники диопсида и апатита, собственно калиевые минералы в них редки, но в стекле основной массы калий накапливает-

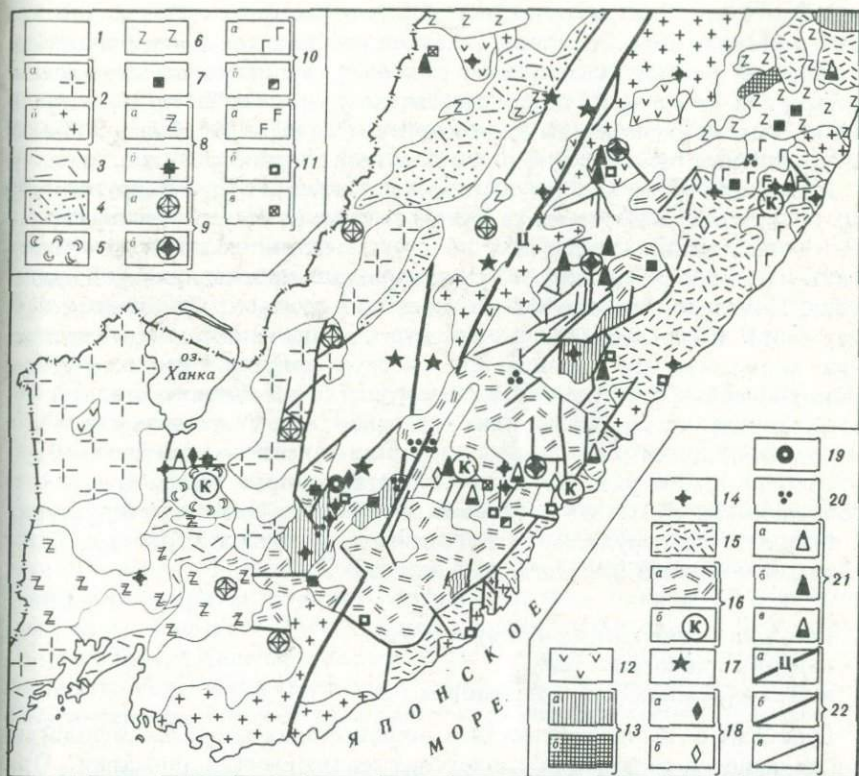


Рис. 23. Схема размещения магматических формаций Приморья и локализации магматических аномалий в сквозных рудоconцентрирующих структурах (составлена В. А. Баскиной с использованием данных Е. В. Быковской, И. К. Волчанской, И. Н. Говорова, С. А. Щеки и др.)

1 — складчатые толщи докембрийских и фанерозойских отложений, частично перекрытые чехлом верхнекайнозойских образований; 2 — главные ареалы выходов гранитоидов: палеозойских (а), мезозойских (б); 3—5 — западный вулканический пояс Сихотэ-Алиня: известково-щелочные формации, пермские (3), с неустановленным возрастом (4), (5) — Южно-Синегорская впадина с палеозойскими и мезозойскими вулканитами, а том числе с высококальциевыми риолитами; 6-20 — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс с поперечными апофизами: 6 — оливиновые континентальные базальты, неогеновые; 7 — субщелочные базальты и пикрит-базальты, неогеновые (Колумбинский пояс); 8 — толеитовые серии, неогеновые: ареалы (а), выходы вне главных ареалов (б); 9 — кайнозойские щелочные базальты, базаниты (а), в том числе богатые калием, лейцитсодержащие (б); 10 — высокоглиноземистые андезит-базальтовые серии, олигоцен-миоценовые: ареалы (а), единичные выходы (б); 11 — оливиновые базальты и бимодальные базальт-риолитовые комплексы, палеогеновые: ареалы (а), единичные выходы (б), близкие по составу верхнемеловые образования (в); 12 — палеоценовые андезиты; 13 — меловые—палеоценовые трахиандезиты, латиты (а), нижнемеловые калиевые базиты "островодужные" (б); 14 — скопления андезитовых и базитовых вулканических центров; 15—16 — делленит-риолитовые формации меловые и палеогеновые, с подчиненным участием дацитов и андезитов и комагматичными интрузивами: нормальные (15), с преобладанием калия над натрием (16, а), ультракальциевые деллениты и риолиты (16, б); 17 — пикриты, меймечиты, юрские—верхнемеловые; 18 — интрузивы серии габбро (пироксенит) — монзонит-сиенит-кальцевый гранит: палеозойские (а), мезозойские—кайнозойские (б); 19 — интрузивы щелочно-ультраосновные; 20 — латиты и трахиты в составе андезитовых и делленит-риолитовых формаций; 21 — эндогенные рудные месторождения: палеозойские (а), мезо-кайнозойские (б), кайнозойские (в); 22 — разломы: структурные швы наиболее выраженные (а), прочие (б). Знаки 7, 8, б, 9, 10, б, 11, б, в, 14, 16, б, 17, 18, 19, 20 — вне масштаба

ся до 7—10 вес. %; в ультракалиевых риолитах происходит расслоение такого стекла с обособлением участков стекла с составом ортоклаза; в калиевых базанитах сохраняется лейцит; в локальных высокоглиноземистых комплексах широко представлены лейкобазальты; относительно высокомагнезиальные мезозойские базиты содержат наиболее магнезиальные оливины и пироксены во вкрапленниках и т.д.

В качестве общего итога на примере Приморья и ряда других рудных провинций рассмотрена проблема выявления магматических факторов концентрации оруденения в эпохи тектоно-магматической активизации и использования этих факторов для прогнозирования оруденения. Показано, что каждый из известных рудных районов представляет собой локальную, длительно существующую тектоно-магматическую аномалию, что проявляется в первую очередь в неоднократном проникновении более высокотемпературных (для данного этапа) и богатых минерализаторами расплавов, в наиболее интенсивных и длительно проявляющихся (локальных) процессах тектоно-магматической активизации. Менее разработанными для Приморья остались вопросы геохимических аномалий в узловых и линейных сквозных структурах и признаки послерудной активизации рудоносных структур. Этим вопросам посвящен предлагаемый раздел.

Геохимическая специфика вулканитов линейных сквозных зон и тектонических узлов Приморья

Одной из особенностей состава пород в узлах длительной эндогенной активности является "комплексная геохимическая аномалия". При этом как в средних и основных, так и в кремнекислых породах одновременно оказываются повышенными, а часто и высокими, содержания и дисперсии фемофильных, сидерофильных и литофильных элементов. Обычный набор в таких случаях включает хром, ванадий, свинец, сурьму, мышьяк, барий, стронций, фтор, бор, олово, иттрий, т.е. те же элементы, которые формируют первичные геохимические ореолы широкого класса месторождений [6].

В каждой отдельно взятой пробе или группе проб пород, однотипных по возрасту, составу и местоположению, обнаруживаются аномалии в содержаниях нескольких элементов из этого списка.

Подобно тому, как это отмечалось нами для петрохимических внутриформационных неоднородностей, одни геохимические аномалии свойственны региону в целом, другие — определенным структурным зонам и блокам, третьи — некоторым тектоническим и рудным узлам.

Следует отметить характерные для восточных блоков (Тернейско-Максимовского, Бикинской зоны) повышенные против кларка в 2—5 и более раз содержания молибдена в породах различных по возрасту, фациальному и формационному типам — в эоценовых и олигоцен-миоценовых андезито-базальтах и андезитах кизинской и кузнецовской формаций, в их кремнекислых производных, в габбро, диоритах, монцонитах и гранитах меловых и палеогеновых интрузивов бассейнов рек Дагды, Кабаньей, Венюковки, в риолитах и андезитах Тернейского района [7].

Кавалерово-Дальнегорской сквозной системе нарушений свойственны повышенные содержания олова во всех типах кремнекислых пород как в пределах полиметаллических и оловорудных узлов, так и вне их. Например, в Дальнегорском районе олово повышено: от 6—9 до 30—70 г/т и более в гранодиоритах Араратского интрузива, риолитах и дацитах рек Каменки, Лидовки, Рудной, Березовой, гор Седой и Якут, угловских андезитах, темногорских гранодиорит-порфирах.

В рудных и некоторых тектонических узлах Приморья ассоциации разновозрастных изверженных пород обладают наиболее отчетливыми комплексными аномалиями, которые хорошо улавливаются, будучи контрастными, т.е. аномалиями литофильных элементов (Ba, Sn, W) в базальтоидах, равно как халько- и фемофильных — Cr, Co, Zn — в кремнекислых породах.

Базальты, диабазы, базальтовые и андезитовые порфириды даек, субвулканических тел и покровов, выходящие на удалении в сотни метров (первые километры) по горизонтали и вертикали от рудных тел полиметаллических, касситерит-силикатно-сульфидных и иных месторождений в Приморье спорадически обнаруживают высокие содержания В, Sn, Se, Mo, Pb. Примером являются: в Дальнегорском полиметаллическом узле — породы Николаевского месторождения, диабазы даек, габбро-порфириды и гранит-порфиры штоков, покровные и дайковые андезиты; в массиве 27-го ключа — дайки диабазовых и базальтовых порфиритов; в Кавалеровском районе — верхнемеловые и палеогеновые андезито-базальты и андезиты Угловской депрессии, кл. Каменистого, в Журавлевском блоке — дайки андезитов месторождения Дальнего и др. [7].

Распределение флюоритовой минерализации, типоморфной для процессов активизации, а также аномалии хрома, как наименее изученные, ниже охарактеризованы отдельно.

Распределение флюоритовой минерализации в Приморье. Эндогенные флюоритовые формации рассматриваются как проявления, однозначно связанные с этапами тектоно-магматической активизации [62]. Распределение флюоритовых формаций в Приморье мы используем для проверки нашего вывода, основанного на специфике магматических комплексов, о том, что общие черты магматических ассоциаций в рудных узлах и рудоконцентрирующих зонах Приморья отражают факт наиболее длительного и интенсивного проявления тектоно-магматической активизации в этих рудоносных структурах. По материалам Э.И. Шкурко (1974), данным М.Д. Рязанцевой и других исследователей составлена схема распределения флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений на территории Приморья (рис. 24). Области наибольшего сгущения разнотипных и разновозрастных флюоритовых проявлений: Вознесенский, Дальнегорский, Кавалеровский рудные районы, Синегорский узел длительной эндогенной активности, рудные узлы Дальний и Краснореченский, окрестности г. Спасска-Дальнего — принадлежат к системе широтной сквозной Кавалерово-Дальнегорской зоны.

Флюоритовые проявления контролируются, кроме того, восточным продолжением Синкайского (Дальнереченского) шва, а также образуют

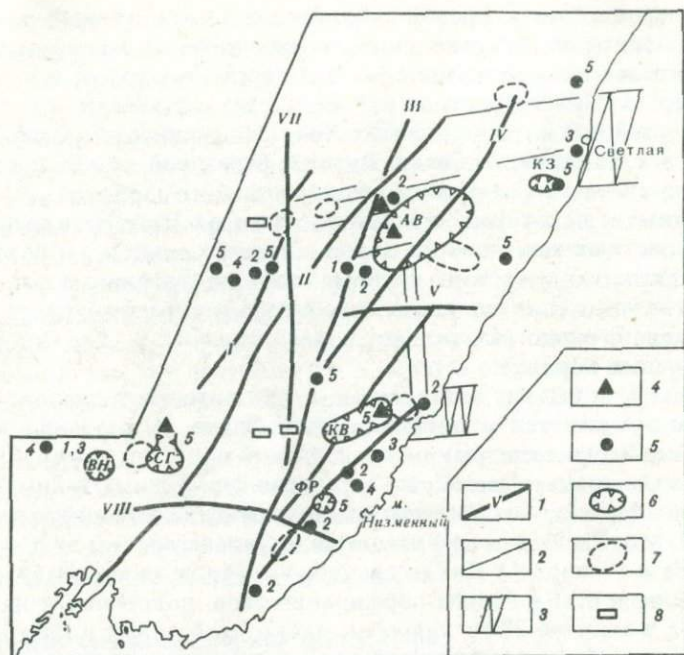


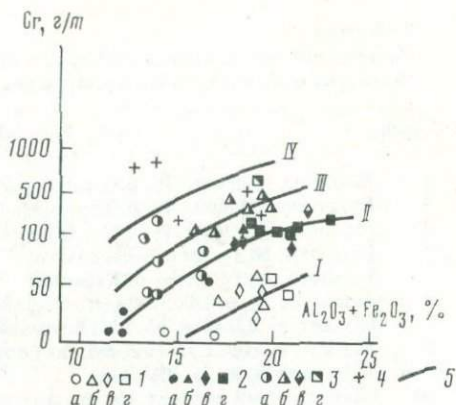
Рис. 24. Схема размещения флюоритовой минерализации в Приморье (составлена В.А. Баскиной с использованием данных Э.И. Шкурко, М.Д. Рязанцевой)

Структурные элементы: 1 — структурные швы — Западный I, Арсеньевский II, Центральный III, Колумбийский IV, Водораздельный V, Прибрежный VI, Меридиональный VII, Южно-Приморский VIII; 2 — некоторые из разломов подчиненного порядка; 3 — проекции широтных рудоконцентрирующих зон, по [2,43]; флюоритовая минерализация: 4 — единичные коренные проявления; 5 — узлы сгущения проявлений, преимущественно оловорудных и полиметаллических, с флюоритом: ВН — Вознесенский (PZ), СГ — Синегорский (PZ—KZ), КВ — Кавалеровский, ФР — Фурмановский, АВ — Арму-Верхнеуссурский (К—KZ), КЗ — Кузнецовский (KZ); 6 — свалы минералов и ореолы сопутствующих элементов в породах; 7 — расположение неогеновых вулканов, сложенных нефелин-лейцитовыми базальтами [17], и свит даек палеогеновых лейцитовых базальтов; 8 — размещение меловых щелочно-основных и ультраосновных интрузивных и субвулканических тел; типы минерализации (цифры на схеме): 1 — слюдисто-флюоритовый, 2 — топаз-флюоритовый; 3 — касситерит-силикатно-флюоритовый; 4 — магнетит-флюорито-редкометалльный; 5 — флюоритовый

широтную полосу сгущения между Дальнереченским и Южно-Бикинским швами. Внутри этой полосы, на пересечении ее с продольными швами Центральным и Колумбийским и с меридиональной Чалбинско-Бриннеровской зоной [2,7, 38], имеется большое количество флюоритосодержащих оловорудных месторождений и иных типов флюоритовых проявлений Арминского и Дальненского рудных районов. Темногорская и Светлинская меридиональные сквозные зоны имеют наибольшее значение для контроля флюоритовых проявлений [2, 38]. В целом подавляющее большинство флюоритовых проявлений сосредоточено по границам Ханкайского массива и Журавлевского блока, причем, главным образом, в Кавалерово-Дальнегорской и Южно-Бикинской широтных структурах. Большинство продольных структурных швов, за исключением Прибрежного, лишено столь отчетливых сгущений флюоритовой минерализации.

Рис. 25. Корреляция содержаний хрома с алюминием и окисным железом в вулканических сериях и аномалии хрома в изверженных породах рудных узлов Приморья

Типовые серии: 1 — известково-щелочная вулканических дуг и активных континентальных окраин (по Лутцу, 1980) (а — риолиты, деллениты, б — андезиты, в — латиты, трахиты, г — базальты); 2 — палеогеновые и неогеновые вулканы Приморья (а—г — то же что в 1); 3 — породы субвулканических тел, даек и покровов из рудных узлов Приморья (а—г — то же, что в 1); 4 — породы Восточно-Африканских рифтов, по Герасимовскому, Полякову, 1976; 5 — линии регрессии хром—окисное железо и алюминий в 1—4



Аномалии хрома в изверженных породах рудных узлов Приморья.

В рудных узлах Приморья с месторождениями олова, бора, полиметаллов, вольфрама, в известково-щелочных изверженных комплексах мезозойского и кайнозойского возраста встречены породы с аномально высокими содержаниями хрома. Геологическое строение и магматизм упоминающихся далее рудных узлов описаны И.Н. Говоровым, В.А. Баскиной; М.Г. Руб и др. [7, 39].

Фоновые концентрации хрома в породах Восточного вулканического пояса Сихотэ-Алиня и в других вулканических ареалах Приморья в целом выше, чем в типовых островодужных и окраинно-континентальных комплексах. Для последних, по данным Лутца [27], содержания хрома в известково-щелочных сериях варьируют: в базальтах 20—60, в андезитах 10—60, в дацитах 3—15 г/т. В щелочных (шошонитовых) сериях активных континентальных окраин, по этим же данным, содержания хрома в базальтах 88, в андезитах — 18 г/т.

В Приморье базальты мезозойского и кайнозойского возраста, входящие в состав разноименных формаций, характеризуются концентрациями хрома — 160—260 г/т, андезиты — 65—120 г/т, и по этому признаку принадлежат не к островодужной или окраинно-континентальной, а к континентальной формации щелочных оливиновых базальтов. В кислых и средних вулканитах рудных узлов содержания хрома сильно варьируют и в большинстве случаев они ниже кларковых [49, 7]. Однако ряд тел в этих же комплексах спорадически обнаруживают аномально высокие содержания хрома, достигающие 500—1000 г/т в основных, 50—100, до 300 г/т — в средних и кремнекислых разностях¹ (рис. 25, табл. 3).

К таким породам в центре Кавалеровского оловорудного района принадлежат верхнемеловые базальты, андезито-базальты и андезиты известково-щелочного типа в Угловской вулканической депрессии и на

¹Приведенные цифры плучены по материалам автора спектральным методом с чувствительностью 2 г/т и взяты из работ [14, 39]. Образцы проанализированы в лабораториях ИГЕМ АН СССР, Дальневосточного геологического ин-та, ЦХЛ комб. Дальполиметалл.

Таблица 3

Содержания хрома, никеля, кобальта в некоторых типовых изверженных породах Приморья и породах с повышенными концентрациями хрома (в г/т)

№ п/п	Формация, порода, место взятия
1	Базальты, покровы, P ₂ , р. Зеркальная
2	Базальты, покровы, P ₂ , р. Кузнецова
3	Андезито-базальты, P ₂ -N, р. Плитнякова
4	Базальты, N ₁₋₂ , Шкотовское плато
5	Базальты, N ₁₋₂ , плато р. Кабаньей
6	Базальты, N ₂ , р. Обильная (Колумбинский северо-восточный пояс)
7	Базанит, р. Дальняя, N ₂ , по Голубевой
8	Базанит, вулкан Свягинский, по Голубевой
9	Туф пикрита, K ₂ , р. Шумная
10	Сферолитовый липарит, K ₂ , кл. Антонов
11	Трахиандезит, месторождение Дальнее
12	Андезит роговообманковый, дайка, там же
13	Андезит, палеоген, покров, кл. Лагерный
14	Андезит, верхний мел, субвулкан, кл. Угловой
15	Андезито-базальт, верхний мел, покров, р. Красная
16	Базальт, дайка, верхний мел, месторождение Силинское, Солонцовский вулкан, Дальнегорск
17	Базальты, палеоцен, кл. 27-й
18	Дациты, верхний мел, экструзивные, Sn и W месторождения, по М.Г. Руб и др.
19	Гранодиориты, верхний мел, Восток II
20	Граниты с турмалином, Комсомольский район
21	Гранодиориты
22	Гранит грейзенизированный, участок Ярославский, по Говорову

Примечание. Сопутствующие аномалии (в г/т): 9 — Li 100; 10 — Sn 10, Zn 200; 12 — Sn 22, Zn 1000; 13 — Li 120; 14 — Li 90; 15 — Li 71, Cs 23; 16 — Li 400; 17 — Pb 300, Zn 500; 19 — Sn 40; 20 — Pb 350, В 1000; 22 — корреляция с Sn, Pb, Zn, В, F (по Говорову).

Силинском олово-полиметаллическом месторождении, а в центре Дальнегорского рудного района, в Солонцовской вулканической постройке и ее обрамлении — палеогеновые базальты даек, экструзивные дациты; на оловорудном месторождении Дальнее — до 1000 г/т хрома содержится в роговообманковых андезитах и трахиандезитах даек. В Медведковской сквозной структуре в Южном Приморье комплекс меловых и палеогеновых трахитов, латитов, сиенит-порфиоров, риолитов характеризуется содержаниями хрома 400—100 г/т [7].

По данным М.Г. Руб и др. [39], повышенные содержания хрома характерны для многих изверженных пород, залегающих вблизи скарново-шеелитовых и касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Приморья. Так, в ранне-верхнемеловых гранодиоритах и гранит-порфирах скарново-шеелитового месторождения Восток II содержания хрома равны соответственно 80 и 40 г/т и возрастают до 200 г/т в тех пробах, в которых установлены аномалии молибдена, олова, меди и цинка, на 1—2 порядка превышающие кларковые содержания.

В Комсомольском оловорудном районе в турмалиносодержащих гранитах силинского комплекса повышены концентрации хрома (72 г/т), олова, свинца, бора (400, 350 и 1000 г/т соответственно). Риолиты также содержат 60 г/т хрома, 13 г/т олова, 144 г/т меди.

Cr	Ni	Co	SiO ₂	MgO	K ₂ O	Число анализов
175	80	32	50,6	6,0	1,4	10
160	120	44	49,8	5,7	1,8	40
260	50	20	54,5	4,2	1,7	38
260	174	47	53,5	7,0	1,7	131
200	140	38	49,8	6,9	1,2	56
260	50	25	43,9	7,5	1,6	7
515	380	44	43,4	11,7	2,9	21
680	660	130	41,9	10,6	2,0	24
1000	500	60	44,0	15,7	0,3	4
100	20	He опр.	79,5	0,6	2,8	2
360	110	29	59,1	2,3	3,2	22
1000	250	70	55,4	6,5	1,4	1
200	75	20	59,2	2,3	1,9	2
400	100	20	57,3	4,4	2,4	2
600	70	He опр.	53,5	5,9	1,7	1
600	40	"	47,1	5,4	0,5	1
300	15	45	51,2	3,6	1,7	1
86	9	6	68,0	0,65	3,57	1
60—200	—	—	67,3	1,5	3,3	1
72	—	—	75,2	0,2	5,6	1
63	—	—	64,1	2,97	2,45	1
157	14	24	—	—	—	1

В грейзенизированных гранитах Ярославского массива (Вознесенский рудный район), по данным И.Н. Говорова, содержания Cr (157 г/т) обнаруживают устойчивую положительную корреляцию ($r=0,7-0,86$) с Cu, Pb, Sn, Zn, В, F, Zr, т.е. со всем комплексом рудных и летучих компонентов. Из меланократовых пород Вознесенского района наиболее обогащены хромом (300—500 г/т) дорудные диабазы и лампрофиры, претерпевшие глубокие гидротермальные изменения с замещением цветных минералов серицитом, хлоритом, сульфидами, флюоритом.

В изверженных породах Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения хром, по данным М.Г. Руб и др. [39], обогащает биотиты монцонитов до 100—200 г/т и слюды грейзенов — 300—4000 г/т, но главными концентраторами хрома являются хромшпинелиды (200000—300000 г/т Cr). Хромшпинелиды обнаружены в протолочках различных по составу пород из рудных районов — трахириолитов, трахитов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров. Минералы, наблюдавшиеся преимущественно в виде неправильных по форме выделений, отличаются от хромшпинелидов из альпинотипных комплексов высокими концентрациями железа, ванадия, марганца при низких концентрациях хрома. Хромшпинелиды встречены в незначительных количествах (единичные зерна до долей г/т) и там, где они присутствуют, валовые

концентрации хрома в породах равны 9—11 г/т. Таковы породы Арсеньевского оловорудного комплекса, по данным Н.Г. Гладкова [39].

Вне известных рудных узлов аномалии хрома в известково-щелочных породах установлены на участках с интенсивной тектонической проработкой, в частности в верхнемеловых туфах пикритов, сферолитовых риолитах, палеогеновых экструзивных, покровных андезитах из участка пересечения Центрального структурного шва с Кавалерово-Дальнегорской сквозной широтной зоной (бассейн р. Шумной).

Повышенные концентрации хрома сопровождаются (в единичных комплексах, телах или даже пробах) аномалиями рудных, щелочных, летучих элементов в различных сочетаниях и нередко даже явными постмагматическими преобразованиями пород — турмалинизацией, грейзенизацией. Породы с аномалиями хрома различны по составу, возрасту и формационному типу, но пространственно тяготеют к рудным узлам или к ареалам с интенсивной тектонической проработкой на пересечении разнонаправленных зон разломов. Это, по мнению автора, свидетельствует о поздне- и постмагматическом перераспределении хрома в породах. Высокие валовые содержания акцессорного хрома в породах обеспечиваются присутствием хромшпинелидов, неправильных по форме, с переменным составом, обогащенных железом, ванадием, титаном, марганцем, обедненных хромом, алюминием, неравномерно распределенных в породах.

М.И. Новгородова и др. убедительно показали, что гидротермальное перераспределение хрома и образование гидротермальных хромитов широко распространено на месторождениях разных типов. По их данным, около рудных тел полиметаллических месторождений во вмещающих породах (особенно в тектонически нарушенных и метасоматических зонах) наблюдаются скопления гидротермально-метасоматических хромшпинелидов. Минералы неокатанные, кубического или октаэдрического габитуса, образуют гнездовые скопления и в наиболее измененных участках вмещающих пород ассоциируют с альбитом, карбонатами, ильменитом, рутилом, окислами железа. Данные В.Л. Барсукова и др. [6] указывают на участие хрома в первичных ореолах выноса из рудных тел редкометальных пегматитовых, колчеданно-полиметаллических, скарново-магнетитовых месторождений.

Причины перераспределения и накопления хрома, по-видимому, различны, но в целом связаны с особенностями эндогенной истории рудных узлов. Прежде всего, именно в таких узлах, на современном срезе (возможно, и на глубине), сосредоточены редкие в целом для Приморья разновозрастные комплексы калиевой субщелочной и щелочной серий, а также ультрабазиты, пикриты, т.е. породы с наиболее высокими первичными концентрациями хрома. К этим же структурам приурочены пути подъема фтора, бора. Известна способность хрома образовывать сложные комплексные ионы, в частности с фтором и хлором, что облегчает его миграцию и последующее осаждение при резком изменении условий — в восстановительной обстановке [63]. Осаждению способствует высокая степень изоморфизма хрома с трехвалентными глиноземом и железом.

И.Н. Говоров, считая высокие концентрации хрома показателем мантийного генезиса пород, тем не менее связывает появление лампрофиров в Вознесенском рудном поле и высокую концентрацию хрома в них с "дополнительным привносом глубинными фтороносными растворами магния, щелочей и сидерофильных элементов" по локальным трещинам.

Итак, приведенные данные заставляют предполагать перераспределение хрома в изверженных породах вблизи рудных месторождений и в узлах интенсивной тектонической проработки. По-видимому, в таких условиях ни содержания хрома, ни его соотношения с другими элементами группы железа, ни присутствие хромшпинелидов в отдельных пробах изверженных пород не могут быть использованы сами по себе в отрыве от других геологических и петролого-геохимических фактов для суждения о геохимическом типе, мантийном или коровом генезисе изверженных серий.

Повышенные концентрации хрома характерны в Приморье для изверженных пород различного состава, возраста и формационной принадлежности в рудных узлах с месторождениями олова, вольфрама, бора, полиметаллов. Обнаружение подобных аномалий в других тектонических узлах, по-видимому, следует считать одним из благоприятных признаков при решении вопроса об их потенциальной рудоносности.

Содержание лития в вулканитах рудных узлов Приморья. Содержание аксессуарного лития в мезозойских и кайнозойских вулканических породах Приморья были определены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР М.В. Горбачевой, С.И. Вронской, Л.Ф. Карташовой, Е.П. Фроловой с чувствительностью $n \cdot 10^{-5}\%$ методом эмиссионной спектрофотометрии пламени более чем в ста образцах из ряда вулканических формаций. Как показано нами ранее [7, рис. 53], фоновые содержания окиси лития в вулканитах Приморья меняются: в базитах от 9—10 до 40 г/т, в андезитах от 12—15 до 70—80 г/т, в риолитах от 15 до 120 г/т. Наблюдается систематическое понижение содержаний лития в комплексах одноименных пород, близких по концентрациям Si, Mg, K, от ранних верхнемеловых и палеоценовых к поздним — олигоцен-миоценовым и плио-плейстоценовым.

Наряду с этим, в некоторых тектонических узлах породы средне-основного состава: андезиты, трахиандезиты, базальты, пироксениты, отличаются повышенными (до 400 г/т) содержаниями лития (табл. 4). Это, как правило, породы субвулканических тел и даек, реже покровов, распространенные в рудных узлах, непосредственно в рудных месторождениях, в вулканических комплексах Кавалерово-Дальнегорской широтной сквозной зоны и в Тернейском узле длительного эндогенного развития.

К числу комплексов с литиевой аномалией (до 300 г/т) относятся верхнемеловые и палеогеновые базальты, андезиты, трахиандезиты, мондонит-порфиры Кавалеровского района, эпилейцитовые трахиты Борного месторождения, базальты даек близ пос. Лермонтовка, по данным М.Г. Руб и др. [39].

Верхнемеловые ультраосновные туфы, палеоценовые базальты,

Таблица 4

Содержание лития в изверженных породах Приморья

N п/п	SiO ₂	MgO	K ₂ O	Li ₂ O	Сопутствующие аномалии
	%				г/т
1	53,5	5,9	1,7	71	Cr 600; Cs 23
2	51,0	6,7	0,5	316	
3	49,3	8,9	1,5	89	Cr 400
4	55,0	1,9	2,0	90	
5	61,7	3,0	2,7	99	
6	57,3	4,4	2,4	76	Cr 400
7	59,0	1,8	1,35	120	Cr 150
8	60,0	2,8	2,4	65	Cr 200
9	45,3	4,3	0,2	293	Cs 25
10	47,1	5,4	0,5	395	Cr 600
11	52,5	4,6	3,6	484	
12	48,15	3,1	3,9	250	
13*	58,5	2,3	4,9	216	Cr 122
14	59,1	2,3	3,2	360	
15	55,4	6,5	1,4		Sn 22; Zn 1000
16	54,2	4,2	6,1	220	
17	45,2	2,3	5,1	232	
18	51,2	3,6	1,7	50	Cr 300; Zn 500; Pb 300
19	68,0	0,65	3,57		Cr 86
20	67,3	1,5	3,3	100	Cr 60—200 Sn 40
21	75,2	0,2	5,6		Cr 72; Sn 400; Pb 350; B 1000
22	64,1	2,97	2,45		Cr 63
23	55,1	2,3	4,6	105	
24	51,2	3,4	2,0	150	
25	44,6	14,7	0,6	99	Cr 1000
26	49,2	12,8	0,7	70	
27	58,8	4,1	2,1	224	As 60 Mo 10 W10
28	57,1	1,2	0,7	128	
29	53,3	4,8	2,2	82	
30	47,4	5,6	0,8	130	
31	47,9	6,0	0,99	168	
32	47,7	4,3	4,3	131	
33	48,2	6,3	0,48	107	
34	55,3	4,0	1,3	149	
35	55,3	2,6	0,4	89	
36	51,5	5,4	0,96	20	Cs 26
37	52,9	5,7	3,4	170	
38	57,4	4,4	3,2	190	
39	57,3	3,2	3,6	76	
40	55,3	3,7	2,0	He опр.	Cr 120
41	54,1	2,9	2,8	"	Cr 300
42	66,7	1,2	4,4	"	Cr 160

*Номер образца.

**По данным Н.Г. Гладкова.

Породы рудных районов. 1—11 — Кавалеровский р-н, центр: 1 — андезит пироксеновый, субвулкан, р. Красная, 418/81*; 2 — габброкарбонатизированное, 422/81; 3 — базальт, верхний мел, кл. Тигровый, 833/64; 4 — андезито-базальт, верхний мел, кл. Каменистый, 301/64; 5 — андезит, верхний мел, кл. Угловой, 427/81; 6 — андезит, палеоген, кл. Угловой, 614/64; 7 — андезит, палеоген, кл. Лагерный, 20/64; 8 — то же, 49/64; 9 — базальт, дайка, устье р. Высокогорской, 7849; 10 — то же, месторождение Силинское, 7853; 11 — монзонит-порфир, дайка, Силинское, 7855; 12—13 — Арсеньевский участок: 12 — трахибазальт*; 13 — трахиандезит*; 14—15 — Дальнее месторождение: 14 — трахиандезит, палеоген, дайка; 15 — роговообманковый андезит, дайка; 16—19 — Дальнегорский район; 16 —

андезиты и трахиандезиты среднего течения р. Павловки (Кавалерово-Дальнегорская зона) также обнаруживают повышенные содержания лития (до 200 г/т), которые, как и в других случаях, сопровождаются аномалиями хрома, иногда стронция, цезия, мышьяка, вольфрама, олова.

Форма нахождения лития в перечисленных породах автором не изучалась, но предполагается, что литий входит в состав слюдистых минералов, в большей или меньшей мере замещающих оливины, пироксены или стекловатый базис пород основного состава.

Известно, что повышенные (до 300 г/т) концентрации лития типоморфны для вулканитов эпох тектоно-магматической активизации. В частности, в позднемезозойских вулканических сериях Забайкалья, формирующихся в таких условиях, содержания Li в основных породах из бимодальных серий, по данным Л.И. Лебедевой, достигают 120—130 г/т.

Длительная дифференциация базальтовых магм в закрытых очагах сопровождается накоплением лития в поздних, железистых фациях (например, в оливинах из феррогаббро Скергарда — до 50 г/т лития, по Тэйлору).

В газах и гидротермах, связанных с базальтоидными вулканическими очагами, так же как в постмагматических образованиях кремнекислых магм, литий (равно как бериллий, фосфор, бор) образует комплексные анионы с фтором, легко переносится в водных парах и растворах, накапливаясь относительно Na и K в постмагматических продуктах. Осаждение литиевых минералов происходит в алюмосиликатных породах, богатых Mn, Fe(II), P и особенно Mg и Al [63].

Литий, наряду с другими редкими щелочами, является типоморфным элементом первичных геохимических ореолов.

Наши данные свидетельствуют о том, что спорадические аномалии лития в базитах свойственны всем рудным узлам Приморья.

Уран и торий в вулканических сериях Приморья. Данные о содержании и распределении урана и тория в мезо-кайнозойских вулканитах Востока СССР в геологической литературе немногочисленны. Ниже приведены данные для типовых разновидностей эффузивных и субвулканических пород, главным образом из южной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Общие содержания урана и тория определены рентгеноспектральным методом (табл. 5). Содержания

эпидейцитовый трахит, палеоген, дайка; 17 — то же, 1766; 18 — базальты, палеоген, дайки в гранитах 27-го кл.; 19 — дациты, верхний мел, экструзив горы Голой; 20—22 — оловянные и вольфрамовые месторождения, по [39]; 20 — гранодиорит, верхний мел, Восток II; 21 — гранит с турмалином, Комсомольский р-н; 22 — гранодиорит, там же; 23—27 — Прогнозируемый участок кл. Антонова: 23 — андезит, палеоген, кл. Антонов, р. Шумная, 396/81; 24 — андезито-базальт, экструзия там же, 394/81; 25 — туф пикрита, там же, 375/81; 26 — туф пикрита, там же, 381/81; 27 — андезит, палеоген, р. Павловка, 373/81.

Сквозные зоны вне рудных узлов: 28—35 — Тернейская (близ берега моря): 28 — андезит, палеоген (?), 332/81; 29 — андезит, палеоген, гора Абрек, покров, 417/66; 30 — базальт, дайка, 221/66; 31 — долерит, дайка, 228/66; 32 — базальт, дайка, 149/66; 33 — базальт, дайка, 261/66; 34 — андезит, дайка, 280/66; 35 — диорит-порфирит, дайка, 291/66; 36—37 — Кавалерово-Дальнегорская зона: 36 — андезито-базальт, палеоген, гора Белка, 404/81; 37 — трахит, палеоген, р. Павловка 456; 38—42 — Медведовская зона: 38 — трахиандезит, р. Медведка, 100/71; 39 — андезит, дайка, кл. Большой, 5/71; 40 — андезит, палеоген, р. Медведка; 41 — трахиандезит, покров, Улахинский маяк; 42 — латит, покров, р. Медведка.

Таблица 5

Содержания урана и тория в мезозойских—кайнозойских
вулканических породах Приморья

№ п/п	Порода, возраст, место	Число анализов	U, г/т	Th, г/т	K, %
1	2	3	4	5	6
1	Базальты, плиоцен (11—12 млн. лет), р. Кривая	6	1,2	1,7	1,3
2	Базальты, плиоцен, плато р. Кабаньей	4	6	11	1,2
3	Базальты, плиоцен, там же (водораздел)	2	0,85	Не опр.	1,5
4	То же	4	0,5	"	0,7
5	Базальты, плиоцен, Шкотовское плато	15	0,2—0,4	"*	0,5
6	Андезиты, олигоцен, р. Плитняковая	4	1,2—2,2	"	1,7—3,4
7	Андезито-дациты, олигоцен (37 млн. лет), там же	2	6	11	3,1
8	Базальты, эоцен (44 млн. лет), р. Кузнецова	6	1,3	7	1,8
9	Риолиты, то же	5	7	13	4,0
10	Базальты, эоцен (42 млн. лет), р. Зеркальная	6	0,8	6	1,4
11	Андезиты, олигоцен (37 млн. лет), там же	2	6,3	14	1,7
12	Базальты и долериты даек, эоцен (?)	3	0,7	5	1,8
13	Андезито-базальты, эоцен (?), гора Абрек	1	1,2	7,3	2,0
14	Спессартиты даек, палеоген, р. Журавлева	4	0,7	3	1,3
15	Диорит-порфириды, там же	4	1,3	10	1,7
16	Роговообманковые андезит-порфириды; палеоген, р. Журавлева	4	5,4	12	1,3
17	Туфолавы полевошпатовые, эоцен (?), там же	2	6,5	17	3,1
18	Плагиориолит, дайки (50 млн. лет), р. Зеркальная	2	7	18	3,8
19	Риолит, дайки (50 млн. лет), р. Рудная	1	6	20	3,0
20	Диабазы, базиты, эоцен (?), Кастафуновский разлом	5	1,3	2	0,9
21	Андезито-базальты, палеоцен (65±5 млн. лет), р. Павловка, пр. борт (Барбосов ключ)	3	2,5	5,1	2,0
22	Андезиты, падь Кастафунова (63±5 млн. лет)	4	2,4	8,5	1,4
23	Базальны, бассейн рек Павловки и Изюбренной, эоцен (?)	3	2,2	6,3	1,7
24	Трахидациит рвущий, там же	2	3,7	11	3,8
25	Андезиты, гора Солонцовая, Дальнегорск (62—56 млн. лет)	4	1,5	7,5	2,1
26	Гранофиры, риолиты, гора Солонцовая (56—50 млн. лет)	5	6	17	3,0
27	То же	2	5	18	3,7
28	Брекчия риолита, эоцен (?), вулкан Николаевский	2	5,1	18	3,6
29	Гранофиры, падь Кастафунова (50 млн. лет)	2	8,5	19	3,6
30	Гранит-порфиры, там же	1	2,5	13	3,0
31	Андезит, палеоцен (?), р. Кривая	3	1,8	7	1,8
32	Андезито-базальт, палеоген, р. Павловка	6	1,6	5	1,4
33	Андезиты, палеоген (58±5 млн. лет), р. Антоновка	3	1,5	4,6	1,7
34	Андезиты, р. Базовая (90 млн. лет)	3	1,5	12	2,6
35	Андезиты, верхний мел (87±6 млн. лет), кл. Угловой	7	1	6	1,4
36	Покриты и их туфы, кл. Антонов, верхний мел (87±10 млн. лет)	4	0,8	5	0,5
37	Сферолитовые риолиты, там же	2	6,6	20	2,2

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6
38	Риолиты, эоцен, Кавалеровский р-н	3	9	31	3,4
39	Риолиты высококальциевые, Арсеньевское месторождение, 50 млн. лет	2	8	26	7,5
40	Гранодиорит-порфиры, там же	1	16	18—29	4,1
41	Вторичные кварциты, там же	2	8	19	3,0
42	Риолиты, деллениты (60—50 млн. лет), Журавлевский блок	4	8	18	3,2
43	Пироксеновые деллениты, там же	2	8	21	4,3
44	Риолиты покровов и даек, Тернейский блок (50—44 млн. лет)	6	0,6—9	13—21	1,0—3,9
45	Деллениты, покровы, Дальнегорский блок	3	0,7—9,1	12—27	3,4
46	Деллениты, покровы, р. Партизанская	3	4	21	4,3
47	Щелочной оливиновый базальт, по Лутцу		1,1	4,6	1,24
48	То же		1,9	6,3	1,76
49	Калиевый базальт, по Лутцу		9,2	58	6,1

урана и тория в мезо-кайнозойских вулканитах Сихотэ-Алиня варьируют шире, чем в разновозрастных с ними ассоциациях других вулканических поясов, в том числе и внутриконтинентальных, сформированных в процессе тектоно-магматической активизации. В большинстве кремнекислых вулканитов Сихотэ-Алиня, независимо от возраста и формационного типа, содержания урана колеблются от 6 до 9 г/т.

В зависимости от возраста формаций, в них изменяется отношение, которое снижается от древних пород к молодым как в ряду базальтов, так и в ряду риолитов (рис. 26, а). Несколько повышенные содержания урана и тория (11—15 и 36—31 г/т соответственно) зафиксированы лишь в некоторых кремнекислых дайках Арсеньевского оловорудного месторождения.

Региональный фон урана в породах Сихотэ-Алиня и отчетливые возрастные изменения Th/U отношения доминируют над формационными различиями (см. рис. 26), так что практически все комплексы пикритов, базальтов и андезитов по содержаниям и отношениям U и Th попадают в поле щелочных оливиновых базальтов, если использовать для сравнения данные Б.Г. Лутца.

Известно, что повышенные отношения Th/U свойственны глубинным ювенильным растворам, а также наиболее глубинным щелочным базальтам (в менее глубинных породах это отношение меняется в пользу U). В базальтах Сихотэ-Алиня содержания U и Th не коррелируются с содержаниями Sr и отношениями Sr/Ca, так что базальты, наиболее глубинные по одному признаку, оказываются наименее глубинными по другому. На рис. 26, б видно, что содержания урана в средне-основных породах не связаны строго с содержаниями калия и являются максимальными в группе палеогеновых андезитов, что, возможно, отражает меньший уровень общей щелочности расплавов. Для кислых пород в целом, и особенно для пород делленит-риолитового ряда, характерны широкие вариации в содержаниях урана и Th/U, отсутствие

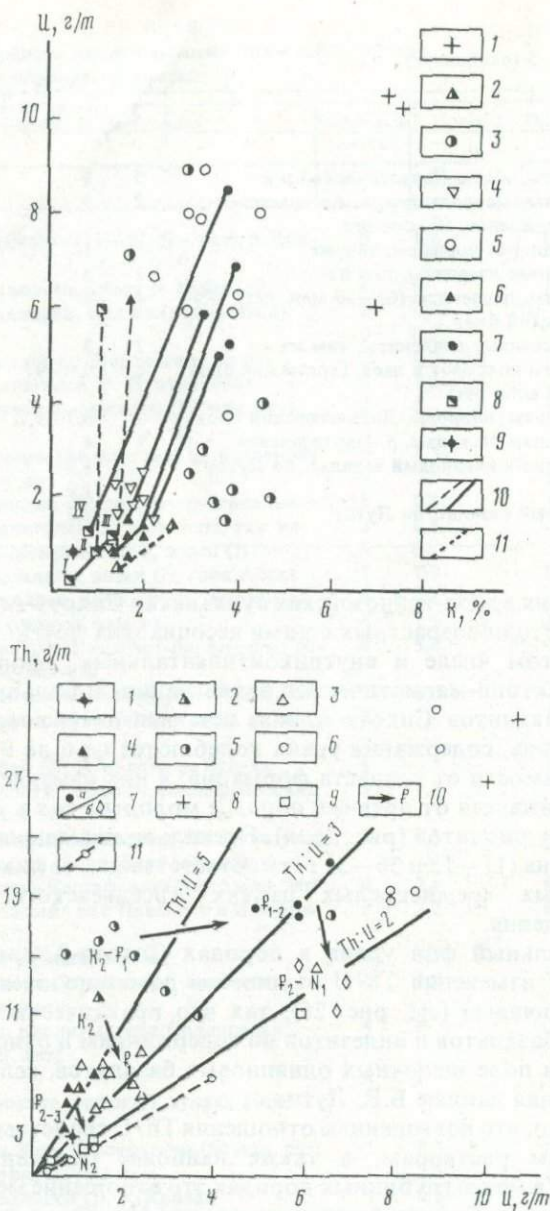


Рис. 26. U и Th (а) и U и К (б) в комплексах Приморья

а. 1 — туфы пикритов, верхний мел, 87 млн. лет, р. Антоновка; 2 — андезиты и андезито-базальты, верхний мел, 90—85 млн. лет, рек Базовая, Угловая; 3 — андезиты, андезито-базальты, палеоген, 68—60 млн. лет, рек Павловка, Антоновка, Изюбринная, бухта Терней, Солонцовская вулcano-структура Дальнегорска; 4 — базальты, эоцен, рск Кузнецова, Зеркальная, бух. Терней; 5 — деллениты и риолиты, верхний мел—палеоген, 70—60 млн. лет, берег Японского моря, Дальнегорский, Кавалеровский районы; 6—7 — риолиты и деллениты, ассоциированные с базальтами (6) и андезитами (7) в бимодальных и дифференцированных комплексах; 8 — ультракалиевые риолиты; 9 — неогеновые базальты; 10 — тенденции изменения Th/U от древних серий к молодым; 11 — островодужная серия меловых—палеогеновых базальтов-андезитов-риолитов Камчатки (по Леоновой и др., 1977)

корреляций или слабые отрицательные корреляции урана и калия (см. рис. 26).

Внутри серий, бимодальных или последовательных, где предполагается комагматичность базальтов и андезитов с риолитами, в последних содержание U/K возрастает по сравнению с исходными расплавами. В кремнекислых породах деллениит-риолитового ряда U/K ниже, а Th/U — выше, чем в одновозрастных, палеогеновых андезитах (см. рис. 26).

Распределение урана в породах и подсчет концентраций урана в различных участках пород и вулканических стеклах выполнены О.П. Елисеевой методом осколковой радиографии (f-радиографии).

Б.Н. Омеляненко показал, что уран в вулканических стеклах распределен равномерно и независимо от состава стекол. Признаки фракционирования урана при раскристаллизации магматических расплавов установлены при изучении порфировых пород. При прочих равных условиях, чем выше относительное содержание порфировых выделений, тем более высокими концентрациями урана характеризуется основная масса. Эта закономерность проявлена и в вулканиках Приморья. Распределение урана было изучено в олигоцен-миоценовых субвулканических андезито-дацитов вулкана Дагды, производных базальтовой магмы. Андезито-дациты обладают гиалоплитовой основной массой, вкрапленники представлены роговой обманкой и полевыми шпатами. Уран в основной массе распределен относительно равномерно. Подсчет концентраций урана показал, что во вкрапленниках роговой обманки и полевых шпатах содержание урана не превышает $4,6 \cdot 10^{-6}\%$, а в основной массе достигает $6,2 \cdot 10^{-4}\%$. Было рассмотрено распределение урана между вкрапленниками и основной массой в ряде разновидностей кремнекислых вулканитов. Ультракалиевые риолиты содержат вкрапленники кварца, санидина и биотита и характеризуются неравномерно раскристаллизованной основной массой. Флюиальность обусловлена наличием тонких волнистых полос существенно полевошпатовой микрофельзитовой массы бурого цвета, как бы обтекающих линзы микрокристаллического кварца. Сходную текстуру имеет цемент деллениитов. Распределение урана в этих породах отражено в табл. 6.

В других типах кислых пород — афировых гранофирах с микросферолитовым сложением содержание урана в сферолитах на 1—1,5 порядка ниже, чем в межсферолитовой основной массе. При детальном изучении сферолитов нетрудно заметить неоднородности, обусловленные различиями в количественных соотношениях кремнистой и полевошпатовой массы, наличием тончайших примесей окислов железа

б. 1 — пироксениты и их туфы, К₂, р. Пога, 87 млн. лет; 2 — андезиты, К₂, кл. Угловой, Базовый, 90—87 млн. лет; 3 — делленииты и риолиты, К₂, 80—80 млн. лет; 4 — андезиты, Р, 68—60 млн. лет, бассейны рек Изюбриной, Антоновки, Павловки, Кастафуновой, Плитняковой, Рудной; 5 — риолиты и делленииты, 85—55 млн. лет, берег Японского моря, р. Журавлева; 6 — базальты, андезито-базальты, Кузнецовская формация, эоцен, 45—38 млн. лет, рек Кузнецова, Зеркальная, бухта Терней; 7 — гранофирмы, риолиты, ассоциированные с андезитами и базальтами палеогена, 55—40 млн. лет; 8 — плиоплейстоценовые базальты: I — Шкотовское плато, II — плато р. Кабаньей, III — Обильненская структура, 11—12 млн. лет, IV — дайки Кастафуновского разлома, возраст не определен; 9 — ультракалиевые риолиты; 10 — комплексы с комагматичными составляющими (а — андезит- и базальт-риолитовые, б — базальт-андезитовые); 11 — линия регрессии U—K в верхнемеловых комплексах

Таблица 6

Содержание урана в различных участках риолитовых порфиров и туфолов (в %)

Характер анализируемого материала	Содержание U	
	Ультракалийевый риолитовый порфир	Туфолова делленита
Валовое в породе	$6 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Вкрапленники кварца и санидина	$0,16 \cdot 10^{-4}$	$0,27 \cdot 10^{-4}$
Раскристаллизованные существенно кварцевые участки	$0,34 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Основная масса на контакте с порфировыми вкрапленниками	$8,8 \cdot 10^{-4}$	—
Фельзитовая кварц-полевошпатовая масса	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$10,3 \cdot 10^{-4}$
Включения микрофельзитовой массы в порфировых вкрапленниках	$8,3 \cdot 10^{-4}$	—

и лейкоксена. На детекторах скопления последних фиксируются повышенными концентрациями урана. Количественный расчет, проведенный для гранофиров со сферолитовой структурой показал, что при содержании урана $6 \cdot 10^{-4}$ %, концентрация урана в сферолитах варьирует от $1,2 \cdot 10^{-5}$ до $2,5 \cdot 10^{-5}$ % в зависимости от наличия или отсутствия примеси окислов железа и титана. Главная же доля урана сосредоточена в межсферолитовой основной массе.

Ниже для сравнения приведены содержания тория и урана в изверженных породах других дальневосточных вулканических поясов, по данным Г.В. Дитмара и др., А.А. Смыслова (1972), Ю.М. Пузанкова и др. (1977), Л.Л. Леоновой и др. (1975). Содержание радиоактивных элементов в мезо-кайнозойских вулканических образованиях Дальнего Востока весьма неоднородно. Обращает внимание общий низкий фон этих элементов практически во всех типах пород Курило-Камчатского региона, независимо от их возраста (метаморфических, осадочных и вулканических, в том числе и богатых калием — шонкинитах, ортоклазбиотитовых метасоматических) и характерное для большинства пород низкое торий-урановое отношение, равное 2 и менее. Низкие содержания урана характерны и для вулканитов Японии; в них от древних серий к молодым заметно возрастает Th/U отношение.

Таблица 7

Содержание урана и тория в вулканических породах Дальневосточных вулканических поясов

Порода	Окраинно-континентальные пояса				
	Охотский				Сихотэ-
	K ₂ O, %	U, г/т	Th, г/т	Th/U	K ₂ O, %
Риолит	4,3	2,5	Не опр.	Не опр.	4,2
Дациит	2,8	1,9	"	"	3,0
Андезит	2,6	1,0	"	"	2,8
Базальт	1,1	0,7	"	"	1,8

В краевых вулканических поясах распределение U и Th более неоднородно. В Верхнем Приамурье, где верхнеюрские нижнемеловые вулканы образуют гомодромный ряд (от андезитов до риолитов), содержания урана в этом ряду меняются от 1 до 2,6 г/т, а тория от 6,6 до 12,6 г/т. В верхнемеловых—палеогеновых вулканических Охотско-Чукотского пояса содержания урана возрастают от основных до среднекислых разностей от 1,3 до 2,1, а тория от 1,1 до 6,6 г/т. В кремнекислых разностях (делленитах, риолитах) средние содержания урана составляют 5,6, а тория — 22,5 г/т, причем в локальных вулканических центрах возрастают до 12 г/т U и 48 г/т Th.

В северной части Сихотэ-Алинского пояса, в Нижнем Приамурье (одновозрастные с вышеописанными) вулканы относительно обеднены радиоактивными элементами: в раннесенонских андезито-базальтах и датских андезитах и андезито-базальтах содержания урана — 1,2 и 1,8, в сенон-датских игнимбритах — 2,9 (в жерловых фациях до 3,8) и в даний-палеоценовых — 3,6 г/т. Наиболее молодые неогеновые базальты содержат 1,3 г/т урана, а их жерловые и экструзивные разновидности от 3 до 6 г/т. Градиенты накопления Th/K падают от сенонского вулканического цикла к датскому.

По концентрации U и Th вулканические серии окраинных вулканических поясов отличаются от островодужных. Их характеризуют, в частности, более высокие содержания урана и тория (до 3,6 и 16 г/т соответственно) и больший градиент их накопления относительно K_2O и SiO_2 . В то же время по величине торий-уранового отношения вулканы окраинных поясов близки к серии зрелых островных дуг Японии.

Сопоставляя имеющиеся данные о радиоактивных элементах в породах вулканических поясов с различной структурной позицией, Г.В. Дитмар и его соавторы подчеркнули, что в окраинно-континентальных вулканических поясах нарушается известная тенденция увеличения концентрации калия, редких щелочей и радиоактивных элементов в направлении в глубь континента и что Сихотэ-Алинское звено на фоне остальных представляет региональную аномалию, имея повышенный фон всех этих элементов (табл. 7).

Некоторые разности вулканических пород Приморья также отличаются сравнительно низким торий-урановым отношением. Это в основном породы, тесно ассоциированные с базальтами и андезитами и

Окраинно-континентальные пояса			Пояса островных дуг			
Алинский			Курило-Камчатский			
U, г/т	Th, г/т	Th/U	K_2O , %	U, г/т	Th, г/т	Th/U
3,6	15,9	4,0	2,5	1,0	1,4	1,2
2,9	9,5	3,3	1,5	0,4	0,6	1,5
1,6	5,6	3,5	Не опр.			
1,3	Не опр.	Не опр.	1,0	0,3	0,6	2,0

рассматриваемые как дифференциаты базальтовых и андезитовых расплавов.

Преимущественное по сравнению с торием накопление урана (см. табл. 7), по-видимому, указывает на кислотную обстановку дифференциации. Еще в большей мере эта особенность свойственна некоторым субвулканическим телам рудных узлов, в частности ультракалиевым риолитам.

Каких-либо закономерных вариаций U и Th, связанных со структурным положением комплексов, не наблюдается, скорее можно говорить об индивидуализации очаговых структур, например, U при низком Th/U в восточной части Бикинской зоны, резкое относительное падение Th при дифференциации базальтов р. Зеркальной, высокая дисперсия Th/U в андезитах и спессартитах Журавлевского блока (см. рис. 26, б).

Такая индивидуализация очаговых комплексов независимо от их возраста и состава заставляет с особой осторожностью относиться к вычислению региональных средних по формациям, равно как и истолкованию генезиса формаций в целом на основе данных по геохимии отдельно взятого комплекса из той или иной формации.

Прогнозные участки с комплексными геохимическими аномалиями

Комплексные геохимические аномалии в изверженных породах, свойственные полиметаллическим, касситерит-силикатно-сульфидным, скарново-шеелитовым, борным и другим рудным районам Приморья, проявлены и в некоторых других тектонических узлах. Один из них, в бассейне среднего—верхнего течения р. Антоновки и правобережья р. Павловки связан с пересечением крупных структурных швов, Центрального и Меридионального с Кавалерово-Дальнегорской широтной сквозной зоной (см. рис. 23). По данным А.О. Мазаровича (1981), Н.Г. Мельникова, В.В. Голозубова (1980), система крутых надвигов северо-восточного простирания разделяет узкие блоки, сложенные нижнемезозойскими кремнистыми породами, диабазами, спилитами, с перемещенными глыбами позднепалеозойских известняков, туфопесчаниками, черными сланцами (олиостромовая толща юры—нижнего мела). Отложения прорваны и перекрыты щелочными базальтами, а также породами, близкими к пикритам и их туфами. Нижнемезозойские отложения, в свою очередь, несогласно перекрыты палеогеновыми риолитами, андезитами и андезито-базальтами, которые на описываемой площади представлены свитами даек и пластовых тел.

Составы пород и их радиологический возраст (K—Ar метод, лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик М.М. Аракелянц) приведены в табл. 2.

Породы этого участка, независимо от возраста и состава, спорадически характеризуются аномально высокими содержаниями хрома, мышьяка, вольфрама, молибдена, стронция, что выдвигает этот участок бассейна верхнего-среднего течения р. Антоновки по магматическим и геохимическим признакам в разряд перспективных при поисках скрытого эндогенного оруденения.

Позднекайнозойская активизация рудоносных структур

Размещение щелочных базальтов в Приморье. Важной особенностью узловых и линейных тектонических структур, контролирующих размещение месторождений, является длительная, в том числе и послерудная, средне- и позднекайнозойская активизация. Одним из признаков таких структур служит избирательная активизация в них наиболее глубоких базанитовых и щелочно-базальтовых комплексов. Эти комплексы или размещаются в узлах, образованных пересечением скрытых ортогональных структур с диагональными шовными зонами, или трассируют линейные структуры на протяжении десятков — первых сотен километров (см. рис. 23).

Так, позиция позднекайнозойских щелочно-базальтовых вулканов, описанных в Приморье Э.Д. Голубевой [14], определяется скрытыми меридиональными структурами — Чалбинско-Бриннеровской (вулканы Средне-Арминский, Дальний, Средне-Хорский, Синдинский, Болоньский), Темногорской (вулканы Вострецовский и Святогорский), Уссурийской (вулканы Андриановский, Свягинский, Меркушевский, Медвежий, Кировский, Еленовский, Лесозаводский, Сальский) или узлами пересечения продольных структурных швов — Западного и Центрального с поперечными швами — Южно-Сихотэ-Алинским, Дальнереченским и скрытыми сквозными системами нарушений — Бикинской, Кавалерово-Дальнегорской.

Состав пород щелочно-базальтовых вулканов не обнаруживает непосредственной связи с геологической предысторией блоков. Так, на периферии Ханкайского массива сосредоточены преимущественно натриевые субщелочные и щелочные вулканы (Борисовский, Боевский, Святогорский, Андриановский, Виноградовский), а калиевые базаниты распространены восточнее в области мезозойской складчатости.

Наиболее богаты калием базаниты Средне-Арминского, Дальнегорского, Болоньского вулканов, трахибазальты Синдинского, т.е. вулканов в пределах Чалбинско-Бриннеровской меридиональной сквозной зоны и рудных узлов — Восток II и Арминского. Такую же позицию занимают несколько более ранние, палеогеновые базаниты Дальнегорского рудного узла (см. рис. 23).

Примером позднекайнозойской активизации линейных структур служит накопление специфических по составу щелочных базальтов в северо-северо-восточной зоне, параллельной Водораздельному и Колумбинскому продольным швам [2, 43]. Этот щелочно-базальтовый пояс, названный нами Колумбинским, имеет ширину 15—20 км и прослежен от бассейна р. Обильной на юге до верховьев р. Бикин по прерывистым выходам покровов, жерл и шлаковых конусов базальтов (рис. 27) плиоценового и плейстоценового (?) возраста.

В бассейне р. Обильной щелочные базальты образуют ряд разрозненных покровов и пологих залежей мощностью до 100 м, площадью от 0,04 до 10 км². В основании одного из покровов, по данным А.И. Бурдз, залегает линза галечников с миоценовой флорой. По К—Аг определениям (М.М. Аракелянц, ИГЕМ АН СССР) радиологический возраст лав оливиновых базальтов 11—12 млн. лет. Массивные микродолериты, шлаки, витрофиры Обильненского базальтового

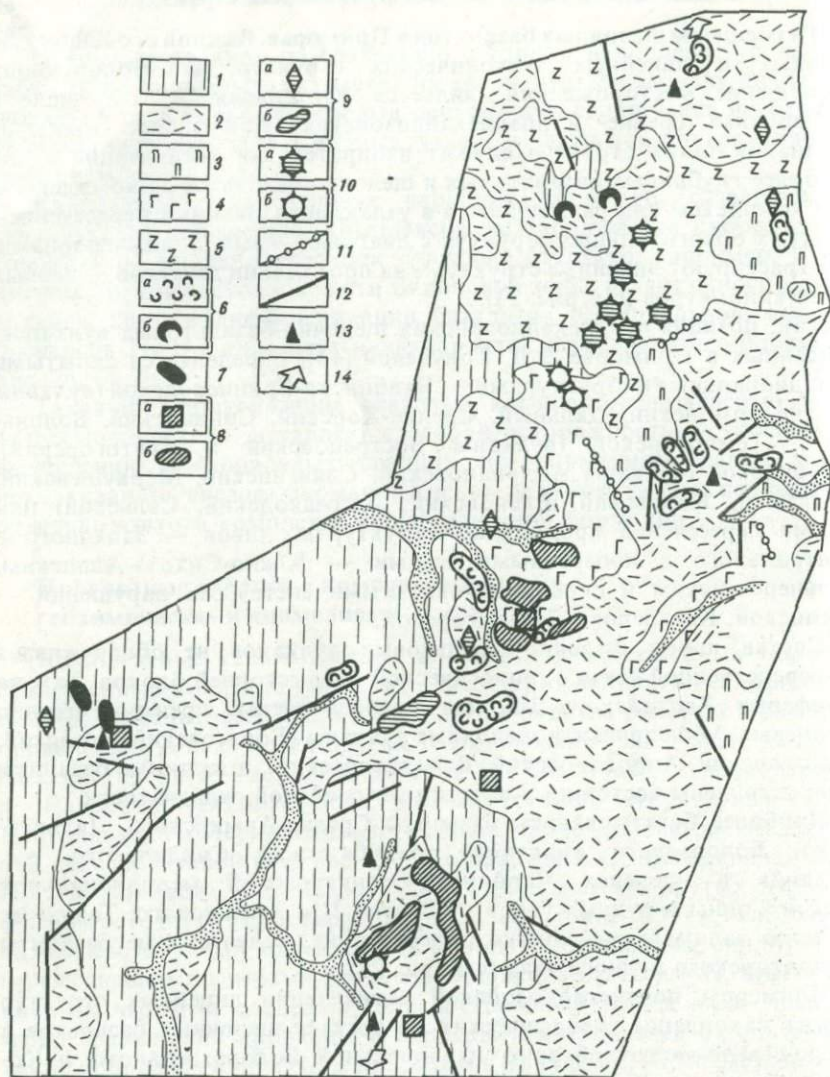
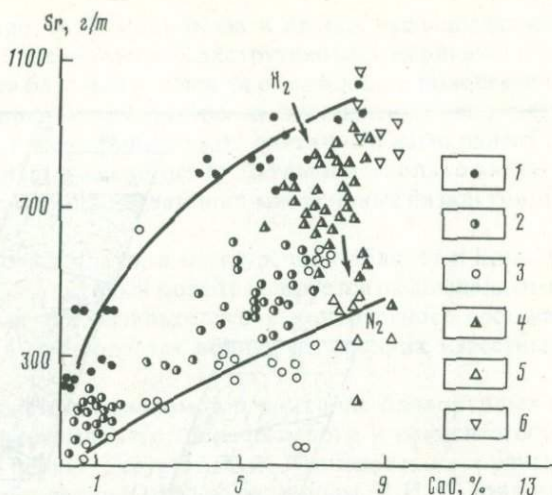


Рис. 27. Схема строения Колумбийского щелочно-базальтового пояса (составлена В.А. Баскиной с использованием данных ПТГУ и И.К. Волчанской)

1—7 — комплексы основания: 1 — терригенные мезозойские и позднепалеозойские толщи, 2 — верхнемеловые и палеогеновые вулканиты делленит-риолитовой и андезитовой формаций, 3 — олигоцен-миоценовые высокоглиноземистые андезиты, 4 — эоцен-олигоценные базальты и андезиты, 5 — миоценовые и плиоценовые базальты, 6 — верхнекайнозойские контрастные базальт-риолитовые комплексы (в масштабе — а, вне масштаба — б), 7 — палеозойские диабазы; 8—11 — образования, слагающие Колумбийский пояс: 8 — миоценовые щелочные базальты (вне масштаба — а, в масштабе — б), 9 — плиоценовые базальты (вне масштаба — а, в масштабе — б), 10 — вулканические центры и шлаковые конусы плиоценовые (а), неопределенного возраста (б), олигоцен-раннемиоценовые (в), 11 — пояса базальтовых даек; 12 — разрывные нарушения; 13 — оруденение; 14 — ось Колумбийского пояса

Рис. 28. Соотношение стронция и кальция в мезозойских и кайнозойских базальтах и андезитах Приморья

1—3 — андезиты и трахиандезиты: 1 — верхнемеловые, 2 — палеоценовые, 3 — олигоцен-миоценовые; 4—6 — базальты: 4 — меловые и палеогеновые, 5 — неогеновые, 6 — неогеновые в Колумбинском поясе, бассейн р. Обильной



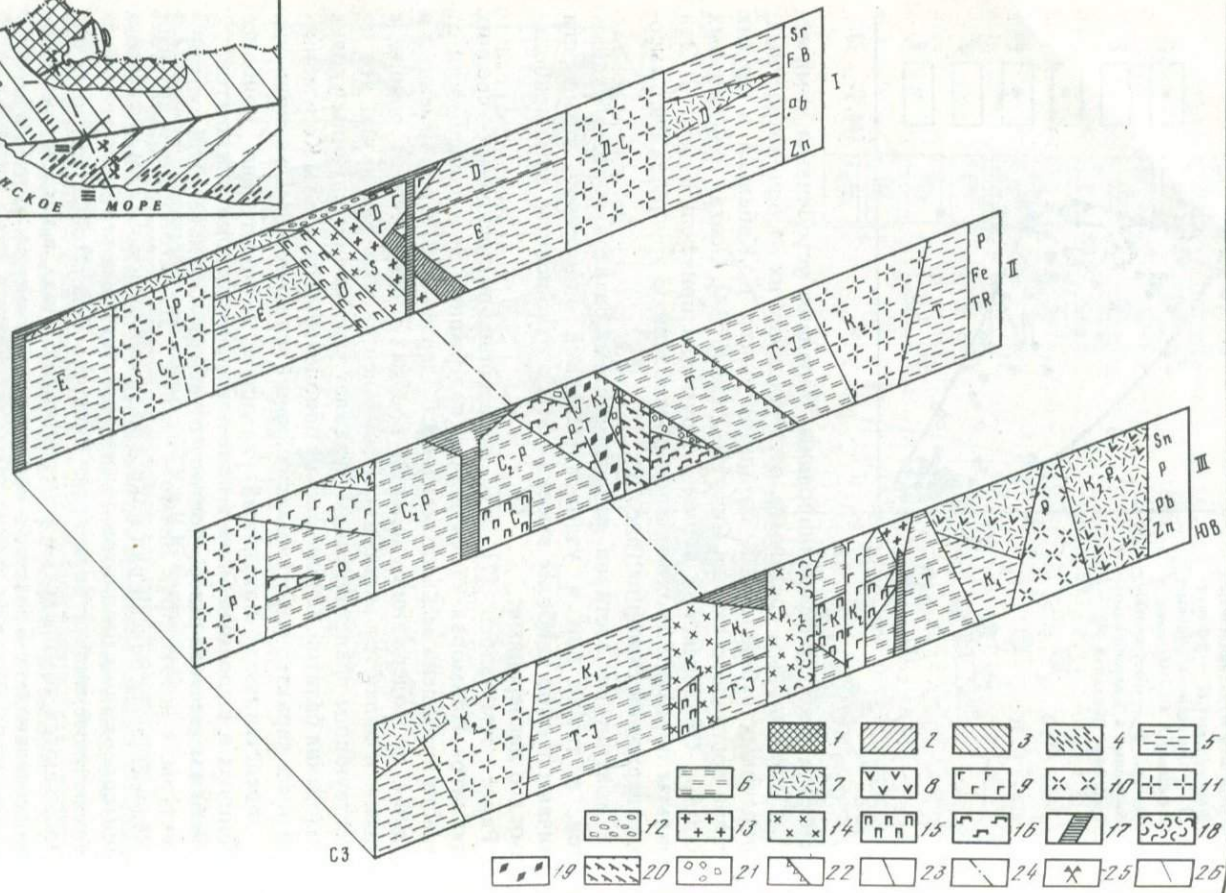
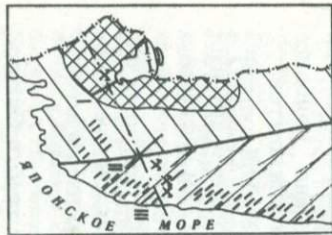
комплекса слабо дифференцированы, обладают устойчивым химическим и минеральным составами, отличающими их от одновозрастных, плиоценовых субщелочных базальтов плато р. Кабаньей и других ареалов восточного склона Сихотэ-Алиня [7, 14]. Состав плиоценовых базальтов Обильненской вулcano-структуры приведен в табл. 2. Эти базальты образуют геохимически обособленную группу за счет высоких содержаний стронция (рис. 28).

В континууме составов разновозрастных базитов породы рудных узлов, а также зон и узлов длительной эндогенной активности отличаются либо наиболее высоким Sr/Ca отношением, либо наибольшими его дисперсиями.

Ранее отмечалось [7], что в ассоциации основных—средних вулканитов Приморья изменчивость содержаний Sr в зависимости от возраста проявлена весьма отчетливо. Содержания Sr в одноименных и сходных по содержанию кальция породах снижаются от ранних к поздним и являются минимальными в неогеновых базальтах, что по существующим представлениям отражает уменьшение глубины уровня образования базитов. Обильненские плиоценовые базальты Колумбинского пояса характеризуются максимальной величиной Sr/Ca отношения, т.е. представляют локальный комплекс относительно наиболее глубоких и щелочных магм в поле плиоценовых плато-базальтов.

В 90 км к северо-северо-востоку от центра Обильненской вулcano-структуры, в истоках рек Биамо—Улунги Г.П. Антоновым и другими исследователями описан ряд покровов мощностью до 120 м нефелин- и лейцитсодержащих базальтов, залегающих в верхах толщи миоценовых высокоглиноземистых базальтов. Щелочно-базальтовые покровы сопровождаются комплексами контрастного состава, в которых установлено переслаивание в разрезе и неоднократное внедрение даек и штоков калиевых риолитов и гранит-порфиров [2, 38].

Еще далее к северо-востоку на главном водоразделе хребта Сихотэ-Алинь, в истоках рек Кабанья, Дагды, Плитняковая, Килоу и Зева.



C3

работами Г.И. Омельченко, А.Н. Родионова и других исследователей установлены линейные скопления мелких экстрезивных и жерловых тел, а также шлаковых конусов базальтов, в целом образующих пояс северо-северо-восточного простирания внутри ареала позднеогеновых платобазальтов. К этому же поясу принадлежит описанный нами ранее [7] олигоцен-миоценовый вулканический центр Дагды и несколько экстрезивий неопределенного возраста, прорывающих миоценовые базальтоиды верховьев р. Зевы.

За пределами базальтовых плато, в междуречье Кабаньей и Единки Колумбинский щелочно-базальтовый пояс трассируется разрозненными покровами и скоплениями тел базальтового и контрастного состава. Сгущение таких выходов наблюдается вблизи нескольких известных рудопроявлений.

Роль Колумбинской системы разломов в контроле оловорудных и иных месторождений верхнемелового, палеогенового и раннеогенового возраста в Арму-Верхне-Уссурском и Кузнецовском рудных районах отмечалась неоднократно Ю.Н. Размахниным, Н.И. Лавриком, И.К. Волчанской [2]. Колумбинский плиоцен-плейстоценовый щелочно-базальтовый пояс слагает как бы ось зоны, на флангах которой в 5—15 км на удалении от выходов базальтов и бимодальных комплексов расположены разнотипные месторождения.

Заметная роль северо-северо-восточных нарушений и ослабленных зон в контроле разновозрастных магматических образований региона, рудных тел и свит даек на месторождениях, и, наконец, специфических позднекайнозойских базитовых комплексов, свидетельствует о неоднократном оживлении структур этого плана, особенно в рудных узлах.

Как мы неоднократно подчеркивали [7, 16, 49], одним из главных магматических признаков рудоконцентрирующих сквозных структур является локализация в их пределах продуктов разновозрастного базитового, ультрабазитового, щелочно-базитового вулканизма (рис. 29). Выходы плиоцен-плейстоценовых базальтов известны в пределах нескольких рудных узлов. Так, вблизи месторождения Восток-II имеется шток базанитов (вулкан Дальний, по [14]) площадью 20×70 м, рвущий осадочные породы палеозоя и мезозоя. Породы порфиоровые с вкраплениями оливина и авгита, содержат ксенолиты лерцолитов,

Рис. 29. Схема отличительных признаков магматической эволюции Кавалерово-Дальнегорской рудоконцентрирующей зоны в Приморье

Структурно-формационные зоны: 1 — Ханкайский массив, докембрийский складчато-метаморфический фундамент; 2 — область палеозойской и нижнемезозойской складчатости; 3 — область мезозойской складчатости; 4 — вулканический пояс. Регионально распространенные (фоновые) комплексы: 5 — многоэпиклинально-терригенные, известняки; 6 — кремнисто-вулканогенные, туфо-алевролиты, рифовые известняки; 7 — риолиты, деллениты; 8 — андезиты, трахиандезиты; 9 — базальты, андезито-базальты; 10 — интрузивы гранодиорит-гранитной формации; 11 — интрузивы гранит-лейкогранитной формации; 12 — отложения кайнозойских наложенных впадин. Магматические комплексы сквозной зоны: 13 — литий-фтористые граниты; 14 — мондониты, сиениты; 15 — габбро-пироксениты, диабазы; 16 — пикриты, меймечиты, щелочные базальты; 17 — трахибазальты, трахиандезиты, калиевые базаниты, трахиты, лампрофиры; 18 — калиевые и ультракалиевые риолиты; 19 — многофазные щелочно-ультраосновные интрузии; 20 — нефелиновые сиениты; 21 — нижнемезозойские олигостромы; 22 — надвиги, 23 — разломы; 24 — ось широтной сквозной зоны; 25 — рудопроявления; 26 — линии разрезов

ксенокриты оливина и пироксенов. Возраст пород — 7,6 млн. лет (К—Аг-метод, данные Е.Е. Абрамовой). На восточных флангах палеозойского Вознесенского рудного узла, вдоль системы широтных нарушений прослеживается, по данным М.Д. Рязанцевой, Л.А. Изосова и других исследователей, цепочка разрозненных покровов, некков и пластовых тел плиоценовых базальтов в удалении от главного ареала их распространения — Борисовского плато.

В Кавалеровском оловорудном районе, где широко распространены дорудные, верхнемеловые оливиновые субщелочные базальты, послерудная активизация выразилась в формировании эоценовых базальтов (зеркальненских) и их дифференциатов. В Дальнегорском рудном районе, в течение палеоцена—эоцена происходило параллельное внедрение оливиновых базальтов, диабазов и калиевых субщелочных базальтов, причем формирование последней серии завершилось в олигоцене [14] после отложения главной массы руд. Длительная эндогенная активность в этих районах подтверждается аномалиями температурного и газового режима на Арсеньевском и Николаевском месторождениях.

В Приамурье, где главная масса дорудных базальтов и андезитов относится к верхнемеловым (80 млн. лет), широко распространены рои даек и субвулканических тел послерудных, миоценовых кизинских базальтоидов.

Приведенные в этом разделе новые данные о размещении, возрасте и вещественном составе мезозойских и кайнозойских вулканических пород Приморья подтверждают развиваемые автором представления о том, что известные рудные районы представляют локальные тектономагматические аномалии и испытывают, по сравнению с окружающими территориями, наиболее длительную и интенсивную активизацию. В качестве благоприятных признаков при оценке потенциальной рудоносности дополнительно выдвигаются: ареалы распространения позднейкайнозойских базальтов, особенно субщелочных и щелочных; контрастные геохимические аномалии в разновозрастных изверженных породах. В первую очередь, это касается повышенных, до первых сотен г/т, содержаний акцессорной примеси лития в средних—основных и хрома в средних—кремнекислых породах.

ОСОБЕННОСТИ ОМОЛОНО-КАМЧАТСКОЙ СКВОЗНОЙ СИСТЕМЫ НАРУШЕНИЙ И ИСТОРИЯ ЕЕ РАЗВИТИЯ

Выраженность сквозной системы нарушений в геологических и геоморфологических признаках

В процессе обработки геолого-геоморфологической информации с целью выявления сквозных систем нарушений на территории Востока Азии была намечена протяженная Омолонно-Камчатская структура подобного типа [46]. Она трассируется из района островов Медвежьих в Северном Ледовитом океане через бассейн нижнего течения р. Колымы, бассейн рек Омолона, Кедона и Коркодона, далее на юг — вдоль субмеридиональных разломов дна залива Шелихова, выходит на п-ов Камчатка в район мыса Омгон, прослеживается в южном направлении через бассейн р. Тигиль на Срединный Камчатский хребет, и далее на мыс Лопатка на южной оконечности п-ова Камчатка. Отдельные протяженные участки этой системы нарушений прослеживаются в морфоструктурах регионов. Так, на юге Камчатского о-ва она отчетливо выявляется по меридиональным отрезкам притоков крупных рек Опалы, Карымчины и других. Эти отрезки кулисообразно подставляют друг друга в довольно широкой полосе. Севернее структура подчеркивается меридиональными уступами бортов долины верхнего течения р. Камчатки и ориентировкой широкой меридиональной полосы Центрально-Камчатской депрессии, а на восточном склоне Срединного хребта — депрессиями долин рек Озерной Камчатки, притоков р. Адриановки. На Азиатском континенте указанная зона на отдельных участках фиксируется субмеридиональными отрезками долин рек Омолона, Кедона и Коркодона.

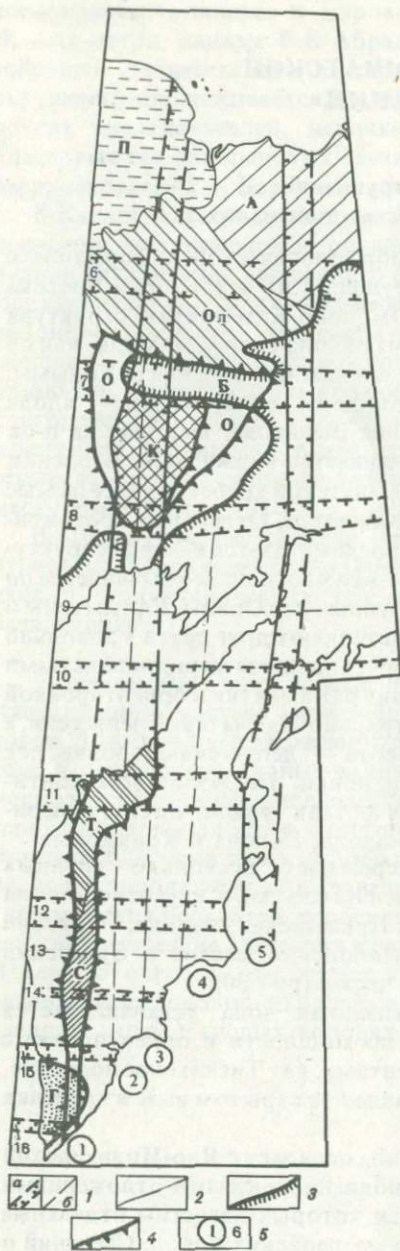
Сквозная система нарушений пересекает несколько крупных структурных элементов Северо-Востока и Камчатки. К ним относятся на Азиатском континенте (с севера на юг): Приморская впадина, Олойский прогиб, Березовская шовная зона, Омолонский массив и Сугойский окраинный прогиб (его юго-восточная часть) (рис. 30).

В пределах п-ова Камчатка указанная зона устанавливается достаточно отчетливо, она совпадает по мощности и ориентировке с такими крупными структурными элементами, как Тигильское поднятие, Срединный хребет, и лишь на юге проявлена в скрытом виде в пределах Гольгинского прогиба.

Приморская впадина территориально совпадает с Яно-Индибирской и Колымской низменностями. Она выполнена мощными отложениями среднего и верхнего антропогена, среди которых известны отдельные выходы более древних кайнозойских и мезозойских пород. Сведений о тектонике и геологическом строении этой структуры очень мало. Представляет интерес выявленный в последние годы В. Н. Смирновым и показанный на схеме дешифрирования аэрокосмических материалов субмеридиональный протяженный линеамент, входящий в состав Омолонно-Камчатской скрытой сквозной системы нарушений.

Олойский прогиб расположен южнее Приморской впадины. Он

Рис. 30. Схема размещения скрытых сквозных зон тектонических нарушений в пределах Омолонно-Камчатского региона



1 — границы (а) и осевые линии (б) скрытых зон тектонических нарушений; 2 — границы крупных геоструктурных зон (площади заштрихованы): П — Приморская впадина, А — Анюйская зона, Ол — Олойская зона, О — Омолонский срединный массив, Б — Березовская зона, К — Кедонский выступ Омолонского срединного массива, Т — Тигильское поднятие, С — Камчатский срединный массив, Г — Голыгинский прогиб; 3 — границы Охотско-Чукотского вулканического пояса; 4 — границы региональных поднятий; 5 — скрытые сквозные зоны тектонических нарушений (цифры на схеме) — меридиональные: 1 — Омолонно-Камчатская, 2 — Паратунско-Напанская, 3 — Вахильско-Воямпольская, 4 — Теви-Богачевская, 5 — Пенжино-Восточно-Камчатская; широтные: 6 — Чукотская, 7 — Анадырская, 8 — Гижигинская, 9 — Вилигинская, 10 — Магаданская, 11 — Озерновская, 12 — Ичинско-Адриановская, 13 — Кроноцкая, 14 — Кагнисинско-Карымская, 15 — Больше-Банная, 16 — Кошелевско-Курильская

занимает правобережье нижнего течения р. Омолон и бассейн большого Анюя и вытянут с северо-запада на юго-восток. На севере прогиб ограничен Южно-Анюйской шовной зоной. Он имеет сложное геологическое строение, разбит на ряд блоков и характеризуется мозаичным в плане и ступенчатым в разрезе строением. Прогиб заложился в позднемезозойское время, вероятно в поздней юре, на северном опущенном крае Омолонского массива. Фундаментом служат палеозойские образования, наиболее древние из которых относятся к нижнему девону и характеризуются вулканогенно-осадочным составом, при этом вулканогенные породы доминируют в юго-восточной части структуры, а осадочные — в северо-западной. Четкая граница между ними не устанавливается, но смена их происходит в зоне пересечения указанной структуры с Омолонно-Камчатской сквозной системой нарушений. Мезозойские толщи сложены

преимущественно терригенными образованиями с частыми и мощными прослоями вулканогенных пород, особенно характерных для меловых отложений.

Все мезозойские вулканогенно-осадочные образования дислоцированы в спокойные пологие и широкие, брахиформные складки.

Березовская шовная зона отделяет Олойский прогиб от современной структуры Омолонского массива. Она имеет отчетливо выраженное субширотное простирание и протягивается на 600 км. Эта зона также имеет мозаичное строение и состоит из серии широтно вытянутых поднятий и прогибов. Расположенные внутри зоны палеозойские поднятия сложены средне-верхнепалеозойскими терригенно-карбонатными и вулканогенными образованиями, а находящиеся между ними впадины выполнены мезозойскими вулканогенно-терригенными отложениями. Березовская шовная зона с севера и юга ограничена глубинными разломами — Олойским и Уш-Урэкчанским соответственно. Эта структура имеет древнее заложение и длительное развитие, но лишь с позднеюрского времени она определилась как самостоятельный структурный элемент.

По данным Ю.М. Довгаля и других исследователей, окончательное оформление Березовской зоны как шовной связано с меловым временем, когда произошло внедрение по разломам интрузий гранитоидов. Размещение продуктов магматизма мелового времени подчеркивает наличие скрытой сквозной системы нарушений. Это выражено формой контактов и вытянутостью интрузивных тел, размещением и формой наложенных впадин, выполненных вулканогенными образованиями.

Следующим крупным структурным элементом, связанным с Омолано-Камчатской сквозной системой нарушений, является Омолонский срединный массив. Как показывают исследования последних лет, массив размещен в области пересечения крупных сквозных структур ортогональной ориентировки. Через его центральную часть проходит Омолано-Камчатский скрытый сквозной линеамент, с севера этот массив ограничен Усть-Анадырской, а с юга — Гижигинской широтными сквозными системами нарушений. Массив имеет треугольную форму, которая, по-видимому, и определяется его расположением среди длительно живущих ортогональных сквозных структур. Фундамент массива сложен дорифейскими кристаллическими породами, а чехол образован разнообразными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами от рифея до средней юры включительно. Верхнеюрские образования, тесно ассоциирующие с меловыми, носят молассовый характер. Этот орогенный комплекс, локализованный не только в пределах массива, но и в структурах его обрамления, имеет самостоятельное значение. В центральной части массива существует меридионально вытянутый долгоживущий выступ, так называемое Кедонское поднятие, входящий как составная часть в пределы Омолано-Камчатской сквозной структуры.

На территории Камчатки эта сквозная структура трассируется на Тигильское поднятие. Меридионально вытянутый сложный антиклинорий, именуемый Тигильским поднятием, занимает по площади свыше 30 000 км² и охватывает бассейны рек Тигиля, Белоголовой, Хайрюзовой. Поднятие сложено палеоген-среднемиоценовыми породами, среди которых в виде изолированных горстов отмечаются меловые вулканогенно-кремнистые и осадочные образования. Основная наиболее приподнятая часть поднятия, относящаяся к осевой части сквозной структуры, протягивается в меридиональном направлении от верховьев

рек Хайрюзовой и Белоголовой до мыса Омгон. Она была выделена Б.Ф. Дьяковым как Омгоно-Хайрюзовская антиклинальная зона, состоящая из двух меридионально вытянутых антиклинорий — Хайрюзовского и Ковачинского, разделенных узкой Альчинской синклинальной структурой. С точки зрения выявления влияния Омолово-Камчатской сквозной структуры (как длительно живущего линеймента) на структурный план региона интересен вопрос о сочленении Тигильского поднятия с меридионально вытянутым выступом Срединного массива метаморфических пород. Так, по мнению Г.М. Власова, Тигильское поднятие развилось на погружении Срединного массива, т.е. является его структурным продолжением. Влияние меридионального выступа древних пород обусловило такое же простираие и третичных пород, слагающих Тигильское поднятие. Причинно-временное единство двух таких крупных структур, как Тигильское поднятие и Срединный массив кристаллических пород, их аномальная для всего Камчатского региона меридиональная ориентировка, могут быть объяснены наличием здесь долгоживущей скрытой сквозной структуры — Омолово-Камчатского линеймента.

Срединный массив метаморфических пород наиболее древних на Камчатском п-ове расположен между р. Ичей на севере и р. Большой на юге и имеет в плане форму овала, вытянутого строго в меридиональном направлении более чем на 300 км. Он представляет собой горст-антиклинорий, ядерная часть которого сложена древними метаморфическими образованиями, а периферия более молодыми (палеозой-мезозойскими) осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. Б.Ф. Дьяков выделял в Срединном массиве три продольные зоны, разделенные разрывами. Центральная зона является ядром антиклинория и совпадает с осевой частью Омолово-Камчатской сквозной структуры. Сложена эта зона метаморфическими породами и состоит из трех крупных антиклинальных складок меридионального направления.

В южной части п-ова Омолово-Камчатская сквозная зона вытянута вдоль границ Голыгинского прогиба и вулканогенных образований Восточно-Камчатского вулканического пояса. Здесь сквозной линеймент трассируется цепочками третичных и четвертичных вулканов и подчеркивается меридиональной восточной границей Голыгинского прогиба.

Анализ закономерностей размещения протяженных линейных тектонических нарушений с использованием результатов дешифрирования радиолокационных и космических снимков показывает, что в пределах Омолово-Камчатской сквозной зоны локализуются меридионально ориентированные разломы протяженностью в сотни километров от южной оконечности Камчатки до мыса Омгон. В пределах Азиатского континента в этой зоне также отмечаются протяженные субмеридиональные разломы. К ним относятся Кончинский и Коркодонский разломы, меридиональный тектонический шов в бассейне нижнего течения р. Омолон.

В пределах Камчатского региона при дешифрировании телевизионных космических снимков "Метеор", Лэндсат-1, а также материалов радиолокационных съемок, проведенном В.В. Оточкиным, был выделен

Тигильско-Курильский глубинный разлом, который протягивается от мыса Лопатка на юге до устья р. Тигиль на севере. Этот разлом в геологических признаках проявлен по-разному на разных участках. Так, в пределах восточного склона Срединного массива метаморфических пород он четко устанавливается по геологическим данным, а южнее и севернее — отмечен в скрытом виде. На космических снимках зона Тигильско-Курильского глубинного шва отчетливо дешифрируется по густой сети мелких разломов. Разлом в то же время является восточным ограничением Омолоно-Камчатской сквозной структуры, на участке от р. Тигиль до южной части Срединного массива метаморфических пород, а еще южнее становится осью этой структуры.

Особенно ярко выделяется Камчатский отрезок Омолоно-Камчатской сквозной структуры на схеме геолого-геофизических аномалий Центральной и Южной Камчатки, построенной Н.Л. Шилиным [46], где совокупность аномалий образует четкую меридиональную полосу, ширина которой окло 50 км. Наиболее широко развиты три группы аномалий:

1) петрохимические аномалии — площади развития ультраосновных пород, щелочных метасоматитов и участки развития кремнекислых вулканитов в поле вулканитов основного состава;

2) геолого-структурные аномалии — узлы сочленения разломов различных направлений, субширотная ориентировка дайковых полей, контактов интрузивных массивов, элементов прототектоники;

3) геофизические аномалии, в большинстве случаев имеющие на Центральной Камчатке меридиональную ориентировку.

Кроме того, имеются и другие признаки, которые являются в целом аномальными для структуры региона, но в то же время хорошо согласуются с положением Камчатского отрезка Омолоно-Камчатской сквозной системы нарушений. К ним относятся: а) меридиональная ориентировка цепей гранитогнейсовых куполов в пределах Срединного массива метаморфических пород; б) пространственная приуроченность к описываемой сквозной зоне крупных вулканов (Кетепана, Ичинский, Б. Ипелька) и крупнейшей на Центральной Камчатке — Белоголовской группы вулканов; в) субмеридиональная ориентировка основных разрывов в пределах Западно-Камчатской структурно-фациальной зоны вблизи сквозной структуры, не согласующаяся с общим северо-восточным планом структур.

Отдельные участки Омолоно-Камчатской зоны на современном уровне эрозионного среза, на геологических и тектонических картах разного масштаба отчетливо проявлены. Так, этот линеймент на всем протяжении трассируется меридиональными выходами древних метаморфических пород, имеющих доминирующее меридиональное простирание. В северной части на Азиатском континенте — это ряд выступов фундамента Омолонского срединного массива (Закаронный, Ауланджинский, Коаргычанский, Ольдянинский, Визуальный). На Камчатском полуострове — это Срединный выступ метаморфических пород. Указанная сквозная зона подчеркивается формой и размещением разновозрастных интрузивных массивов различного состава. Так, на Камчатском отрезке зоны среди метаморфических пород Срединного

хребта залегают вытянутые и разгнейсованные в субмеридиональном направлении массивы протерозойских гранитоидов.

Раннепалеозойские гранитоиды в пределах центральной части Омолонского массива и Срединного массива метаморфических пород Камчатки также трассируют сквозную зону в виде конформных субмеридионально вытянутых массивов. Эти гранитоиды тесно ассоциируют с наиболее древними метаморфизованными породами в пределах Кедонского поднятия — центральной части Омолонского массива. Нужно отметить, что в других частях Камчатки и Северо-Востока страны эти интрузии не отмечены.

К Омолону-Камчатской сквозной структуре приурочены субщелочные вулcano-плутонические ассоциации различного состава и возраста, что свидетельствует о значительной глубине ее заложения. На Азиатском континенте интрузивные образования этих ассоциаций принадлежат преимущественно двум магматическим комплексам: средне-позднедевонскому граносиенит-алаяскитовому (алы-юркскому) и меловому эссексит-тешенитовому (омолонскому). Последний представлен протяженными и мощными пластовыми телами, преимущественно меридионального направления, характерными для центральной части Омолонского массива. Указанные образования не обнаружены в пределах крупной Охотско-Чукотской магматогенной структуры вулканического пояса того же возраста вне Омолону-Камчатской сквозной системы нарушений.

А.П. Шпетный, обстоятельно рассмотревший многие аспекты истории развития омолонского эссексит-тешенитового комплекса, полагает, что его формирование растянуто во времени и происходило в период от раннего мела до палеогена включительно. Показательно, что и на Камчатке в пределах Омолону-Камчатской сквозной структуры, в мел-палеогеновую эпоху формировались интрузивные образования близкого состава. Они относятся к пироксенит-габбро-сиенитовому комплексу. Сложно построенные массивы этого комплекса вытянуты цепочкой в меридиональном направлении вдоль восточного склона Срединного хребта, трассируя осевую часть Омолону-Камчатской сквозной системы нарушений. Кроме того, в пределах Камчатского отрезка характеризуемой структуры (и только здесь) размещены и более молодые уникальные для Камчатки щелочные магматические образования — ультращелочные интрузивные породы и щелочные базальтоиды неогенового возраста.

Описываемая сквозная структура играет важную роль в распределении продуктов вулканизма крупнейших магматогенных структур океанической окраины. Так, особенности магматизма и геологического строения Охотско-Чукотского пояса в области его пересечения Омолону-Камчатской сквозной системой нарушений также подчеркивают наличие последней. Упомянутая структура делит вулканический пояс на две ветви — Охотскую и Чукотскую, резко отличные друг от друга по характеру и составу магматизма, особенностям магмоконтролирующих структур и т.п. Две указанные ветви разделяются выступом, сложенным терригенно-осадочными породами верхоянского комплекса, существующим, начиная, по

крайней мере, с юры и по настоящее время. Этот выступ, расположенный южнее Кедонского поднятия Омолонского срединного массива, является составной частью Омолонно-Камчатской скрытой сквозной системы нарушений.

Разнофациальные магматические образования Охотско-Чукотского вулканического пояса, развитые в пределах Омолонно-Камчатской сквозной структуры, распространяются по ней далеко вглубь континента в виде меридионально вытянутых цепочек вулканогенных впадин. Последние на смежных с Омолонно-Камчатской сквозной структурой территориях не установлены. Таковы, например, субмеридиональные Наяханская и Кончинская вулканогенные зоны, в пределах которых близкие по возрасту эффузивные и интрузивные проявления образуют вулканоплутонические комплексы. Многие интрузивные массивы этих комплексов имеют меридионально вытянутую форму.

На Камчатке Омолонно-Камчатская сквозная система нарушений проявлена также как барьер, разделяющий области развития верхнемелового, третичного и четвертичного вулканизма на востоке от области амагматичной для того же временного интервала на западе. Так, в верхнем мелу на западном склоне Срединного массива метаморфических пород образовалась хозгонская осадочная серия, а на восточном — толща вулканогенно-кремнистых пород ирунейской серии. Барьером между двумя геосинклинальными прогибами являлось поднятие центральной части Срединного массива (осевая часть Омолонно-Камчатской сквозной структуры). В пределах Тигильского поднятия, находящегося на меридиональном продолжении упомянутого массива, на востоке меловые образования представлены преимущественно ортопорадами, образовавшимися по вулканитам, а на западе типично осадочными толщами. Таким образом, в верхнемеловое время Омолонно-Камчатская сквозная система нарушений на Камчатке была выражена как поднятие, являвшееся барьером между миогеосинклинальным и эвгеосинклинальным бассейнами, что подтверждается установленными А.Ф. Марченко [23] различиями в простирации складчатых структур в мезозойских отложениях Западной и Восточной Камчатки.

Аналогичный барьер, служивший границей развития вулканических поясов, существовал на территории Камчатки и в третичное время. К западу от него формировались типично осадочные толщи, а на востоке доминировали вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. Особенно это характерно для южной и центральной частей Камчатского отрезка структуры. В северной части, в пределах Тигильского поднятия, осадочные толщи формировались на площади самого линеамента, и границей между вулканогенными и терригенными образованиями служила восточная граница структуры. Здесь в области выделенного В.В. Оточкиным меридионального Тигильского-Курильского скрытого глубинного шва проходит контакт третичных осадочных и вулканогенных образований. Анализ фаций и мощностей [23] показывает, что центральная часть Тигильского поднятия (осевая часть Омолонно-Камчатского линеамента) была приподнята, причем в палеогене здесь на месте верхнемеловых поднятий существовала цепочка островов,

вытянутая в меридиональном направлении и являющаяся (в эоцене) источником сноса.

В восточной части площади линеамента в осадочных образованиях отмечена значительная примесь туфогенного материала. В неогеновый период произошло формирование Центрально-Камчатского вулканического пояса. В его становлении отчетливо видна роль Омолонско-Камчатского линеамента как жесткой структуры, которая изменяет северо-восточное направление вулканического пояса на меридиональное. В распределении вулканических центров и продуктов вулканизма четвертичного времени намечается та же закономерность. На западных склонах Срединного массива кристаллических пород и Тигильского поднятия отмечено почти полное отсутствие продуктов четвертичного вулканизма; здесь формируются четвертичные континентальные образования. В то же время восточные склоны массива и поднятия насыщены продуктами четвертичной вулканической деятельности, т.е. Омолонско-Камчатская сквозная система нарушений и в это время является границей между эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными толщами. При пересечении Омолонско-Камчатским линеamentом Голыгинского прогиба древнечетвертичные и современные вулканы меридиональной цепочкой следуют на территории прогиба вдоль восточной границы линеамента, подчеркивая его ориентировку.

Выраженность сквозной системы нарушений в геофизических аномалиях дна залива Шелихова

Для выявления связей Омолонского и Камчатского отрезков Омолонско-Камчатской сквозной структуры необходимо рассмотреть имеющиеся геофизические материалы по дну залива Шелихова, который отделяет Камчатский полуостров от материка Азии как раз на том участке, где локализована указанная сквозная система нарушений.

Проведенными И.В. Беляевым и др. геофизическими исследованиями дна залива Шелихова выявлены комплексные аномалии, которые позволили наметить несколько крупных зон разломов (рис. 31). Две аномальные зоны имеют субмеридиональную ориентировку и в соответствии со своим местоположением могут ограничивать данную сквозную систему нарушений. В пределах морского дна, вблизи Азиатского материка, установлено два выступа коренных пород, которые по аномальным характеристикам соответствуют древним метаморфическим образованиям п-ова Тайгонос. Форма аномалий показывает, что оба этих выступа вытянуты в субмеридиональном направлении, а их местоположение говорит о возможности локализации этих выступов в пределах Омолонско-Камчатской сквозной структуры. Площадь скрытого под водой участка, предположительно сложеного метаморфическими породами, может намного превышать выходы подобных пород на материке в районе Тайгоносского массива. В пользу этого говорит мозаично-блоковая структура магнитного поля залива, резкое замыкание протяженных линейных аномалий как бы встретивших жесткий упор в 40—45 км восточнее п-ова Пьягина и значительно меньшая интенсивность магнитного поля. Установлено продолжение

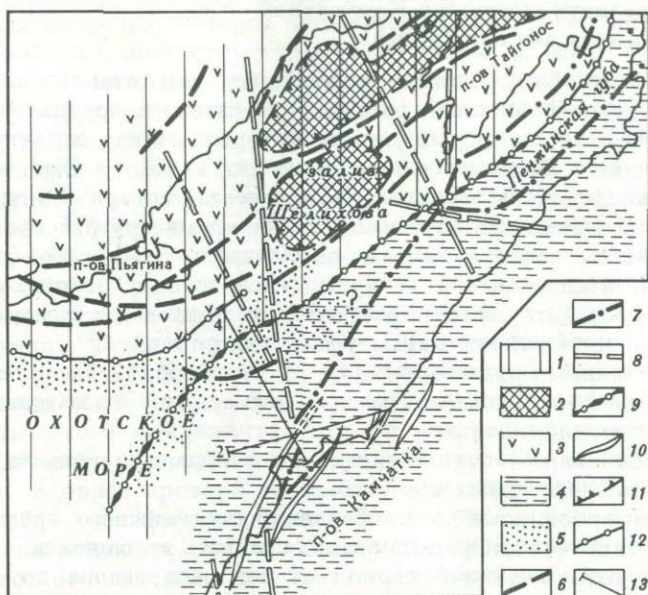


Рис. 31. Схема структурного районирования залива Шелихова и прилегающих территорий (составлена И.В. Беляевым)

1 — Охотоморская плита; 2 — жесткий массив п-ова Тайгонос и залива Шелихова; 3 — область развития магматических комплексов Охотско-Чукотского пояса (Магаданская зона); 4 — складчатые комплексы Корякско-Камчатской области (Камчатская зона); 5 — слабоуплотненные осадки Северо-Охотского прогиба; 6—7 — зоны глубинных разломов: 6 — вулканического пояса, 7 — Камчатской геосинклинальной области и области перехода к вулканическому поясу; 8 — поперечные разломы; 9 — граница между Камчатской геосинклинальной областью и Охотоморской плитой; 10 — складки в районе сейсмических профилей; 11—12 — границы: 11 — Тайгоносского массива, 12 — распространения вулканических пород Магаданской зоны; 13 — сейсмические профили и их номера

”морских” поперечных аномалий на материк, где они выражены магнитными уступами, ”срезанием” продольных линейных аномалий и резкой сменой облика магнитного поля. В материковой части таким аномалиям соответствуют горстообразные выходы пород, подстилающих вулканиты Охотско-Чукотского пояса и узкие участки проникновения поясовых вулканитов далеко вглубь области мезозойской складчатости. Последнее наиболее характерно для районов проявления скрытых сквозных систем нарушений, и в частности Омолонско-Камчатской.

По мнению И.В. Беляева, особенности строения магнитного поля дна залива Шелихова приводят к выводу о том, что глубинные разломы северо-восточного простираения аптского и более молодого возраста здесь наложены на значительно более древнюю систему субмеридиональных и в меньшей степени северо-западных разломов, свойственных Охотоморской плите.

Этапы развития Омолono-Камчатской сквозной системы нарушений

Для того, чтобы установить важнейшие этапы становления сквозной структуры, необходимо рассмотреть развитие крупных тектонических элементов, на формирование которых данная структура оказывала влияние. Наиболее важными из них являются Омолонский и Камчатский срединные массивы. Геологическая история Омолонского массива более детально изучена. В то же время она и более полная. Представляется целесообразным рассмотреть этапы геологической активности, выделенные в истории становления Омолонского массива, и сопоставить их с подобными этапами в пределах Камчатского срединного массива метаморфических пород.

Исследованиями ряда ученых [45, 47, 48, 54, 55, 58] было показано, что в истории формирования Омолонского срединного массива можно наметить следующие этапы:

- 1) дорифейский — этап становления фундамента массива и образования метаморфических комплексов;
- 2) рифей-ордовикский этап формирования нижнего яруса чехла;
- 3) девонский — этап формирования среднего яруса чехла;
- 4) этап, охватывающий период от верхнего девона до средней, а местами и верхней юры. В это время был сформирован верхний структурный ярус чехла.

Образования более поздних этапов, косвенно связанных со становлением Омолонского массива, отмечены как в пределах самого массива, так и на окружающей его территории. Однако для понимания истории развития Омолono-Камчатской сквозной структуры они также имеют существенное значение. В верхнеюрский—раннемеловой этап шло накопление вулканогенных моласс, характерных как для массива, так и для его обрамления, а в меловой этап формировались мощные толщи Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Сопоставление указанных этапов становления Камчатского массива метаморфических пород свидетельствует об их определенном сходстве. Кроме того, в пределах Срединного массива Камчатки отмечено еще несколько этапов активности, наиболее крупные среди них — палеогеновый, неогеновый и четвертичный.

Таким образом, историю развития Омолono-Камчатской сквозной структуры можно разделить на девять этапов: дорифейский, рифей-ордовикский, девонский, позднедевонский—раннеюрский, позднеюрский—раннемеловой, меловой, палеогеновый, неогеновый и четвертичный.

Закономерности размещения, особенности состава пород и тектоника докембрийских выступов

В пределах Омолono-Камчатского региона докембрийские породы отмечены в Омолонском и Тайгоносском массивах, в Срединном массиве метаморфических пород Камчатки и в виде отдельных мелких выступов.

В пределах Омолонского массива наибольшее количество выходов

пород докембрия концентрируется в центральной части массива — в Кедонском поднятии, которое и является составной частью Омолонно-Камчатской сквозной структуры. Ближайший к ней Тайгоносский массив имеет несколько отличные от Омолонского массива состав толщ [55], структурный план и историю развития. По мнению большинства исследователей, в докембрии и протерозое Тайгоносский массив являлся стабильным, мало подвижным поднятием, тогда как Омолонский массив в это время обладал большей подвижностью и подвергался дифференцированным колебательным движениям [45, 55]. Наиболее стабильной частью Омолонского массива являлся его центральный блок — Кедонское поднятие. В пределах этого поднятия резко уменьшены мощности осадочного чехла, а также изменяется состав толщ, которые его слагают. В тектоническом отношении Кедонское поднятие расчленено на ряд субмеридиональных валов, в центральных частях которых выходят наиболее древние образования кристаллического фундамента. Эти поднятия, по-видимому, имеют докембрийский возраст, так как, с одной стороны, их ориентировка совпадает с ориентировкой докембрийских структурных элементов, а с другой, — все фанерозойские образования, развитые в пределах Кедонского поднятия, имеют существенно иной структурный план и выполняют относительно крупные мульдообразные и грабен-синклинальные структуры, наложенные на структуры древнего докембрийского основания.

Общепринятого представления о строении фундамента Кедонского поднятия, как и всего Омолонского массива, нет. Считается, что основу архейского комплекса здесь составляют породы гранулитовой фации метаморфизма.

Низы видимой части разреза метаморфического комплекса [54] сложены толщей лейкократовых гиперстенсодержащих гнейсов с многочисленными горизонтами амфибол-двупироксеновых сланцев с линзами ультраосновных пород и гранатовых гнейсов. Выше следуют биотитовые и амфибол-биотитовые, иногда гранатсодержащие гнейсы, с большим количеством пачек и тел основных кристаллических сланцев, амфиболитов, ультрабазитов и амфиболовых эклогитов. Общая мощность всех этих образований около 5 км. Вышележащие архейские образования, вскрывающиеся в различных районах Кедонского поднятия, главным образом в его юго-западной части, представлены мощной толщей разнообразных высокоглиноземистых гнейсов и амфиболитов мощностью до 15 км.

Особенности вещественного состава, структур и текстур перечисленных архейских образований свидетельствуют о том, что нижняя часть разреза первоначально представляла собой существенно базальтовую толщу, интродуцированную телами габброидов и гипербазитов, а в верхней части доминировали породы осадочного генезиса. В целом же охарактеризованный разрез по составу скорее всего отвечал терригенно-вулканогенной толще. В большинстве выходов архейские породы преобразованы процессами гранитизации и метасоматоза. Особенно глубокой переработке подвергся фундамент в верховьях р. Омолон (осевая часть Омолонно-Камчатской структуры), где широко

распространены мигматиты и гранитогнейсы. Здесь же, как правило, отмечаются и самые древние интрузивные образования раннепалеозойского комплекса.

В западной и северо-западной частях Кедонского поднятия в докембрийских выступах разрезы несколько отличаются от описанных. Здесь в разрезах доминируют парапороды высокоглиноземистого состава [47, 58]. Омолоно-Камчатская сквозная структура как бы разделяет области докембрийского осадконакопления, где доминируют миогеосинклинальные условия от областей с эвгеосинклинальными условиями.

В пределах п-ова Камчатки метаморфические породы, относимые к докембрийским образованиям, локализованы в двух крупных выступах — Срединном и Ганальском в центральной части полуострова и в ряде мелких выходов, встреченных среди полей развития мезозойских толщ в различных районах полуострова. Трактовка возраста и природы комплексов метаморфических пород достаточно противоречива. Наряду с выводами об их докембрийском и палеозойском возрасте и связи с сиалическим кристаллическим фундаментом [29], существуют представления о том, что они образовались за счет гранитизации меланократового фундамента [15] или в результате метаморфизма единой толщи геосинклинальных, в том числе и позднемеловых осадков. Не вдаваясь в подробности дискуссии и не приводя фактов, говорящих в пользу той или иной точки зрения, в дальнейшем будем основываться на материалах и построениях, обобщенных на изданной в 1980 г. Геологической карте Камчатки масштаба 1:2 500 000. К наиболее древним архейским образованиям относится гранулитовый комплекс Ганальского хребта; его слагают гиперстеновые и кордиерит-гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, кварцито-гнейсы и кварцевые, двупироксеновые с кордиеритом и гранатом, роговообманково-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты. Видимая мощность 500 м.

В пределах Срединного массива метаморфических пород, входящего непосредственно в Омолоно-Камчатскую сквозную систему нарушений, разрез начинается преимущественно с биотитовых, биотит-гранатовых и биотит-силлиманитовых плагиогнейсов и мигматитов. Для этой части разреза амфиболиты не характерны, мощность толщи достигает 4 000—5 000 м. Эти образования относятся к среднему протерозою. В Ганальском выступе этим породам синхронны образования ганальской серии [15], которая представлена гиперстеновыми, гиперстен-кордиеритовыми, двупироксеновыми гнейсами, кварцитами, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Эти отложения предположительно имеют среднепротерозойский возраст.

Анализ состава архейских и протерозойских образований п-ова Камчатки указывает на то, что в пределах Срединного хребта метаморфизовались преимущественно высокоглиноземистые осадочные породы, тогда как в пределах Ганальского выступа метаморфизму были подвержены вулканогенные толщи преимущественного базальтоидного состава. Имеющиеся по Камчатскому полуострову материалы показывают [15, 29], что во всех других выходах первичный состав

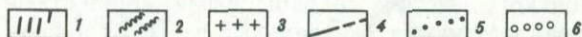
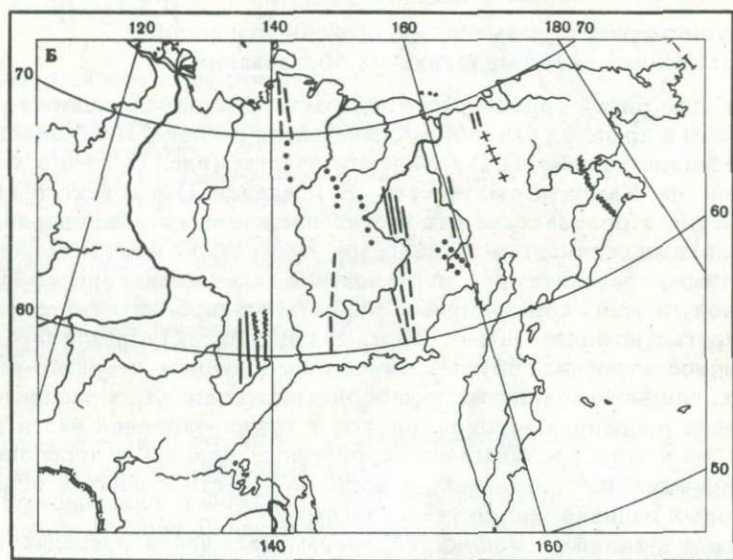
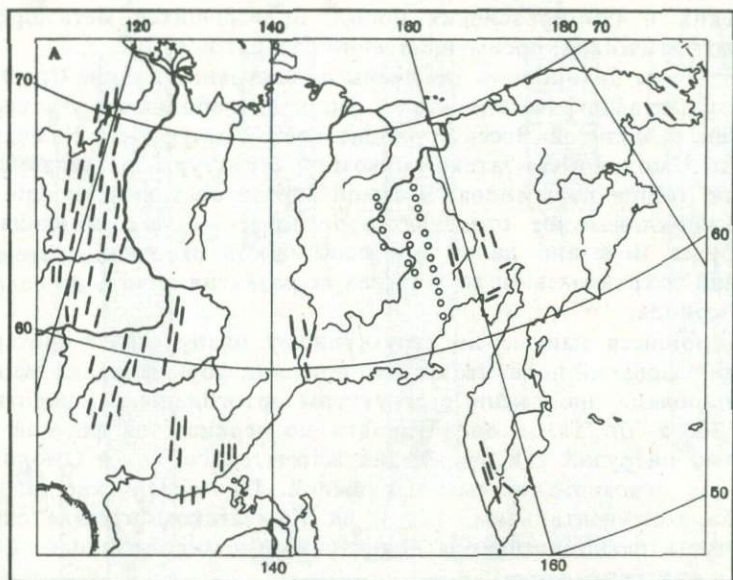


Рис. 32. Ориентировка структурных элементов архейских (А) и протерозойских (Б) образований, по [45] с дополнениями

1 — видимые и реконструируемые простирания; 2 — направления, выделенные по разломам и складкам в вышележащих структурных комплексах; 3 — то же по расположению интрузивных тел и металлогенических зон; 4 — то же по ориентировке гравитационных и магнитных аномалий; 5 — то же по простираниям более молодых структур; 6 — то же по палеогеографическим реконструкциям

архейских и протерозойских пород, подвергшихся метаморфизму, был магматический, преимущественно базальтоидный.

Подобные ортопороды отмечены на восточном склоне Срединного массива метаморфических пород лишь на небольшом участке — в бассейне р. Золотой. Здесь проходит восточная граница Камчатского отрезка Омолонно-Камчатской сквозной структуры, разделяющей архейские толщи двух типов. В самой зоне и восточнее ее они имели миогеосинклинальное строение, а западнее — эвгеосинклинальное. Как будет показано далее, эта особенность сквозной системы нарушений сохранялась на всех этапах ее развития вплоть до современного периода.

Имеющиеся данные по структурному плану архей-протерозойских образований показывают, что в период формирования этих толщ доминировали протяженные структуры ортогональной ориентировки (рис. 32, а, б). Такая ориентировка подчеркивается формой гранитоидных интрузий как в пределах Камчатского, так и Омолонского отрезков сквозной системы нарушений. Протерозойские интрузивы как на континентальном, так и на Камчатском отрезке сквозной структуры представлены плагиоклазовыми и микроклиновыми гранитами и аляскитами.

Закономерности размещения, особенности состава и тектоника рифей-ордовикских образований

Толщи рифей-ордовикского возраста достаточно широко представлены в пределах Омолонно-Камчатского региона. Наиболее широко они распространены на Омолонском участке (рис. 32, б) и в меньшей степени на Камчатском участке. В пределах Омолонского массива рифейские и ордовикские отложения представлены кварцитовидными песчаниками, глинистыми сланцами, мергелями, известняками и доломитами, гравелитами и вулканогенно-галечными конгломератами, в совокупности образующими терригенно-карбонатную формацию мощностью не более 1 000—1 500 м. Для рифейских разрезов характерно циклическое строение, обусловленное чередованием кварцито-песчаниковых, глинисто-сланцевых и карбонатных толщ. В их распределении отмечена некоторая закономерность: в северо-западной части Кедонского поднятия преобладают терригенные породы с прослоями базальтов наземных излияний, в восточной части поднятия объем базальтовых излияний резко увеличивается.

Анализ фаций и мощностей показывает, что в пределах южной части Омолонского массива сокращенными мощностями и грубыми осадками характеризуются центральные части Кедонского поднятия. На восток и на запад мощности постепенно увеличиваются, и грубообломочные фации осадков замещаются все более тонкообломочными (рис. 33).

В целом рифейские отложения, развитые на Кедонском поднятии, представляют собой комплекс прибрежно-морских осадков циклического строения. При этом здесь отмечены как полностью невулканические разрезы, характерные для западных частей поднятия, так и

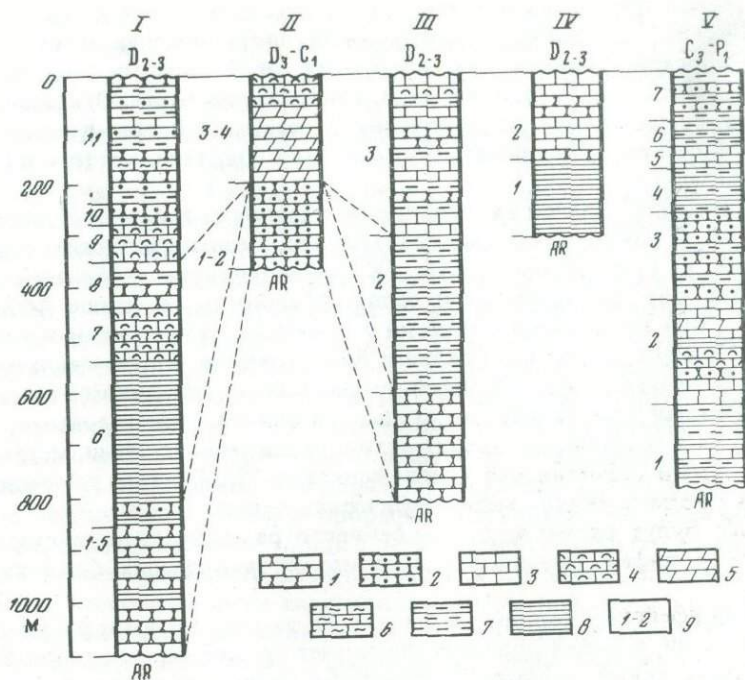
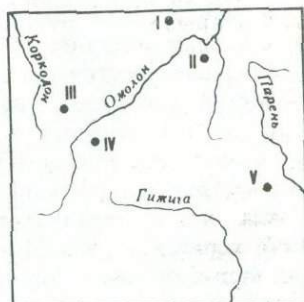


Рис. 33. Схема сопоставления основных разрезов рифейских отложений южной части Омолонского массива и сопредельных территорий [54]

1 — кварциты; 2 — кварцито-песчаники, кварцевые и полимиктовые песчаники; 3 — известняки, терригенно-карбонатные породы; 4 — карбонатные породы со строматолитами; 5 — доломиты; 6 — мергели; 7 — алевролиты; 8 — сланцы и аргиллиты; 9 — номера пачек разрезов; I — ручей Маяк, II — левобережье р. Большой Ауладжи, III — бассейн р. Стрелы, IV — бассейн р. Лабазной, V — нижнее течение р. Парени



разрезы, в разной степени насыщенные вулканитами, характерные для восточных частей поднятия.

Ордовикские отложения, достоверно датированные, установлены в двух районах южной части Омолонского массива.

Наиболее мощный разрез ордовика находится в западной части территории в бассейне р. Русской Коркдонской. Здесь он имеет мощность свыше 700 метров и сложен преимущественно грубозернистыми известняками. Отмечается косая слоистость и волноприбойные знаки. Второй район развития известковистых отложений находится на крайнем востоке территории, здесь толщи сложены красноцветными мергелями, известковистыми песчаниками и конгломератами. Характер разрезов, резкое колебание мощностей указывает на то, что в ордовике в пределах восточной и западной частей Омолонского массива

существовал прибрежно-морской режим осадконакопления. Отсутствие ордовикских отложений в центральной части массива и их прибрежно-морской характер за пределами этой области, позволяют предположить, что в это время в центральной части Омолонского массива, совпадающей с Омолонским отрезком Омолано-Камчатской сквозной системы нарушений, существовало поднятие, которое и было областью сноса.

В пределах Камчатки предположительно рифейские отложения известны в районах Срединного массива метаморфических пород, а также в Ганальском хребте. К раннерифейским образованиям относятся породы камчатской серии. Мощность ее свыше 4500 м. Сложена она слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом и кианитом. В нижней части преобладают биотитовые и биотит-гранатовые кристаллические гнейсы. К рифей-ордовикским отложениям относится вышележащая андриановская толща, сложенная амфиболовыми, амфибол-плагиоклазовыми, альбит-актинолитовыми сланцами, метаморфизованными туфогенными конгломератами. В них часто отмечаются обломки подстилающих метаморфических пород.

Далее будут рассмотрены особенности размещения и генезис рифейских и рифей-ордовикских образований в пределах Срединного массива.

Раннерифейские породы образовались за счет метаморфизма осадочных толщ, а рифей-ордовикские за счет вулканогенных толщ. В их размещении также имеются особенности: первые развиты преимущественно в осевой части Срединного массива и частично на западном склоне, а вторые слагают узкую полосу на восточном склоне Срединного массива, восточнее Тигильско-Курильского шва, который здесь является восточной границей Омолано-Камчатской сквозной структуры. Таким образом, в Камчатском регионе сквозная структура уже в ордовике являлась как бы барьером между вулканической зоной на востоке и невулканической на западе. Это подтверждается еще и тем, что в Ганальском хребте, т.е. в пределах ближайшей восточной периферии сквозной структуры также развиты метаморфизованные вулканогенные породы рифей-ордовикского возраста. Здесь они входят в состав стеновой серии, сложенной плагиоклаз-эпидот-амфиболовыми, глаукофановыми, кварц-альбит-мусковитовыми сланцами, кварцевыми кератофирами. Рассматривая первичный состав пород этой серии, Л.Л. Герман [15] дает следующую картину ее формирования. Сначала происходили извержения преимущественно кремнекислых вулканитов, отложения которых сменяются выше по разрезу равномерным переслаиванием кремнекислых и основных вулканитов, причем последние в верхней части разреза начинают доминировать. Образование этой толщи происходило на территории, примыкающей с востока к Омолано-Камчатскому линеamentу.

Таким образом, и в описываемый период времени Омолано-Камчатская сквозная система нарушений на территории Камчатки являлась барьером между миогеосинклинальными толщами, которые формировались к западу от нее и эвгеосинклинальными — к востоку. Что касается Омолонского отрезка и его рифей-ордовикской истории,

то по данным И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного [46], изучавших динамику колебательных движений на Северо-Востоке СССР, Омолонский массив в отличие от Тайгоносского в рифее и частично в ордовике представлял собою срединный массив.

Раннепалеозойский интрузивный магматизм проявился как в Омолонском, так и в Камчатском регионах. В Срединном массиве метаморфических пород Камчатки (площадь, входящая в сквозную структуру) к раннепалеозойскому этапу относятся метаморфизованные ультрабазиты, биотитовые и двуслюдяные граниты, аляскитовые мелкозернистые граниты, гранит-порфиры и сопровождающие их пегматиты. Интрузии прорывают породы раннепалеозойской малкинской серии и не встречаются в более молодых образованиях [23]. Интрузивные породы аналогичного возраста не встречаются более нигде на Камчатке, несмотря на то, что имеются и другие выступы древних пород. В пределах Омолонского отрезка широко развиты раннепалеозойские гранитоиды. В южной части Кедонского поднятия (осевая часть линеамента) они образуют несколько крупных плутонов и серию мелких тел, обычно прорывающих архейские, рифейские и ниже-среднеордовикские толщи и перекрытых вулканитами кедонской серии среднего—верхнего девона. Часто интрузивные массивы, площадью в несколько сотен квадратных километров, четко вытянуты в меридиональном направлении или в широтном. По составу это биотит-амфиболовые, биотитовые, двуслюдяные лейкократовые граниты. Отдельные массивы сложены граносиенитами, сиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Большинство интрузивных тел щелочного состава (особенно крупных) приурочено к полосе, которая входит в Омолонно-Камчатскую сквозную систему нарушений. С. М. Тильман (55, с. 328), рассматривая причины появления этих интрузивных образований, считает, что "движения в смежных геосинклинальных прогибах, не нарушающие в них непрерывное осадконакопление, отражались на массивах... растрескиванием фундамента, приоткрыванием разломов и внедрением разнообразных по составу магм, в том числе гранитоидных". Кроме того, близость Омолонского массива и Кедонского поднятия к эвгеосинклинальным зонам явилась определяющим фактором интенсивности палеозойского интрузивного магматизма в их пределах.

Закономерности размещения, особенности состава пород и тектоника девонских образований в пределах региона

Девонские разнофациальные образования пользуются значительно бóльшим развитием по сравнению с описанными выше, особенно на континентальном участке Омолонно-Камчатского региона. В это время Омолонский массив снова становится барьером между развитыми на западе миогеосинклинальными образованиями и эвгеосинклинальными на востоке. Особенно это характерно для среднего и верхнего девона, когда западнее Омолонского массива в бассейне р. Колымы накапливались известковистые и песчано-сланцевые толщи, а в пределах массива и в Березовской зоне накапливались вулканогенные толщи.

На территории Кедонского поднятия формировались мощные разрезы кедонской серии, сложенной субазральными вулканитами, а также прибрежно-морские осадочно-вулканогенные толщи. Все эти образования с отчетливым структурным несогласием перекрывают более древние породы, в том числе и интрузивные.

В бассейне среднего течения р. Кедон серия представлена отчетливо стратифицированной толщей игнимбитов и туфов риолитов, трахириолитов, дацитов и андезитов с подчиненным количеством лав того же состава. В верхах разреза местами отмечены горизонты вулканомиктовых песчаников, конгломератов и алевролитов.

В бассейне рек Алы-Юрях и Токур-Юрях, которые расположены в пределах долгоживущей Омолono-Камчатской скрытой сквозной системы нарушений, Кедонская серия состоит в основном из риолитов и трахириолитов. Отличительной чертой серии является резко выраженный калиевый характер изверженных пород и наличие полярных по соотношениям щелочей натриевых разностей. Восточнее скрытой сквозной зоны вулканогенные породы замещены по латерали вулканогенно-осадочными девонскими толщами. Совокупность пород кедонской серии составляет непрерывную базальт-андезит-риолитовую формацию средне-верхнедевонского возраста.

В среднем девоне на крайнем севере Омолонского массива и в пределах Березовской шовной зоны (Уш-Урэкчанская горная гряда) А.П. Шпетный выделил осадочно-вулканогенную толщу, имеющую эйфельский возраст и состоящую преимущественно из лав дацитов, их туфов, кремнистых сланцев, перемежающихся с конгломератами, туфогенными песчаниками, алевролитами и известняками. Отложения живетского яруса здесь также представлены вулканогенными породами — риолитами, риолито-дацитами и их туфами.

Омолono-Камчатская сквозная структура на большом протяжении от верховьев р. Гижиги на юге до р. Олоя на севере в живетское время [45] разграничивала область развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, подходивших с востока, и терригенных и терригенно-карбонатных, простиравшихся на западе. Анализ палеогеографической обстановки живетского века, проведенный И.А. Резановым, показал [45], что в районе 156° в.д. (западная граница Омолono-Камчатской сквозной структуры) девонские вулканиты Березовской шовной зоны замещаются сначала девонскими прибрежно-морскими образованиями, а затем и известняками того же возраста.

На Камчатке предположительно девонские отложения залегают в пределах Срединного массива метаморфических пород, преимущественно окаймляя его с севера и юга. В это время формируется хейванская свита, состоящая из филлитов, метаморфизованных олигомиктовых песчаников и алевролитов, кварц-альбит-хлоритовых сланцев с актинолитом, гранатом и ставролитом (аспидная формация). Однако эта толща встречена лишь в пределах Омолono-Камчатской сквозной структуры, и определить ее соотношение с другими девонскими образованиями по латерали не представляется возможным из-за отсутствия последних в Камчатском регионе.

Как на континенте, так и на полуострове отмечаются интрузии,

относящиеся по времени формирования к девону. Так, в Омолонском регионе отмечены интрузивные породы средне-позднедевонского возраста, выделенные в булунский габбро-диорит-гранодиоритовый и алы-юряхский граносиенит-алаяскитовый интрузивные комплексы. Наиболее крупные массивы этих комплексов размещены в полосе Омолано-Камчатского линеамента и вытянуты преимущественно в субмеридиональном направлении. Интрузии булунского комплекса приурочены к юго-западной части Омолонского массива, где обычно связаны с вулкано-купольными поднятиями, сложенными породами кедонской серии. Интрузивные породы алы-юряхского комплекса известны в северной части Омолонского массива, где они в зоне Омолано-Камчатского линеамента тесно ассоциируют с субщелочными калиевыми вулканитами девона.

Среднепалеозойские интрузивные образования Камчатки также приурочены к Омолано-Камчатской сквозной системе нарушений и не встречаются более нигде, хотя выступы древних пород есть и в других районах региона. Первоначально сформировались крупные меридионально вытянутые интрузии биотитовых гранитов, затем последовали многочисленные внедрения аляскитовых гранитов, сопровождавшихся пневматолитовыми явлениями, обусловившими развитие двуслюдяных и мусковитовых гранитов и гранит-порфиоров, а также слюдяных и турмалиновых пегматитов.

Таким образом, и в девонское время отдельные участки Омолано-Камчатского линеамента играли барьерную роль между мио- и эвгеосинклинальными бассейнами, а в его пределах развивался разнофациальный магматизм с характерным субщелочным составом и синхронно в различных частях структуры проявлялись интрузии двуслюдяных гранитов.

Закономерности размещения и особенности состава пород, сформированных в период от верхнего девона до средней юры

Данный период времени характеризуется длительным формированием на огромной территории Северо-Востока СССР верхоянского миогеосинклинального комплекса. В пределах Омолонского массива идет накопление терригенных и терригенно-карбонатных формаций и в меньшей степени вулканогенных, синхронных верхоянскому складчатому комплексу. В отличие от монотонного по составу верхоянского комплекса, отложения на Омолонском массиве отличаются большим разнообразием вещественного состава, наличием многочисленных стратиграфических перерывов, а следовательно, и разной полнотой разреза, значительными вариациями мощностей [54]. В наиболее типичном и полном виде эти отложения представлены на Омолано-Коркодонском междуречьи, т.е. в пределах полосы Омолано-Камчатского линеамента. Здесь для них характерны мелководные фации, пологое, иногда близкое к горизонтальному залегание толщ, небольшие мощности, слабые диагенетические преобразования и т.п. Самое низкое стратиграфическое положение занимает формация

углистых сланцев и аргиллитов нижнего-среднего карбона мощностью до 150 м, локально развитая в бассейне верховий р. Омолон (центральная часть Омолоно-Камчатского линеамента). Значительно шире распространена терригенно-карбонатная формация верхнего карбона—верхней перми. Залегает она несогласно на отложениях кедонской серии, но перекрывает также архейский и рифейский комплексы и палеозойские гранитоиды (Анмандыканский, Коаргычанский, Абкитский и другие массивы). Очень характерны развитые здесь формации аргиллитов и битуминозных известняков с горючими сланцами нижнего триаса и аргиллитовая фосфоритоносная формация среднего триаса. Венчает разрез группа терригенных, преимущественно алевролитовых и песчаниковых формаций средней юры. Мощности отложений всех этих формаций в отдельности колеблются от нескольких десятков до первых сотен метров. В направлении на восток от границы Омолоно-Камчатской сквозной системы нарушений, они резко увеличиваются (бассейн р. Парень). Менее широко и в несколько ином виде отложения описываемого периода вскрываются на северном ограничении Омолонского массива, на границе с Березовской шовной зоной (также в полосе Омолоно-Камчатского линеамента). Здесь в бассейнах рек Андыливан, Моланджи, Олоя и в низовьи р. Кедон отсутствует средняя юра, местами из разреза выпадает нижний и средний триас, в каменноугольно-пермском комплексе появляются трахибазальты, еще более сокращается суммарная мощность формаций.

Из магматических образований этого периода необходимо отметить базальты, встреченные среди каменноугольных отложений. Они нередко сопровождаются небольшими интрузиями диабазов и перидотитов. Кроме того, в верхнетриасовых и нижнеюрских толщах отмечены прослои трахибазальтов, с которыми тесно ассоциируют массивы сиенит-порфиров. Некоторые исследователи предполагают [54], что многочисленные пластовые тела омолонского эссексит-тешенитового комплекса, считающегося меловым, в основном локализованы в терригенных формациях карбона—верхнего триаса, что косвенно свидетельствует о возможном палеозойском возрасте части щелочных габброидов. Показательно, что все перечисленные интрузивные породы в большинстве своем концентрируются в центральной части Омолонского массива, где проходит Омолоно-Камчатская сквозная система нарушений.

В пределах Камчатского полуострова отсутствуют достоверные отложения, относимые к периоду верхний девон—средняя юра. По имеющимся представлениям, Камчатский полуостров в это время был поднятием и являлся областью сноса. Возможно, в этот период формировалась толща так называемой кихчикской серии, развитой лишь в пределах Омолоно-Камчатского линеамента в западной и южной частях Срединного массива метаморфических пород. Простирающиеся кихчикских пород меридиональное, представлены они серыми, буроватыми, массивными полимиктовыми, реже аркозовыми песчаниками, слабо метаморфизованными алевролитами и аргиллитами, реже конгломератами.

Кихчикская серия, по-видимому, несогласно залегает на более древних породах и в том числе на филлитах хейванской свиты. По спорам и пыльце, а также по микрофауне возраст серии — от верхнепалеозойского до нижнемезозойского. Общий характер отложений этой серии свидетельствует об образовании этих осадков в сравнительно глубоководном геосинклинальном бассейне со значительным приносом обломочного материала. Ближайшей областью смыва при ее образовании мог быть возвышавшийся восточнее меридиональный срединный массив, в непосредственной близости к которому и располагались прогибы, где шло накопление пород кихчикской серии. На остальной территории полуострова, в том числе и в областях древних поднятий, подобные толщи отсутствуют, и даже на восточном склоне Срединного массива в указанный временной период геосинклинальных прогибов не было, что свидетельствует о том, что Срединный массив в это время служил барьером, разделявшим геосинклинальные бассейны, существовавшие западнее. Барьерный участок Срединного массива протягивается на 500 км в меридиональном направлении и по своему современному положению является осевой частью Камчатского отрезка Омолонно-Камчатской системы нарушений.

Закономерности размещения и особенности состава пород, сформированных в период от верхней юры до нижнего мела

Эти образования наиболее широко развиты в пределах Омолонского региона. Значительная часть верхнеюрских пород, пространственно ассоциированных с нижнемеловыми, несет черты моласс. Этот орогенный комплекс локализован не только на Омолонском массиве, но и в структурах обрамления.

В пределах массива верхнеюрские отложения развиты лишь в Кедонском поднятии, где они залегают на более древних образованиях с угловым несогласием. Они представлены конгломератами, состоящими из обломков осадочных и эффузивных пород, а также гранитоидов, полимиктовыми песчаниками с подчиненным количеством глинистых и песчано-глинистых сланцев. Мощности толщи колеблется от 50—60 до 200—250 м. Породы образовались в прибрежно-морских условиях вблизи поднятий. Закономерности размещения верхнеюрских молассоидных разрезов показывают, что на месте осевой части Кедонского поднятия (осевая часть Омолонно-Камчатского линса мента) существовала вулканическая гряда, которая являлась областью сноса вулканогенного материала. На смежных территориях и, в частности, в Гижигинской складчатой зоне, обрамляющей Кедонское поднятие с юга-востока, мощности этих отложений увеличиваются.

В раннем мелу на большом протяжении [46] от Арктического берега до междуречья верхнего течения рек Омолон и Парень восточная граница сквозной зоны являлась границей между областью размыва на западе и областью осадконакопления на востоке, причем, если в пределах самой сквозной структуры в отдельных ее участках формировались континентальные осадочные толщи, то за ее восточной границей отлагались прибрежно-морские песчано-глинистые фации с

прослоями конгломератов. Важной особенностью этих отложений является их переслаивание с эффузивно-пирокластическими образованиями преимущественно основного и среднего состава.

В пределах Камчатки породы этого этапа развиты незначительно. Они встречаются на отдельных участках мыса Омгон, на западных склонах Срединного массива метаморфических пород в бассейне верхнего течения р. Быстрой и в некоторых других районах.

Почти во всех разрезах отмечен близкий набор пород — это вулканогенно-осадочные толщи, состоящие из филлитизированных полимиктовых и туфогенных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Лишь в пределах мыса Омгон (Тигильское поднятие) в разрезах резко преобладают осадочные породы. Повсеместно породы в различной степени метаморфизованы. Следует отметить, что набор пород, их гранулометрический состав, характер переслаивания очень близки для разновозрастных образований Омолонского и Камчатского участков Омолонно-Камчатского региона.

Закономерности размещения и особенности состава пород позднемелового времени

В позднемеловое время Омолонно-Камчатский регион стал ареной интенсивных тектонических движений и активной вулканической деятельности. В этот период на Азиатском континенте в субаральных условиях происходило формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса, а в пределах Камчатского полуострова развивались позднемеловые геосинклинальные прогибы, в которых формировались мощные терригенные отложения, а также вулканогенно-кремнистые толщи. Как было показано, Омолонно-Камчатская сквозная система нарушений в значительной степени повлияла на размещение разнофациальных образований позднемелового времени как на Азиатском континенте, так и на Камчатке.

Так, под воздействием этой структуры трансконтинентальный Охотско-Чукотский вулканический пояс резко подразделился на две части — Охотскую с преобладающим кремнекислым магматизмом и Чукотскую — с преобладающим основным. Барьером между ними явился упомянутый ранее выступ, сложенный образованиями верхоянского комплекса. В то же время для эффузивов, выполняющих цепочки вулканогенных впадин вдоль Омолонно-Камчатской сквозной структуры далеко вглубь континента, характерен смешанный состав. Эффузивы позднемелового возраста объединены с разновозрастными интрузивами в вулканоплутонические комплексы. Наибольшую роль среди этих интрузивов играют массивы гранодиоритового состава, подчиненное значение имеют граниты, диориты, габбро-диориты. Характерны пластовые залежи, реже встречаются штоки и лакколиты. Тела гранитоидов, связанные с вулканическим поясом, четко приурочены к протяженным разломам субмеридиональной ориентировки. В то же время интрузивные массивы, формирование которых непосредственно связано с возникновением и развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса, отмечаются в пределах сквозной

структуры далеко от его границы, на площади Березовской и Олойской структурно-фациальных зон.

Верхнемеловой возраст имеет и упомянутый ранее эссексит-тешенитовый комплекс, особенно широко распространенный в пределах Кедонского поднятия и Аулундшинской зоны (в восточной части полосы Омолано-Камчатского линеамента). Среди щелочных пород главнейшая роль принадлежит щелочным габброидам, на долю которых приходится не менее 90% всех пород комплекса. Эссексит-тешенитовый комплекс по химическому составу близок к составу формации щелочных оливиновых базальтов.

На территории Камчатки в пределах Срединного массива миогеосинклинальные отложения хозгонской серии, представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами, сменяются к западу от сквозной системы нарушений эвгеосинклинальными отложениями ирунейской серии — кремнистыми сланцами, туфами, туффитами, яшмами, яшмовидными породами, диабазами, порфиритами и туфобрекчиями. Подобным же образом в пределах Тигильского поднятия по направлению с востока на запад альбит-хлорит-эпидотовые ортопороды сменились конгломератами, песчаниками и алевролитами с линзами каменного угля.

Ассоциации пород, производных оливин-базальтовой магмы, установлены в позднем мелу Камчатки на восточном склоне Срединного массива метаморфических пород вблизи восточной границы Омолано-Камчатского линеамента. В составе ассоциации Г.Б. Флеров и А.В. Колосков выделяют трахибазальтовый вулканогенный и габбро-сиенитовый интрузивный комплексы. В вулканогенный комплекс входят эффузивы зеленокаменного облика: базальты, щелочные базальты, трахибазальты, тефриты, абсорокиты. Интрузивный комплекс включает сложные многофазные пироксенит-монцонитовые, габбро-пироксенит-монцонитовые, габбро-монцонит-сиенитовые массивы и простые однофазные массивы сиенитов, габбро, шонкинитов и ультраосновных пород.

Закономерности размещения и особенности состава третичных образований

Третичные осадочные и магматические породы в Омолонском регионе практически отсутствуют. В то же время на Камчатке был широко проявлен магматизм как в вулканической, так и в интрузивной, экструзивной и субвулканической фациях. Интрузивные образования относятся к трем магматическим формациям: упомянутой выше верхнемеловой-палеогеновой формации габбро-плагиогранитов и неогеновых формаций габбро-гранодиоритов и гранодиорит-порфиров. Породы первых двух формационных типов образуют интрузивные массивы различных размеров, а породы последней формации слагают мелкие тела и дайки, часто образующие поля значительной протяженности, вытянутые в субмеридиональном направлении и приуроченные преимущественно к зоне Срединного массива метаморфических пород, входящего составной частью в Камчатский отрезок Омолано-Камчатской сквозной системы нарушений.

В раннетретичное время на площади Тигильского поднятия в северной части Камчатского отрезка Омолоно-Камчатской сквозной структуры были сформированы интрузивные породы щелочного и ультращелочного состава. Как уже упоминалось, щелочные породы характерны для неогена Западной Камчатки и приурочены к Омолоно-Камчатскому линеamentу. По данным И.А. Гузиева, они представлены широкой гаммой пород: сиенитами, монцонитами, ийолит-уртитами, шонкинитами, тешенитами, трахидолеритами и трахибазальтами. Щелочные интрузии и сопровождающие их экстрактивные образования выявлены в пределах Тигильского поднятия в бассейнах рек Аманиной, Тигиля, Напалы, на мысе Хайрюзова. Возрастное положение большей части щелочных пород определяется по активным контактам их с отложениями среднего миоцена.

Закономерности размещения и особенности состава четвертичных образований

Четвертичные магматические образования, как и третичные, преимущественно развиты в Камчатской части региона. Эти образования сложены продуктами вулканической деятельности четвертичных вулканов. По химическому составу они составляют целую гамму фазовых и фациальных разновидностей от основного до ультраосновного состава. В пределах Камчатского отрезка Омолоно-Камчатской сквозной структуры (Срединный массив метаморфических пород) характерным является их аномальный состав по сравнению с одновозрастными вулканическими породами, развитыми на остальной территории. Так, если на всей площади проявления четвертичного магматизма возникают базальтовые толщи, то в пределах упомянутой структуры в отдельных крупных вулканических центрах формируются сложно построенные толщи кремнекислого состава (г. Хангар) или контрастные формации (г. Ича).

Можно констатировать, что Омолоно-Камчатская сквозная система нарушений являлась выступом в течение длительного этапа в истории развития исследуемого региона и представляла собой барьер, разделяющий мио- и эвгеосинклинальные зоны. На отдельных этапах тектоно-магматической активизации в ней локализовались разновозрастные интрузивы разного состава, в том числе с характерными для сквозных структур субщелочными и щелочными породами. Все это свидетельствует о том, что структура являлась длительно живущей.

История развития Омолоно-Камчатской сквозной системы нарушений

Изученная структура состоит из нескольких взаимопродолжающихся звеньев. Каждое из звеньев характеризуется особенностями геологического развития, связанными с региональными геологическими событиями. Но, в то же время эти звенья в периоды одновременной тектоно-магматической активизации связаны между собой проходящими в их пределах однотипными и часто одновременными тектоническими и магматическими процессами.

Режим развития сквозной системы нарушений и консолидация отдельных ее блоков

Как было показано в предыдущих разделах, в пределах отдельных звеньев Омолono-Камчатского линеамента фундамент сложен докембрийскими метаморфическими породами. В процессе формирования этих пород упомянутая структура являлась субмеридиональным жестким барьером, который разделял области мио- и эвгеосинклинального развития. К концу архея, таким образом, существовало линейно вытянутое в меридиональном направлении жесткое поднятие. Оно было более подвержено вертикальным колебательным движениям на Омолонском отрезке сквозной системы нарушений и более устойчиво в Камчатском отрезке.

Как на одном, так и на другом из упомянутых отрезков в протерозое формировались близкие по составу комплексы гранитоидов, отдельные массивы которых были вытянуты в меридиональном направлении в соответствии с древнейшим структурным планом исследуемых регионов. В конце рифейского времени фундамент Омолонского массива был поднятым. К тому времени в пределах всего Северо-Востока уже существовали устойчивые поднятия (Охотский и Тайгонский массивы) и более подвижный — Омолонский.

В рифее здесь в общих чертах закладывается структурный план, характерный для палеозоя. При этом центральная часть Омолонского массива (осевая часть сквозной структуры) протягивалась в меридиональном направлении за пределы Березовской шовной зоны в Олойскую зону [50]. В это же время в пределах Срединного массива метаморфических пород также существовало "барьерное" поднятие (осевая часть сквозной структуры), на запад от которого формировались миогеосинклинальные толщи, а на восток — эвгеосинклинальные. В раннем палеозое в пределах обоих отрезков сквозного Омолono-Камчатского линеамента сформировались массивы двуслюдяных гранитоидов. Барьерное поднятие сохранялось, по-видимому, в пределах Камчатки до среднего палеозоя, когда в разрезах отложений появились прослой крупноглыбовых конгломератов. Таким образом, намечается некоторое единство в формировании фундамента сквозной структуры. На рис. 34, а (см. вкл.) дан разрез вдоль оси Омолонского отрезка Омолono-Камчатской сквозной структуры, современное проявление которой начинается от берега Охотского моря на юге и кончается почти у границы Березовской шовной зоны на севере. На самом крайнем юге разрез проходит через Гармандинскую горст-антиклиналь, которая служила барьером между Охотской и Чукотской ветвями Охотско-Чукотского вулканического пояса в процессе их формирования (т.е. с домелового времени), а далее на север виден ступенчатый подъем консолидированного фундамента Омолонского массива. На рис. 34, б (см. вкл.) показан разрез вкрест простирания южной части Омолонского массива. Практически этот разрез сделан вкрест простирания сквозной системы нарушений от ее осевой части к восточной границе. Здесь видно блоковое строение сквозной структуры и изменение мощностей при выходе за ее пределы.

К сожалению, для полной характеристики истории развития

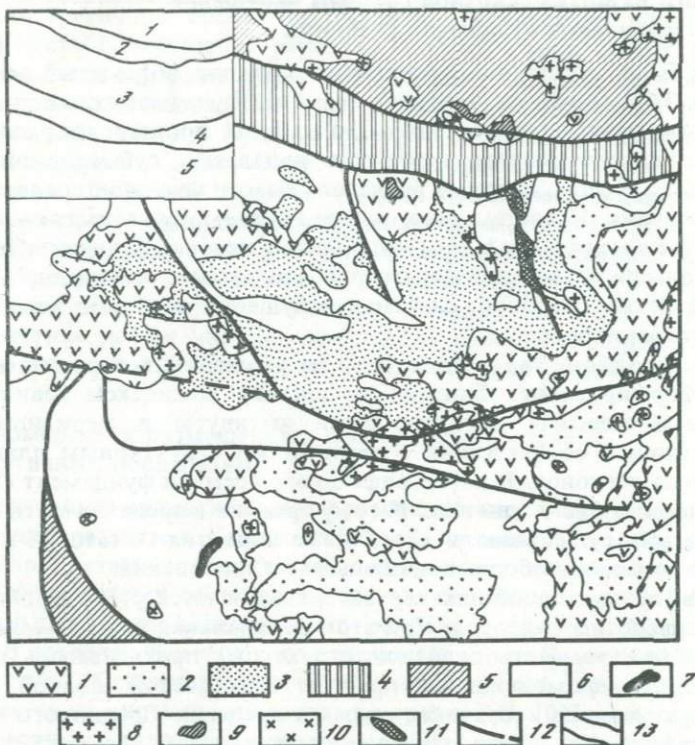


Рис. 35. Схема геологического строения Анюйско-Олойского блока Омолонского массива (по К.Б. Мокшанцеву)

1 — вулканогенные образования (K_1-K_2); 2 — осадочные породы (K_1-K_2); 3 — вулканогенно-осадочные образования (J_3-K_1); 4 — Южно-Анюйский шовный прогиб; 5 — Анюйский мегантиклинорий и Приомолонский синклиниорий; 6 — образования чехла Колымо-Омолонского массива; 7 — архей; 8 — гранитоиды (MZ); 9 — субвулканы (MZ); 10 — гранитоиды (PZ); 11 — гипербазиты; 12 — разломы, ограничивающие крупные структурные элементы; 13 — структурные элементы на разрезе: 1 — Анюйский мегантиклинорий, 2 — Южно-Анюйский шовный прогиб, 3 — Анюйско-Омолонский блок, 4 — Березовская рифтовая зона, 5 — Омолонский массив

Омолонско-Камчатской сквозной системы нарушений не хватает данных по таким регионам, как Анюйско-Олойская зона. На рис. 35 приведена схема геологического строения Анюйско-Олойского блока, составленная группой исследователей под руководством К.Б. Мокшанцева. На ней видно, что в области пересечения Анюйско-Олойского блока Омолонско-Камчатским линеamentом имеются поперечные север-северо-западные разломы, ограничивающие крупные структурные элементы. Эти разломы, по данным указанных исследователей, являются длительно живущими и отражают структуру фундамента.

Эти данные, конечно, не дают полного впечатления о влиянии Омолонско-Камчатского скрытого линеамента на геологическую историю Омолонского и Камчатского отрезков, но наметившиеся признаки указывают перспективность дальнейших исследований в этом направлении.

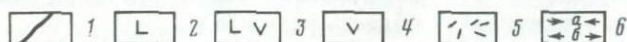
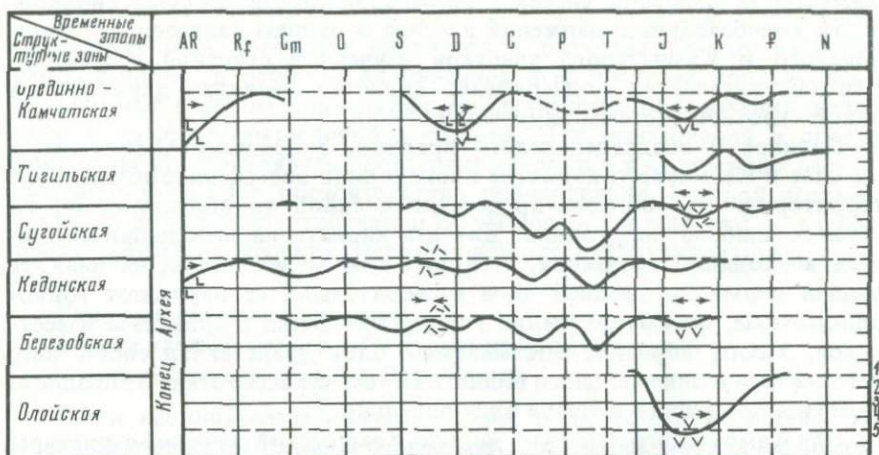


Рис. 36. Геодинамический режим развития региональных структур (составлена Н.Л. Шилиным)

1 — геодинамические кривые эволюции региональных геологических структур во времени; 2—5 — состав продуктов вулканизма, проявленных на определенных этапах эволюции структур: 2 — базальты, 3 — андезито-базальты, 4 — андезиты, 5 — риолиты, 6 — тектонические режимы развития структур: сжатия (а), растяжения (б)

1—5 — условные уровни, характеризующие типы осадконакопления или размыв, определяемые для каждой из структур: 1 — размыв (суша), 2 — континентальный, 3 — прибрежно-морской, 4 — мелководный, 5 — глубоководный

Проведенный анализ фаций и мощностей разновозрастных образований, развитых в различных структурно-формационных зонах, которые пересекаются Омолонно-Камчатской сквозной системой нарушений, позволили построить динамическую кривую колебательных движений, происходивших в процессе геологического развития сквозной структуры. На графике (рис. 36) показано шесть структурно-формационных зон. Для каждой из них выделено четыре уровня осадконакопления: глубоководный, прибрежный, континентальный и суша, подверженная размыву. В результате, наиболее полные данные были получены для двух зон, пересекаемых сквозной структурой, — Кедонского поднятия и Березовской шовной зоны. Надо отметить синхронность колебательных движений в этих зонах. После поднятия в позднем рифее в пределах этих структур, одна из которых является продольной структурой, входящей в состав Омолонно-Камчатского линеймента (Кедонское поднятие), наступило прогибание, которое охватывало поздний кембрий и ранний ордовик. В этот период прогибание было весьма незначительным, в результате формировались континентальные отложения. Приподнятые к концу ордовика и в раннем силуре участки в конце девона вовлеклись в новое прогибание, значительно уступающее, однако, по масштабу прогибанию в сопредельных районах, включая Березовскую зону.

Имеющиеся отрывочные данные по Камчатскому отрезку Омолонно-

Камчатской сквозной системы нарушений демонстрируют синхронность колебательных движений в архее и раннем палеозое для Омолонского и Камчатского участков изученной сквозной структуры. Это обстоятельство подчеркивает единство развития двух блоков одной сквозной системы нарушений.

Начиная с позднедевонского времени, в пределах Омолонского массива и Кедонского поднятия происходило постепенное воздымание территории. Эта область представляла собой то область суши, то область слабого погружения. Для нее характерна небольшая амплитуда восходящих движений, в связи с чем во все эпохи, начиная от ранней перми до средней юры включительно, ее окружают тонко-обломочные, преимущественно глинистые осадки с примесью известняков. Таким образом, описываемый блок представлял собой зону устойчивого относительного поднятия в течение всего этапа от позднего палеозоя до раннего мезозоя включительно.

Для Камчатского отрезка Омолано-Камчатской сквозной структуры достоверных сведений об истории развития в этот период нет, так как в это время здесь существовала область размыва.

В раннем мелу на континенте Омолано-Камчатский линеймент являлся краевым валом области воздымания и граничил на востоке с эвгеосинклинальной зоной. Раннемеловая история Камчатского отрезка сквозной структуры реконструируется слабо. Можно лишь констатировать, что все раннемеловые отложения в отдельных блоках обнажаются лишь к западу от указанной структуры, что подтверждается на территории от мыса Омгон до устья реки Большой (расстояние около тысячи километров).

Сходная ситуация возникает в позднем мелу в Камчатском звене, когда поднятие Срединного массива и Тигильское поднятие резко разделяют вулканические и невулканические комплексы. Таким образом, в позднем мезозое большая часть территории структуры была в различной степени поднятой и играла важную роль в распределении формаций и фаций. При этом на обоих участках сквозной системы нарушений к этому периоду относится образование интрузивных и вулканоплутонических представителей щелочно-базальтовой и щелочной ассоциаций.

В течение всего третичного и четвертичного времени вся площадь Омолано-Камчатской сквозной структуры была поднятием и представляла собой жесткий уступ, вблизи которого изгибались более молодые структуры, дизъюнктивные нарушения образовывали торцовые сочленения, активизировались древние разломы и т.п.

Таким образом, Омолано-Камчатская скрытая сквозная система нарушений с архея и до наших дней представляет собой валобразное поднятие, отдельные небольшие по протяженности звенья которого в те или иные периоды развития планеты испытывали относительное погружение, но это погружение, судя по составу осадков, их мощности, проявлениям магматизма, его типу, никогда не было интенсивнее и глубже, чем в сопредельных областях.

На протяжении всей истории своего развития эта структура является концентратором проявлений интрузивного магматизма, ха-

рактерного для того или иного этапа развития Омолонно-Камчатского региона. В периоды активизации в ее пределах проявлялись и аномальные в целом для региона магматические образования щелочного и даже ультращелочного состава. Эти образования в определенное время проявлялись достаточно широко и в отдаленных звеньях сквозной зоны. Это обстоятельство подчеркивало, с одной стороны, единство развития и активизации самих звеньев, а с другой — глубину заложения древних меридиональных активизированных швов.

Сквозная система нарушений — долгоживущий барьер между эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными бассейнами

Нами неоднократно подчеркивалась роль сквозной системы нарушений в качестве барьера между бассейнами с разнотипным осадконакоплением. Начиная с докембрия, наметились признаки такой роли сквозной структуры. Затем это было характерно для отдельных ее звеньев в раннем палеозое, и для всей в целом, начиная с раннего мела до четвертичного времени включительно.

Нужно отметить, что в последнее десятилетие исследователи, проводившие работы в пределах Северо-Востока, приходят к мысли, что значительные площади в палеозое и, по-видимому, в мезозое, в пределах региона занимали эвгеосинклинальные толщи. Так, согласно представлениям С.М. Тильмана, в южной части Чукотской ветви мезозоид в палеозое располагалась достаточно крупная эвгеосинклинальная зона, соединявшаяся, очевидно, на востоке с аналогичными прогибами Анадырско-Корякского района. С запада и юга она ограничена участками докембрийской консолидации — Колымским, Омолонским и Тайгоносским массивами, а с севера — миогеосинклинальной зоной.

И.М. Русаков и В.А. Виноградов [47, 48] указывают на различие определенных частей территории Северо-Востока по распространению в них вулканогенных образований. Если на западе в пределах Верхоянско-Колымской системы, примыкающей непосредственно к Сибирской платформе, они почти полностью отсутствуют, то на востоке и юго-востоке они не только слагают Охотско-Чукотский вулканический пояс, но и входят в состав многих разновозрастных формаций Анадырско-Корякского района, большей части Чукотской системы мезозоид, а также Колымского и Омолонского массивов. Две области, отчетливо выделяющиеся на северо-востоке, по размещению вулканогенных и осадочных формаций имеют свои специфические особенности. В первой из них, невулканической области, развиты лишь позднемезозойские гранитоиды; в пределах второй интрузивный магматизм несравненно разнообразнее по возрасту, а главное, по составу — вместе с широко проявленными гранитоидами здесь в отдельных районах присутствуют щелочные, основные и ультраосновные интрузии. По данным указанных исследователей, в пределах Северо-Востока СССР выделены две области эв- и миогеосинклинального развития, уютливо существовавшие с позднего докембрия. Первая из них, грубо говоря,

охватывала восточную половину региона, а вторая — западную. Граница между ними проходила по Омолонскому и Тайгоносскому массивам.

Исследователи Камчатки также неоднократно подчеркивали, что в пределах Центральной Камчатки существует особенность в распределении вулканогенных и осадочных образований, которая может отражать существование в древней (докембрийской?) геосинклинальной области эвгеосинклинальной зоны на востоке и миогеосинклинальной зоны на западе [23]. Пограничной структурой могло быть поднятие в районе Срединного массива метаморфических пород. Таким образом, довольно крупные звенья выделенной нами Омолонско-Камчатской сквозной системы нарушений в течение значительного времени служили барьерами между крупными и длительно живущими бассейнами с различным типом осадконакопления.

Рудоконцентрирующая роль Омолонско-Камчатской сквозной системы нарушений

Изученная сквозная структура оказывает несомненное влияние и на закономерности размещения полезных ископаемых. Так, на территории Камчатского региона, именно в ее пределах, вдоль восточного склона Срединного массива метаморфических пород, локализуется подавляющее количество известных рудопроявлений меди, никеля, полиметаллов и других полезных ископаемых. В северной части Камчатского отрезка данной структуры, на площади Тигильского поднятия, известны рудопроявления ртути.

На территории Омолонского отрезка сквозной системы нарушений также локализуется ряд рудных объектов, в том числе рудопроявления железа, олова и других металлов. Характерным для зоны является узловое распределение рудоносных участков, причем наиболее промышленно ценные узлы расположены на пересечении указанной зоны с широтными скрытыми линейными структурами. К последним относятся: Анадырская, Гижигинская, Ичинско-Адриановская, Большебанная. Такие узлы в ряде случаев имеют комплексное промышленное значение, т.е. в них размещены рудные объекты различных металлов. Анализ особенностей магматизма в подобных узлах показывает, что для них характерно проявление магматических образований различных формационной и фациальной принадлежности, состава и возраста. Эти образования, локализуясь в пределах небольшой площади, сменяют друг друга во времени. Для наиболее крупных рудоносных узлов, размещенных в пределах сквозной системы нарушений, характерна наибольшая концентрация разновременных и разнофациальных продуктов магматизма, и в первую очередь субщелочного состава. Длительное развитие магматизма в таких узлах сопровождается и разновременными этапами рудообразования. Среди подобных узлов в качестве перспективных необходимо отметить, в первую очередь, Туромчинский на пересечении Омолонско-Камчатского линеамента с Гижигинской зоной, Кедонский — на пересечении с Анадырской зоной, междуречье рек Курья и Яровая на пересечении с

Чукотской зоной [46] в Омолонском отрезке сквозной структуры, а также Вьюнский, Оганчинский, Кирганикский, Большебанный — в Камчатском отрезке.

Являясь трансструктурной, Омолono-Камчатская система сквозных тектонических нарушений пересекает характерные для регионов металлогенические зоны. Особенно это показательно для ее Омолонского отрезка. Однако, среди всех объектов, размещенных в какой-либо из пересекаемых металлогенических зон, наиболее крупные локализованы в узлах длительного эндогенного развития, находящихся в пределах Омолono-Камчатского линеймента. Отдельные звенья сквозной структуры в ряде случаев являются как бы специализированными на определенные металлы. При этом только на площади структуры развиты магматические образования определенного состава, которые характеризуются повышенными фоновыми концентрациями того или иного металла. Здесь же локализуются и рудопроявления этих металлов, парагенетически связанные с указанным выше магматизмом.

Проведенные сопоставления данной рудоконцентрирующей структуры с другими сквозными системами нарушений, не являющихся рудоконцентрирующими, показали, что первая имеет некоторые характерные особенности: 1) однородность режима развития различных участков структуры во времени (в данном случае — режим поднятия); 2) проявление наибольшего количества интрузивных комплексов в истории развития сквозной зоны; 3) проявление специфических магматических комплексов, в частности многократность субщелочного магматизма; 4) наибольшая концентрация продуктов разновозрастного и разнофациального магматизма на ограниченных площадях — в узлах длительного эндогенного развития, в отличие от их более равномерного распределения по площади в других сквозных структурах.

Все это позволяет выделить Омолono-Камчатскую систему сквозных тектонических нарушений в качестве рудоконтролирующей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целесообразно отметить наиболее важные положения, вытекающие из проведенных исследований.

В первой главе сделана попытка дать краткое определение понятию "сквозная система нарушений" первого порядка, согласно которому эти системы представляют собой трансконтинентальные или глобальные линейные структуры, проявляющиеся на значительном протяжении в скрытом, завуалированном виде, как линейно расположенные узлы разнотипных геологических аномалий. Эти структуры представляют собою древнейший широтно-меридиональный каркас планеты и на протяжении ее истории неоднократно оживлялись под влиянием растягивающих или сжимающих усилий, определивших сложный тектонический рисунок их внутреннего строения и многоэтапное развитие эндогенных процессов.

Господствующие признаки описываемого типа структур в большинстве своем являются общими для соответствующих образований различных порядков, хотя имеются и некоторые исключения. Так, в частности, если для систем глобального порядка господствующими являются широтные и меридиональные, среди составляющих их более локальных структур того же типа известная роль принадлежит и диагональным нарушениям.

Сравнительный анализ особенностей сквозных систем нарушений и других известных в геологической литературе глубинных структур позволил сделать вывод о том, что сквозные системы нарушений неоднородны по простиранию и на разных этапах развития в пределах одной и той же территории проявляются различно. Так, скрытые участки подобных систем нарушений близки по своим характеристикам к рифтам, не достигшим полного развития, и нередко играют роль структурных барьеров. В других звеньях эти структуры в процессе своего развития могут на определенных этапах включать собственно рифты, участки геосинклинальных прогибов или иметь трансформный характер.

Рассмотренные сквозные системы нарушений в течение длительных отрезков времени развиваются в условиях растяжения. Так, на территориях Казахстана и Средней Азии на орогенных стадиях их развития линейные ареалы вулканических пород выполняют грабенообразные структуры. Однако периоды растяжения сменяются более короткими импульсами сжатия с развитием зон расланцевания и шарьирования. Для упомянутых территорий подобный тип развития более свойственен

структурам широтного направления, в то время как для меридиональных структур процессы сжатия не столь характерны. Так, для территории Казахстана меридиональные структуры системы Чагос—Карское море, как в каледонский, так и в герцинский этапы, развивались в режимах растяжения, определяя в первом случае заложение геосинклинали, а во втором проявляясь как трансформные разломы. Напротив, система широтных структур в каледонское время выступала в роли трансформной по отношению к системе глубинных дислокаций каледонской геосинклинали, а позднее определяла заложение и развитие герцинской геосинклинально-складчатой системы.

В тех случаях, когда сквозные системы нарушений являются структурными барьерами, они ограничивают ареалы развития магматических образований как достаточно узких возрастных интервалов, так и целых периодов, что характерно для многих сквозных структур рассмотренных в монографии регионов. В других случаях отличительной чертой сквозных структур является их специфическая магматическая проницаемость, которая проявляется неоднократно в течение длительных отрезков времени с возрастающей ролью глубинных магматических дифференциатов, как это удалось, в частности, проследить на примерах Средней Азии и Приморья. Проявление магматических процессов в пределах сквозных структур носит обычно дискретный характер. Этим определяется важная роль сквозных структур в контроле узлов повышенной эндогенной активности, сопровождающихся сложными магматическими комплексами и гидротермальными проявлениями. По составу, длительности и многофазности формирования эти комплексы отличаются от регионального фона магматизма, а узлы контролируют крупные и сложные по составу рудные поля и месторождения. При этом особенности состава и строения подобных комплексов не являются прямым следствием их принадлежности к платформам или геосинклинально-складчатым поясам, а связаны с определенным типом проницаемости земной коры, наибольшей в узлах формирования ультраосновных-щелочных и щелочных комплексов, возникающих из наиболее глубинных источников. Закономерности такого рода хорошо иллюстрирует трансконтинентальная сквозная система нарушений 100° — 105° в.д. На примере Средней Азии показано, что в некоторых случаях подобные узлы длительной эндогенной активности с крупными эндогенными месторождениями пространственно обособлены от ареалов сплошного распространения определяющих данный тип оруденения магматических формаций и точек минерализации. Это может свидетельствовать об особых условиях формирования крупных месторождений.

Другой характерной особенностью узлов длительной эндогенной активности, вмещающих крупные месторождения, является пострудная магматическая активность. Она выражается в присутствии поздних даек и покровов преимущественно основного состава, свиты которых подчеркивают простирающие сквозные глубинные нарушения.

Весь изложенный фактический материал находится в соответствии с теми общими признаками глубинности сквозных систем нарушений, которые были перечислены в гл. I. Наряду с этим, в результате изучения

геохимических особенностей магматических и гидротермальных продуктов узлов длительной эндогенной активности на территории Приморья были получены дополнительные данные о глубинности источника рудообразующих эманаций.

В изверженных породах рудных узлов Приморья, различных по возрасту и формационному типу, повышены содержания акцессорного лития в средних, основных, ультраосновных разностях, и хрома в средних, кремнекислых — ультракремнекислых. Это свидетельствует о неоднократном поступлении в магматические очаги лития, а также фтора и хлора, под влиянием которых происходит поздне- и постмагматическое перераспределение хрома в породах.

Проведенные исследования показали, что вопрос о том, какая из сквозных систем нарушений является рудоконцентрирующей, должен решаться в настоящее время в несколько ином аспекте, поскольку каждая из них на различных участках и в различные периоды своего развития проявлялась неодинаково. Рудоконцентрирующая роль наиболее отчетлива тогда и в тех районах, когда данная структура или соответствующее ее звено обладает специфической магмопроницаемостью. Особое значение имеет длительность эндогенной активности, нередко возобновляющейся после значительного перерыва, контрастность составов магматических продуктов и присутствие среди них глубинных дифференциатов. Все эти параметры особенно четко проявлены в участках пересечения сквозных систем нарушений структурами иного типа, где формируются узлы длительной эндогенной активности.

В процессе проведенных исследований были осуществлены дальнейшая разработка и усовершенствование методических приемов используемых для выделения и изучения сквозных систем нарушений и узлов длительной эндогенной активности. При этом особое значение, как и прежде, придавалось комплексному использованию различных методов. Так, совместное использование геоморфологических и геофизических данных позволило подтвердить для территории Средней Азии активность сквозных зон нарушений на неотектоническом этапе, что в свою очередь легло в основу дальнейшего использования морфоструктурных методов для выявления более древних структурных элементов. Сочетание морфоструктурных, дистанционных методов с анализом особенностей магматизма того или иного этапа развития позволило более надежно определить положение и параметры сквозных зон, а также выявить среди них наиболее длительно живущие и продуктивные. На материале Средней Азии были продемонстрированы приемы выделения аномалий морфоструктурного плана, трассирующих глубинные сквозные системы нарушений на фоне общей морфоструктурной зональности, обусловленной продольными орогеническими зонами.

Было показано также важнейшее значение анализа латеральной изменчивости магматических образований разных стратиграфических уровней, позволяющего обнаруживать зоны аномального строения на окружающем их фоне, проследить эволюцию выделенных зон, типизировать их и в конечном счете определить металлогеническую роль и значимость структур глубокого заложения. Другая сторона подобного

анализа заключается в оценке характера глубинного строения конкретных регионов. Важное значение для этого имеет анализ латерального проявления щелочности магматических продуктов, особенно соотношения в них натрия и калия. Как показали исследования, эти параметры меняются дискретно, позволяя тем самым выделять блоки или разграничивающие их узкие зоны, аномальные на окружающем фоне. Поведение щелочных компонентов позволяет коррелировать другую геологическую информацию о характере глубинного строения и, в частности, выявлять глубоко погруженные блоки с континентальной корой, что имеет важное металлогеническое значение.

Изучение сквозных систем нарушений и расположенных в их пределах узлов длительной эндогенной активности направлено в конечном счете на разработку методов локального прогнозирования при поисках рудных месторождений. Согласно разрабатываемой коллективом авторов концепции, крупные рудные месторождения приурочены к структурным узлам, обладающим следующими основными особенностями.

1. Они контролируются сквозными структурами подчиненных порядков, входящих в состав более крупных систем нарушений. В пределах подобных структур перспективные участки расположены дискретно и приурочены к узлам пересечения сквозных структур ортогональной сети с разломами иных типов.

2. Формирование рудных месторождений совпадает во времени с этапами развития сквозных структур, характеризующимися специфическими особенностями магматической проницаемости. При этом продуктивное оруденение возникает на поздних этапах неоднократно возобновлявшейся магматической активности. Последняя завершается обычно послерудным проявлением основных даек, свиты которых подчеркивают простираие рудоцентрирующей сквозной структуры. Наиболее длительное и многоэтапное развитие магматических процессов сосредоточено в упомянутых выше узлах пересечения разнонаправленных дизъюнктивов, что позволяет определить эти последние в качестве узлов длительной эндогенной активности.

3. Таким образом, прогноз при поисках рудных объектов основывается на выделении различными методами узлов длительной эндогенной активности, занимающих площади, отвечающие по своим размерам рудным узлам и рудным полям. Подобные площади хорошо дешифрируются как автономные блоковые и кольцевые морфоструктуры и в качестве магматических аномалий, характеризующихся по сравнению с регионально распространенными разностями изверженных пород целым рядом отмеченных выше особенностей. К числу важных положений, установленных за последние годы, следует отнести сохранение аномального геохимического профиля магматизма подобных узлов в послерудных изверженных породах, что позволяет привлекать изучение последних при выделении перспективных участков. Характерная для описываемых узлов многофазность и многостадийность рудных процессов подтверждает тот известный факт, что наличие подобных признаков свидетельствует в пользу перспективности соответствующего рудопроявления.

Дальнейшее совершенствование метода прогноза при поисках рудных месторождений, основанного на развиваемой концепции, лежит на пути автоматизации сбора и обработки дистанционных и наземных геолого-геохимических данных и применении специальной аппаратуры для выявления геологических аномалий. Изучение магматизма как прогнозного фактора потребует привлечения большого объема аналитических данных. Важное значение имеет также изучение особенностей состава эндогенных эманаций и в том числе изотопии определенных элементов, позволяющей судить о степени глубинности их источников.

ЛИТЕРАТУРА

Алхазов В.Ю., Климов Г.К. Взаимоотношение даек базальтов и оруденения на Кумархском оловорудном месторождении. — Изв. АН Тадж. ССР, 1973, N 13, с. 101—104.

2. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях/М.А. Фаворская, В.А. Баскина, И.К. Волчанская и др. М.: Наука, 1979. 164 с.

3. Ангаро-Виллюйский рудный пояс Сибирской платформы/М.М. Одинцов, В.Г. Домышев, Л.Г. Страхов и др. Новосибирск: Наука, 1980.

4. *Артемьев М.Е.* Некоторые вопросы геологического использования изостатических аномалий силы тяжести. М.: Наука, 1966.

5. *Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н.* Особенности орогенной металлогении складчатых областей Центрального Таджикистана и Памира. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 180—191.

6. *Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н.* Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 317 с.

7. *Баскина В.А.* Магматизм рудоцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 250 с.

8. *Борисов О.М.* О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. — Узб. геол. журн., 1962, N 2, с. 5—17.

9. *Борисов О.М., Глух А.К.* Кольцевые структуры и линейменты Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 122 с.

10. *Буртман В.С., Легошин В.П., Швольман В.А.* Сеть разломов Средней Азии. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 202—216.

11. *Волчанская И.К.* Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 238 с.

12. Геология месторождений олова зарубежных стран/С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев, М.П. Материки и др. М.: Недра, 1969.

13. Геология СССР. Т. 24. Таджикская ССР. Ч. 1. М.: Недра, 1959. 483 с.

14. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 331 с.

15. *Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.

16. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. М.: Недра, 1974.

17. *Горшков Г.Д., Островский И.А.* О связи рудных месторождений с мантийными источниками. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 284—289.

18. *Далимов Т.Н.* Кислый вулканизм складчатых областей (на примере Среднего и Южного Тянь-Шаня). Ташкент: Фан, 1981. 296 с.

19. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981. 73 с.

20. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.

21. *Зубцов Е.И.* Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. — В кн.: Информационный сборник ВСЕГЕИ. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 38—45.

22. *Козлова П.С., Невский В.А.* Состав и закономерности размещения пермских интрузивных пород Актюзского рудного поля (Северный Тянь-Шань). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, N 9, с. 98—109.

23. *Корнев О.С.* Отражение разрывных нарушений Тянь-Шаня аномальным магнитным полем. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 159—168.

24. *Курчапов А.М.* Анализ магматиз-

ма Центрально-Казахстанской системы разломов. — Геотектоника, 1983, N 1, с. 87—95.

25. Курчаев А.М. Петрохимическая зональность верхнепалеозойских вулканитов Казахстана. — Сов. геология, 1983, N 3, с. 90—99.

26. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 297 с.

27. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.

28. Макаров В.И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов). — Исслед. Земли из Космоса, 1981, N 4, с. 109—115.

29. Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1975, с. 234—243.

30. Металлогения Казахстана: Рудные формации. Месторождения руд меди. Алма-Ата: Наука, 1978. 192 с.

31. Металлогения Казахстана: Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата: Наука, 1978. 267 с.

32. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.

33. Могаровский В.В., Климов Г.К., Мельниченко А.К. О базальтоидных и щелочно-базальтоидных дайках Зеравшано-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, N 1, с. 131—133.

34. Могаровский В.В., Мельниченко А.К. О нижней возрастной границе флюоритовых месторождений южного склона Гиссарского хребта. — Докл. АН СССР, 1967, 172, N 6, с. 1149—1150.

35. Морфоструктуры Памира и их прогнозно-металлогеническое значение/И.К. Волчанская, Л.В. Идрисова, А.Л. Копылов и др. — Сов. геология, 1982, N 7, с. 65—76.

36. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.

37. Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектоническая обстановка). — Геотектоника, 1983, N 2, с. 16—33.

38. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977. 203 с.

39. Оловоносные и вольфрамовоносные граниты некоторых регионов СССР/М.Г. Руб, В.А. Павлов, Н.Г. Гладков и др. М.: Наука, 1982. 258 с.

40. Основные черты металлогении Узбекистана/В.Г. Гарьковец, И.В. Мушкин, А.П. Титова и др. Ташкент: Фан, 1979. 272 с.

41. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, N 5, с. 23—46.

42. Перспективы поисков стратиформного барит-полиметаллического оруденения в Центральном Казахстане/Л.Ф. Думлер, И.В. Орлов, Ю.Д. Птушкин и др. — Сов. геология, 1975, N 2, с. 25—40.

43. Покровский А.В. Основные закономерности развития карбонатного вулканизма и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. — В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент: Наука, 1965, с. 95—115.

44. Помазков К.Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Киргизской ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 65—76.

45. Резанов И.А., Зарудный Н.Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1962. 175 с.

46. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения/М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. М.: Недра, 1983. 192 с.

47. Русаков И.М., Виноградов В.А. Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР. — Учен. зап. НИИГА МГ СССР, 1969, вып. 15, с. 5—27.

48. Русаков И.М., Виноградов В.А., Гапоненко Г.И. Тектоническое районирование Северо-Востока СССР и его арктического шельфа. — В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л.: НИИГА, 1972, с. 5—11.

49. Связь магматизма и эндогенной минерации с блоковой тектоникой/М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. М.: Недра, 1969.

50. Сеславинский К.Б. О северной границе Омолонского массива. — Докл. АН СССР, 1969, 189, N 5, с. 1085—1087.

51. Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973.

53. Тектоническая карта Восточного Казахстана. Масштаб 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1981.

53. Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным) / Г.Р. Бекжанов, В.Н. Любецкий, Л.Д. Полевая. Алма-Ата: КазИМС, 1975. 171 с.

54. Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.

55. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 328 с.

56. Фаворская М.А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. — Сов. геология, 1971, N 11, с. 3—19.

57. Фаворская М.А., Гольдверт Г.С., Лобанченко А.Н. Металлогеническое значение меридиональных дислокаций территории Киргизии. — Сов. геология, 1979, N 11, с. 89—102.

58. Фурдуй Р.С. О рифейских отложениях Омолонского массива. — Докл. АН СССР, 1969, 188, N 1, с. 193—197.

59. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979, с. 85—103.

60. Шаякубов Т.Ш. Геология и рудоносность палеозойских вулканогенных формаций Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978. 128 с.

61. Шипицын А.И., Анисимов К.Н. О тектоническом контроле железорудных

месторождений на юге Сибирской платформы. — В кн.: Геофизические исследования Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977, с. 260—266.

62. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 276 с.

63. Щербина В.В. Миграция элементов и процессы минералообразования. М.: Наука, 1980. 282 с.

64. Kutina J. Regularities in the distribution of ore deposits along the Mendocino latitude Western United States. — Global Tectonic a. Metallogeny, 1980, 1, N 2, p. 134—193.

65. Kutina J. Hydrothermal ore deposits in the Western United States: A new concept of distribution. — Science, 1969, 1 165, p. 1113—1119.

66. Kutina J., Bowes W.A. Structural criteria defining the granite mountain area in NW — Nevada as a target for mineral exploration. — Global Tectonic a. Metallogeny, 1982, 1, N 4, p. 24—28.

67. Noble J.A. Two metallogenic maps for North America. Pasadena (Cal.), 1979.

68. Proceeding of the Second International conference on basement tectonic, Newarc, Delaware, USA, July 13—17, 1976.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. О природе сквозных систем нарушений. <i>М.А. Фаворская</i>	4
Глава II. Трансконтинентальные сквозные системы нарушений первого порядка. <i>М.А. Фаворская</i>	15
Глава III. Регенерация сквозных структур Средней Азии	24
Морфоструктурный анализ территории Средней Азии. <i>И.К. Волчанская, Е.Н. Сапожникова, Н.В. Виноградов</i>	25
Особенности проявления сквозных систем нарушений в период позднепалеозойской—раннемезозойской тектоно-магматической активизации (на примере Южного Тянь-Шаня). <i>Н.В. Виноградов, И.К. Волчанская</i>	39
Металлогеническое значение сквозных систем нарушений. <i>И.К. Волчанская</i>	50
Рудоносные узлы длительной эндогенной активности. <i>Н.В. Виноградов, И.К. Волчанская, Е.Н. Сапожникова</i>	55
Глава IV. Анализ зональности девонского и позднепалеозойского орогенного вулканизма Казахстана для выявления сквозных структур и их связи с эндогенной минерализацией. <i>А.М. Курчапов</i>	75
Глава V. Петролого-геохимические признаки длительной активизации рудоносных структур Приморья. <i>В.А. Баскина</i>	95
Глава VI. Особенности Омолono-Камчатской сквозной системы нарушений и история ее развития. <i>Н.Л. Шилин</i>	129
Заключение	160
Литература	165

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ СКВОЗНЫХ СИСТЕМ НАРУШЕНИЙ

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

Редактор *Н.И. Зардиашвили*. Редактор издательства *Е.Д. Лебедева*
Художник *А.А. Куценко*. Художественный редактор *М.Л. Храмцов*
Технический редактор *Г.П. Каренина*. Корректор *Н.И. Харламова*

Набор выполнен на электронной фотонаборной системе

ИБ N 29236

Подписано к печати 05.08.85. Т — 17209. Формат 60×90 1/16

Бумага для глубокой печати. Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 10,5 + 0,6 вкл. Усл.кр.-отт. 11,3. Уч.-изд.л. 13,4. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 623. Цена 2р.

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"
199024 Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 руб.

4399