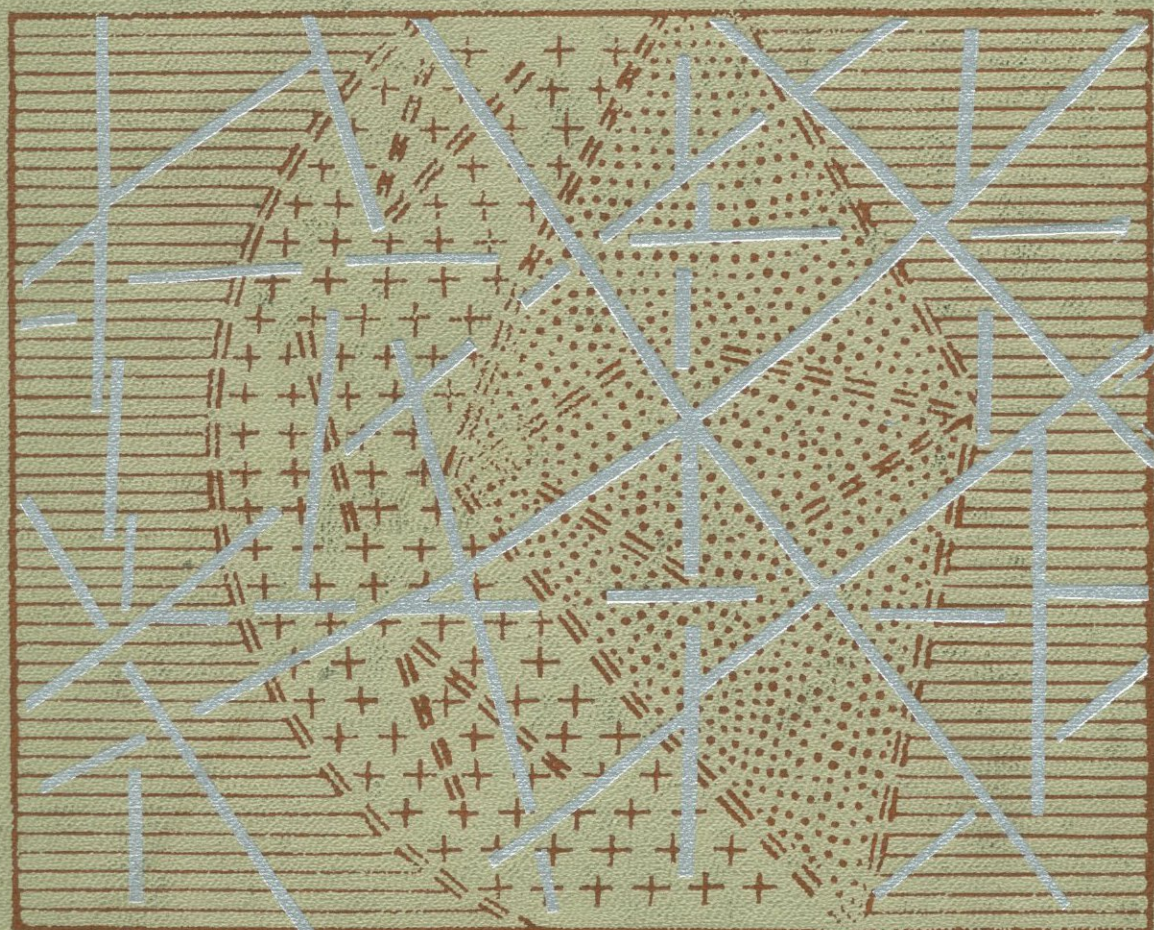


А. И. СУВОРОВ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ  
ПЛАТФОРМ И ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ



А. И. СУВОРОВ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ  
ПЛАТФОРМ  
И ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

841



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»  
Москва 1973



Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973, 216 с.

Под глубинными разломами подразумеваются крупные морфологически четко выраженные и длительно развивающиеся дизъюнктивы сдвигового, покровно-надвигового, сбросового и раздвигового характера, проникающие в земную кору и верхнюю мантию до определенных глубин, ниже которых начинаются области сплошного пластического течения масс горных пород.

Глубинные разломы основных структурных элементов земной коры — древних докембрийских платформ, молодых эпипалеозойских плит и областей палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости сходны в том, что проходят одни и те же стадии развития, различия же возникают в связи с разной продолжительностью этих стадий и неодновременностью их проявления в тех или иных участках земной коры.

Соответственно стадийным изменениям глубинные разломы подразделяются на доплатформенные, платформенные и послеплатформенные в ряду платформ и плит и на эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные, остаточно-геосинклинальные, платформенные и послеплатформенные (эпи-платформенного орогенеза) в ряду геосинклинальных складчатых областей. С переходом из класса в класс существенно изменяются как форма и размеры, так и глубинность разломов, а также направленность и общий характер перемещений их крыльев. Не остаются постоянными и парагенетические связи глубинных разломов с крупными структурными элементами и основными геологическими процессами — седиментацией, магматизмом и складкообразованием.

Глубинные разломы образуют закономерно повторяющиеся в разных частях земной коры системы и подсистемы, которые имеют более или менее постоянные конфигурации и размеры и характеризуются на поверхности Земли своими собственными структурными рисунками. Наиболее часто встречающиеся системы и подсистемы разломов — дуги, ромбы, овалы, треугольники, четырехугольники и многоугольники.

Системы и подсистемы глубинных разломов также предопределяются стадийными изменениями земной коры и вместе с тем они, очевидно, являются отражением глубинных процессов, происходящих в основании земной коры и верхней мантии.

Таблиц 6, иллюстраций 90, список литературы — 210 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

---

Изучение глубинных разломов — одно из новых направлений в теоретической и региональной тектонике, история которого едва насчитывает четверть века.

Глубинные разломы — это не просто трещины или группы трещин, как полагают одни исследователи, и не обширные расколы, уходящие в мантию земли на глубины в сотни километров, как считают другие. Это прежде всего линейные или зональные нарушения хрупких частей земной коры и верхней мантии, построенные чрезвычайно сложно и разнообразно. Они состоят из массы катаклизмов и раздробленных пород и сопровождаются как приразломными складчатыми структурами, так и всевозможными опережающими трещинами и разрывами, заполненными продуктами магматической и гидротермальной деятельности. С одной стороны разломы несут обильную информацию о различных глубинах Земли, с другой — они выступают в структуре Земли как своеобразные дискордантные тела, под разными углами ориентированные к оси ее вращения и наклоненные относительно дневной поверхности.

Ограничивая крупные подвижные глыбы, глубинные разломы включают в себе такие тектонические и петроструктурные особенности, по которым можно совершенно точно определять направленность радиальных и тангенциальных перемещений глыб, их амплитуду и даже скорость. Структурные же рисунки зон разломов позволяют наиболее конкретно судить о динамических обстановках перемещений.

Будучи ориентированы в нескольких направлениях, глубинные разломы образуют закономерно повторяющиеся системы. Выявление этих систем создает предпосылки для установления многих закономерностей глыбового строения хрупкой земной коры, без чего невозможно понять структуру более глубоких горизонтов, недоступных для непосредственного изучения.

Фотографирование земной поверхности с космических аппаратов показало, что глубинные разломы действительно представляют собой наиболее характерные структурные элементы глобального масштаба и заслуживают самого тщательного исследования геологическими, геофизическими и геохимическими методами.

За последние 10—15 лет советскими геологами накоплен огромный фактический материал по разломам во многих районах СССР, с той или иной подробностью освещенный в сотнях публикаций. Однако полученные интересные данные остаются все еще разрозненными и пока не рассматривались под одним углом зрения.

Предлагаемая работа представляет собой первую попытку обобщения фактов с общих тектонических позиций. В ней на примерах различных районов СССР по новейшим опубликованным данным рассматриваются глубинные разломы древних платформ, молодых плит, а также палеозойской, мезозойской и кайнозойской геосинклинальных складчатых областей. Вместе с тем она не ставит целью разрешить все проблемы, поскольку многие из них еще нуждаются в специальной разработке и постановке полевых исследований.

Автор отчетливо представляет трудности, обусловленные, во-первых, тем, что данные по отдельным, особенно «закрытым» территориям, исследователями трактуются различно. Во-вторых, полнота изученности разломов складчатых и платформенных областей неодинакова, причем в отечественной литературе еще очень немного работ, которые бы анализировали эволюцию глубинных разломов в связи с процессами становления и развития земной коры.

По всей территории СССР материала оказалось достаточно лишь для выделения крупнейших систем и подсистем глубинных разломов и выявления наиболее общих черт и стадий их развития.

При этом автор руководствовался следующими соображениями: 1) системы представляют собой наиболее значительные группировки взаимно связанных глубинных разломов, отвечающие контурам структурных элементов более или менее близких размеров; 2) структурные элементы характеризуются индивидуальными чертами строения и развития, а также присущими только им структурными рисунками глубинных разломов; 3) системы одного типа повторяются в различных частях Земли и не являются случайными ассоциациями. Аналогичным образом выделялись и подсистемы — менее крупные группировки разломов, подчиненные системам.

Автор выражает искреннюю признательность картографу К. Н. Белкиной и геологу З. Д. Соломатиной за подбор нужных литературных первоисточников и за помощь в оформлении текста и графики.

# I

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМАХ

---

В 1945 г. была напечатана статья А. В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях», которая сыграла выдающуюся роль в тектонических представлениях и положила начало новому направлению в геотектонике — учению о глубинных разломах и глыбовом строении земной коры. А. В. Пейве впервые наиболее полно вскрыл геологическую сущность крупных разломов (он назвал их «глубинными»), показал их значение в геосинклинальном процессе и наметил основные методы их выявления. Именно по этой причине проблема разломов вызвала большой интерес и в дальнейшем послужила толчком к их массовому выявлению и изучению.

По мере поступления информации представления о глубинных разломах изменялись, совершенствовались и в настоящее время они выглядят иначе, чем два десятилетия назад. В связи с этим назрела необходимость более подробного рассмотрения эволюции этих представлений, а также некоторых новых проблем, которые сейчас возникают.

На первом этапе исследований (1945—1955 гг.) под глубинными разломами подразумевались глубинные тектонические линии дизъюнктивного характера, вытянутые на многие сотни километров и разделяющие дифференциально движущиеся сегменты земной коры. Они характеризуются длительностью развития, большой глубиной заложения и определенной связью с формациями горных пород (Пейве, 1945).

Было показано, что глубинные разломы являются обязательными элементами в структурном развитии геосинклинальных областей и возникают в самом начале геосинклинального режима. Они, по-видимому, определяют генезис и развитие таких крупных структур, как, например, Зеленокаменный прогиб на Урале.

Разломы обычно располагаются на границе структурных зон с различными тектоническими режимами и палеорельефом и контролируют накопление фаций и формаций, их мощность и состав. Порождая зоны проницаемости, они осуществляют контроль над магматизмом: с разломами связаны эффузии и интрузии основного и кислого состава, а также разнообразный комплекс рудных месторождений. В глубоких слоях Земли разломы нарушают термодинамические условия и могут привести к формированию магматических очагов вдоль поверхностей движения.

Для выявления зон глубинных разломов А. В. Пейве предложил изучать: а) состав и мощность осадочных и магматических формаций; б) их распределение во времени и пространстве; в) форму залегания слоев; г) пространственное расположение тектонических элементов.

На примере Урало-Тяньшаньского орогена А. В. Пейве (1947) выяснил, что в геосинклинальных областях межразломные участки построены асимметрично и представляют собой системы обычно огромных моноклинальных блоков глубокого заложения, опущенные края которых соприкасаются непосредственно с приподнятыми. Установлено, что виргации складчатых структур состоят из совершенно разнородных элементов, ветви которых, разделенные разломами, с основными глубин-

ными структурами не связаны ни историко-геологически, ни тектонически.

Важная роль разломов в строении геосинклинальных областей отмечалась и при рассмотрении основных стадий геосинклинального процесса (Пейве, Сеницын, 1950).

В результате исследований А. В. Пейве было доказано, что геосинклинальные области имеют мозаично-глыбовое строение, которое контролирует пространственное размещение фаций, формаций, складчатости, магматизма и рудных месторождений. Глубинные же разломы не мигрируют в пространстве, а развиваются по одним и тем же тектоническим швам.

Н. С. Шатский в ряде работ охарактеризовал разломы на территории древних платформ и показал их значение в формировании основных платформенных структур. При изучении Восточно-Европейской платформы Н. С. Шатский (1945) на большом материале показал, что продольные плакантиклинали, оконтуривающие синеклизы прямолинейными отрезками, по своему положению отвечают швам синеклиз и антеклиз. При этом плакантиклинали бугурусланского типа соответствуют ступенчатым сбросам гнейсового фундамента на окраинах опускающихся синеклиз или воздымающихся антеклиз, а саратовского и туймазинского типов слагают ряды поднятых горстовых блоков. Основание же платформы представляет собой сложную мозаику мелких блоков, отделенных друг от друга крупными трещинами.

Н. С. Шатский (1946) выделил также платформенные краевые поперечные структуры — флексуры, синеклизы, грабены — и установил, что все они своим происхождением обязаны крупным разломам, часто не проявляющимся на поверхности в виде трещин. Эти разломы лежат на простирании ограниченной складчатых зон или их отдельных крупных частей, а иногда являются их продолжением. Основное свойство поперечных структур, по Н. С. Шатскому, их положение во внутренних углах платформ, т. е. в тех участках, где в платформу углом вдается геосинклинальная складчатая полоса.

Анализ структуры краевых прогибов привел Н. С. Шатского (1947) к выводу, что они являются грабенообразными опусканиями, антитетически (в смысле Г. Клооса) осложняющими внешние края фундамента плит. Н. С. Шатский (1948) указал, что один и тот же разлом может рассекать и платформу, и прилегающую к ней складчатую область (например, разлом по восточному краю Ставропольского плато, который протягивается в складчатую структуру Кавказского хребта и в пределы Восточно-Европейской платформы). Платформенные разломы, по Н. С. Шатскому, группируются в две системы — ортогональную и диагональную.

Характерные признаки разломов были установлены также на окраинах молодых плит, в зонах их сочленения с горными областями. Так, например, в районах Средней Азии удалось выявить, что некоторые разломы палеозойского структурного этажа не заканчиваются на его границе с мезозой-кайнозойским структурным этажом, а переходят по простиранию в этот последний, образуя в нем специфические складчато-глыбовые структуры. В качестве таких структур, индикаторов погребенных разломов, были выделены (Суворов, 1955): 1) крестовые структуры — перекрещивание различных складок и разрывов в мезозой-кайнозойском покрове, ориентированных в двух направлениях, одно из которых соответствует общему направлению структур данной области, а другое фиксирует след погребенного разлома; 2) горизонтальные флексуры — коленообразные, иногда дугообразные в плане изгибы и изломы складок и разрывов покрова, характеризующиеся аномальным строением и резко нарушающие общий облик строения данной местности; 3) флексурные (рубцовые) складки — одиночные, срав-

нительно узкие и протяженные антиклинали, возникшие в покрове в результате дробления (по разломам той же ориентировки) подстилающего жесткого палеозойского фундамента; 4) зональное сочленение различных генетических типов мезозой-кайнозойских структур (различных по механизму образования, его условиям и т. п.).

Второй этап в изучении глубинных разломов (1956—1960 гг.) характеризуется существенным расширением понятий и их детализацией. Обобщая накопленные данные, А. В. Пейве (1956<sub>1</sub>) пришел к выводу, что все линейные структуры континентов — геосинклинали, геоантиклинали, краевые прогибы, синеклизы, антеклизы, глубинные грабены, горсты и т. п., а также глубочайшие длинные и узкие рвы дна океанов генетически связаны с глубинными разломами. Сами же глубинные разломы чрезвычайно разнообразны и могут быть выражены широкими и узкими, протяженными и короткими зонами расланцевания, полосами усиленной трещиноватости, угловатыми контурами поверхностных структур, крупными «рубцовыми» и шовными складками, интенсивной складчатостью в узких полосах, большими и малыми поясами и цепочками основных и ультраосновных интрузий, лентовидными гранитными интрузиями, вулканическими поясами, зонами окварцевания и т. п.

Систематизируя глубинные разломы, А. В. Пейве выделил среди них разломы платформ, краевых прогибов и геосинклинальных областей. При этом последние он подразделил на четыре типа: уральский (одного направления), саянский (двух направлений), казахстанский (трех направлений) и памирский (дугообразного направления). В Центральном Казахстане им установлены, кроме того, разломы джалаир-найманского, или чингизского, типа, наиболее раннего заложения с древними ультраосновными интрузиями, и разломы успенского, или спасского, типа, являющиеся более поздними зонами смятия с гранитными интрузиями.

Рассматривая представления Н. С. Шатского о явлениях унаследованного развития тектонических структур, А. В. Пейве (1956<sub>3</sub>) отмечает, что разломы, с направлением которых связаны простирания всех других тектонических элементов, являются очень консервативными и устойчивыми структурами, наследуемыми от одного периода развития к другому. Некоторые из таких тектонических линейментов существуют и развиваются, по-видимому, миллиарды лет и соизмеримы во времени с длительностью существования земной коры.

Вместе с тем асимметрия тектонических элементов земной коры — поднятий, прогибов, складок и целых складчатых систем, таких, например, как Кордильеры и Анды, так же, как и многих возвышенностей и депрессий современной поверхности Земли, была объяснена наклонными глубинными разломами. Это позволило сделать вывод, что в подвижных поясах глыбы перемещаются преимущественно по наклонным к горизонту поверхностям, вследствие чего каждая точка такой глыбы имеет вертикальную и горизонтальную составляющие движения, причем в разных частях одной и той же глыбы положение их изменяется вследствие того, что глыбы коробятся, изгибаются и дробятся (Пейве, 1956<sub>2</sub>). Таким образом, проблема унаследованного развития получила, по существу, новую оригинальную трактовку, далекую от некоторых односторонних фиксистских представлений.

Перемещения блоков фундамента по ограничивающим их глубинным разломам А. В. Пейве (1960) свел к трем главным типам — сбросам, надвигам и сдвигам и выделил соответственно три типа пликативных дислокаций — складчатость сбросов, надвигов и сдвигов.

Он высказал предположение о существовании наряду с радиальными и протяженными, длительно развивающихся глубинных тангенциальных зон скалывания, которые можно назвать тангенциальными

глубинными разломами; по его мнению, они появляются в разное время на разной глубине, где при этом возникают магматические очаги или бассейны, соединенные с поверхностью земной коры радиальными разломами.

В течение второго этапа, как следует из сказанного, представление о глыбовом строении геосинклинальных областей довольно быстро переросло в более общее представление о дискретном, мозаично-глыбовом строении всей земной коры. Дифференцировались также понятия о глыбовых движениях в связи с глубинными разломами. Важная роль была признана за горизонтальными перемещениями, в результате чего глубинные разломы были подразделены на тангенциальные и радиальные, тесно взаимодействующие между собой.

На третьем этапе (1961—1967 гг.) основное внимание уделяется горизонтальным перемещениям участков коры по глубинным разломам. Специальные работы по изучению этой проблемы в Геологическом институте АН СССР показали, что многие глубинные разломы, например Казахстана и Средней Азии (Таласо-Ферганский, Актасский, Байдаулет-Карасорский, Аксу-Мургабский и др.), представляют собой сдвиги с амплитудой горизонтальных перемещений в десятки и первые сотни километров, а некоторые из них (Аксоран-Акджальский) являются зонами горизонтального растяжения (Разломы..., 1963).

Полученные новые факты позволили А. В. Пейве сделать вывод, что все известные в земной коре и в верхней мантии геологические структуры и их развитие, а также вертикальная и горизонтальная компоненты перемещения блоков являются следствием одной причины и наилучшим образом объясняются тангенциальными силами.

А. В. Пейве (1961) указал на необратимость горизонтальных перемещений, что, по его мнению, объясняет и явления унаследованного развития структур и асимметрию последних. Он отметил также дифференцированный характер этих перемещений, т. е. разную скорость движения блоков в связи с их гетерогенным строением.

В это же время было установлено динамическое единство глубинных сдвигов с глубинными надвигами, амплитуда которых достигает столь же больших значений. Оказалось, например, что в Памиро-Гималайском секторе Азии только в течение альпийского орогенеза согласованные горизонтальные перемещения по надвигам и сдвигам составили величину от 100 км (Внешняя зона Памира) до 250 км (Южный Памир), причем в сдвиговых зонах блоки приобрели сравнительно простое строение, а в надвиговых более сложное, с развитием явлений динамометаморфизма и гранитизации (Пейве и др., 1964).

Факты присутствия в зонах глубинных надвигов пород ультраосновного состава, а также геофизические данные о латеральном перетекании вещества в пределах тектоносферы и о преобладании в глубоких сейсмических очагах горизонтальных или косо направленных сколовых напряжений привели А. В. Пейве (1965) к предположению о том, что горизонтальные движения для мантии Земли так же характерны, как и для ее коры. Это поколебало прежнее широко распространенное мнение о прочных статических связях коры и мантии и о существовании общих для них сверхглубоких разломов с многочисленными очагами глубокофокусных землетрясений.

Открытие новых кинематических свойств зон глубинных разломов потребовало дальнейших уточнений первоначальных формулировок, и А. В. Пейве (1967) глубинными разломами стал называть морфологически выраженные, длительно развивающиеся вертикальные, наклонные или горизонтальные глубинные поверхности тектонического перемещения горных масс. На примере альпийского пояса Европы он выделил длительно развивающиеся глубинные шарьяжи (т. е. шарьяжи гранитно-метаморфической оболочки), с перемещением некоторых блоков на

расстояние в несколько сот километров, и привел необходимые доказательства для отнесения срединных массивов внутренней части Тетиса к подобному типу структур.

Многочисленные данные о пластическом течении вещества горных пород при горизонтальных перемещениях коровых блоков А. В. Пейве сопоставил с геофизическими данными о нахождении в мантии на разной глубине (под континентами и океанами) мощных зон пониженной вязкости, свидетельствующих о пластическом течении вещества также и в глубинах Земли. Отсюда последовало заключение, что сущность тектонических движений в конце концов сводится к процессам, которые лучше всего можно понять как процессы пластического и разрывно-глыбового течения горных масс. В качестве основных форм тектонического течения (движения) горных масс были выделены: 1) пластическое тектоническое течение, свойственное глубинным зонам земной коры и мантии и 2) разрывно-глыбовое тектоническое течение как основная форма перемещения вещества верхней части земной коры.

В соответствии с этим А. В. Пейве отметил, что о длительном, измеряющемся сотнями миллионов лет геологическом развитии на одном и том же месте глубинных «разломов» в мантии говорить трудно, так как скорость латерального течения вещества мантии, если судить по скорости разрывно-глыбового течения коры, весьма значительна. По его подсчетам, скорость латерального тектонического течения океанического материала в 3—4 раза больше скорости тектонического течения континентов. Характеризуя разломы хрупкой и жесткой коры, по его мнению, совершенно обязательные для разрывно-глыбового тектонического течения горных масс, А. В. Пейве истолковал их как разнонаклоненные зоны «повышенной пластичности», или зоны «срыва и скольжения».

Таким образом, на третьем этапе изучения глубинных разломов общая структура земной коры стала рассматриваться не только как глыбовая, но скорее как чешуйчато- или линзовидно-глыбовая (последовательно-глыбовая.— А. С.), возникающая в условиях разрывно-глыбового тектонического перемещения масс коры, при ведущей роли глубинных подкоровых течений и возникающих при этом тангенциальных напряжений. К аналогичным выводам пришел также и В. Е. Хаин (1963 и др.). Он отметил, что если в пределах самой коры преобладают глыбовые перемещения, то при углублении в мантию значительная часть разломов затухает, а неоднородность состава пород сохраняется, и именно здесь находятся магматические очаги и источники тектонической активности. Глубинные разломы контролируют в пределах коры и отчасти верхней мантии поверхностные проявления тектоно-магматической жизни подкоровых глубин и, таким образом, они являются лишь каналами, направляющими тектоническое развитие коры, в то время как основной двигатель находится где-то на глубине и представляет собой сложный физико-химический механизм.

В. Е. Хаин проанализировал диагностику глубинных разломов и наметил пять категорий их признаков — структурные, геофизические, геоморфологические, седиментационные и магматические.

По признаку глубинности он выделил следующие разломы: 1) сверхглубокие, зарождающиеся в слое Д промежуточной оболочки на глубине 400—700 км (и в силу этого, по-видимому, очень неустойчивые, затухающие.— А. С.); 2) глубокие, до 100—300 км; 3) коровые, проникающие до подошвы коры и слоя пониженной вязкости — волновода в верхах промежуточной оболочки.

По роли в разграничении крупных структур В. Е. Хаин подразделил глубинные разломы на: 1) периокеанические, отделяющие материки от океанов; 2) перикратонные, отделяющие геосинклинали от платформ; 3) граничные внутригеосинклинальные, отделяющие геосинкли-

нальные системы от срединных массивов и геосинклинальные прогибы от геоантиклинальных поднятий; 4) межглыбовые, расчленяющие платформы и геосинклинали на многочисленные глыбы.

Наконец, по характеру смещений В. Е. Хаин в качестве главных типов глубинных разломов назвал глубинные сбросы, глубинные взбросы и надвиги и глубинные сдвиги. Вместе с тем он подчеркнул, что проблема сдвигов еще ждет своего окончательного решения.

Как показывает вышеизложенное, первоначальные формулировки с течением времени претерпели существенные изменения. В первую очередь это касается самого определения «глубинные разломы». По представлениям автора (Суворов, 1968, 1969<sub>2</sub>), глубинными разломами следует называть крупные, морфологически четко выраженные и длительно развивающиеся дизъюнктивы сдвигового, покровно-надвигового, сбросового и раздвигового характера, проникающие в земную кору и в верхнюю мантию до определенных глубинных уровней, ниже которых начинаются области сплошного пластического течения масс горных пород.

Глубина современных зон пониженной вязкости, трактуемых как очаги плавления базальтовой магмы, измеряется диапазоном 50—100 км. Вместе с тем известно, что обширные очаги плавления в геологическом прошлом неоднократно возникали и в земной коре на глубинах 15—20 км. Таким образом, «глубинность» глубинных разломов, определяемая положением кровли этих очагов, находится в очень широких пределах.

Если взять за основу общепринятое деление верхней оболочки Земли, или тектоносферы, на три слоя — гранитно-осадочный, базальтовый и перидотитовый, то можно соответственно подразделить разломы, нарушающие эти слои, на эпи-, мезо- и гипоглубинные.

Выявление глубинных разломов различного кинематического типа — сбросов, взбросов, надвигов, шарьяжей, сдвигов и раздвигов открывает новые возможности для истолкования основных процессов формирования земной коры — седиментации, складкообразования, магматизма и рудообразования.

Выше уже отмечалось, что складчатые структуры приобретают то или иное морфологическое выражение в зависимости от характера и направления перемещений по глубинным разломам. А. В. Пейве (1960) выделил, например, складчатости сдвигов, сбросов и надвигов. Не менее характерны складки раздвигов, представляющие собой крупные недоразвитые будинаж-структуры (линзы) двояковыпуклой или двояковогнутой в разрезе формы (Уралбайская зона Центрального Казахстана). Могут быть выделены и другие тектонотипы складчатых структур, возможные при различных сочетаниях глубинных разломов. Совокупность их, вероятно, будет отражать не только кинематику отдельных зон глубинных разломов, но и обширных заключенных между ними площадей. Приуроченность же тех или иных тектонотипов к различным структурным этажам позволит проследить изменения кинематики этих площадей во времени.

Процессы седиментации зависят от господствующих латеральных или вертикальных движений. В длительно развивающихся сбросовых зонах, например, седиментационные бассейны преимущественно параллельны основным плоскостям смещений по вертикали. Долгое время они остаются практически на одном и том же месте, а накапливающиеся в них осадки приобретают неравномерно ритмичное строение.

В конседиментационных сдвиговых зонах бассейны располагаются косо по отношению к сместителям. Участки их максимального прогибания, отмеченные увеличением мощностей, с переходом от древних толщ к молодым закономерно мигрируют по простиранию сдвига, причем отдельные литологические горизонты переходят вдоль сдвига на более вы-

сокие стратиграфические уровни. Складки же сдвигового волочения, характеризующиеся либо уменьшенной мощностью отложений и их грубым составом (антиклинали), либо несколько увеличенной мощностью и более тонким фаціальным составом (синклинали), становятся асимметричными; им свойственно так называемое «перекатывание» осей, т. е. их перемещение вдоль сдвига в каждом более молодом горизонте (разломы Таласо-Ферганский, Байдаулет-Карасорский и др.).

В зонах надвигов и шарьяжей седиментационная миграция еще более значительна, но происходит она в сторону общего надвигания по нормали от главной поверхности смещения. При этом границы фаціальных зон от древних к молодым последовательно оттесняются (иногда на десятки километров), а некоторые маркирующие горизонты от тыловых частей надвигов к фронтальным и далее вкрест простирания постепенно смещаются вверх по разрезу, занимая в нем положение с наклоном под надвиг (Спасская зона в Центральном Казахстане).

В тыловых частях надвигов и шарьяжей (в зонах раздвигов) участки наибольшего прогибания и седиментации со временем также мигрируют, намечая одну и ту же продольную зональность в расположении фаций разного возраста. При этом молодые отложения как бы отодвигаются в направлении общего перемещения. Нечто подобное можно наблюдать, например, в мезозой-кайнозойских образованиях Ферганской впадины (с юга на север), которую мы считаем раздвиговой зоной, связанной с глубинным Таласо-Ферганским сдвигом.

Магматические проявления в зависимости от кинематики глубинных разломов, по-видимому, столь же разнообразны. Многочисленные интрузивы, особенно граниты, пространственно тяготеют, например, к зонам глубинных надвигов и следующих за ними поднятий, тогда как близ сбросов и по раздвигам формируются большей частью эффузивы и связанные с ними субвулканы; в сдвиговых же зонах наблюдаются то интрузивы, то эффузивы, то те и другие вместе. Вдоль надвигов интрузивы обычно образуют протяженные и полого наклоненные пояса, нередко отторгнутые от своих корней; примером являются Динариды (гипербазиты) или Успенская зона Центрального Казахстана (раннегерцинские гранитоиды). В зонах сдвигов, напротив, магматические тела интрузивного или эффузивного происхождения прерывисты и имеют перистый структурный рисунок. От главного сместителя, используя системы трещин отрыва и растущие антиклинали, они отклоняются в обе стороны под острыми углами. Таковы мезозойские граниты Сихотэ-Алиня, герцинские граниты Джалаир-Найманского и других казахстанских разломов. Наконец, в зонах некоторых раздвигов широко развиты кольцевые вулcano-тектонические структуры, не характерные для сдвигов, шарьяжей и чешуйчатых надвигов. Согласно отмеченным особенностям магматизма, общие черты металлогении, как и характер пространственного расположения конкретных рудных тел, в зонах глубинных сдвигов, надвигов, сбросов и раздвигов также приобретает свою специфику.

Влияние определенных кинематических групп глубинных разломов на формирование коры в некоторых районах так велико и разнообразно и так очевидно, что кажется необходимым выделение в качестве своеобразных геологических тел формаций сдвигов, надвигов, сбросов и раздвигов с последующим подразделением их по стадиям развития.

С установлением значительных латеральных перемещений по глубинным разломам проблема унаследованного и наложенного развития тектонических структур земной коры получает новое освещение. Теперь уже нельзя в унаследованном развитии видеть лишь своего рода передачу особенностей структуры и движений только в вертикальной плоскости, от нижних структурных ярусов к верхним. Необходимо различать еще унаследованность латеральную, при которой особенности

тектонической структуры и движений передаются по горизонтали, т. е. параллельно поверхности Земли. Весь процесс развития коры, если его представить как прогрессивное разрастание платформенных областей в результате стабилизации и последовательного причленения к ним подвижных поясов, служит яркой иллюстрацией латеральной унаследованности. При этом конкретные структуры, например складчатые дуги или надвиговые зоны, мигрируя по поверхности Земли, длительное время сохраняют свою форму, асимметрию, наклон и многие другие особенности.

Признание двух видов унаследованного развития позволяет, как нам кажется, осмыслить процессы «наложенного» развития и объяснить пока еще совершенно неясный механизм возникновения «наложенных» структур. Для этого последние нужно рассматривать как прямой результат неравномерности унаследованного развития, т. е. чередования во времени в каждом данном районе развития по вертикали и горизонтали.

В связи с представлением о глобальном разрывно-глыбовом течении коровых горных пород чрезвычайно важное значение приобретает знание морфологии, ориентировки и пространственного положения видимых на дневной поверхности глыб, линз и чешуй. Их очертания в плане и разрезе, несомненно, отражают тектоническую структуру глубоко погребенных слоев (например, гранитного и базальтового), о которой мы практически ничего не знаем, и состояние общей напряженности тектоносферы, а также основные направления перемещений масс горных пород. В то же время они прямо зависят от формы и ориентировки глыбинных разломов, а также от их пространственных сочетаний.

В настоящее время нет еще ясности в понимании конкретных форм делимости жесткой земной коры. Вместе с тем часто повторяющиеся модификации глубинных разломов, если удастся установить один и тот же их порядок, в некоторых районах намечают устойчивые пространственные сочетания (системы), по которым можно судить о форме и ориентировке подвижных глыб. Примером подобного сочетания является Успенско-Актасская динамопара разломов (Центральный Казахстан), образованная надвигом северо-восточного и правым сдвигом северо-западного направлений. Ограниченный этими разломами угловатый блок имеет в разрезе форму крупной чешуйчатой структуры, которая сорвана со своего основания и перемещена на 20 км к северо-западу. В позднем палеозое ее нижняя тектоническая граница проходила где-то на уровне поверхности Конрада, выше которой в гранитном слое образовался магматический бассейн, давший ряд гранитных массивов, дацит-липаритовых вулканов и серию вулcano-тектонических построек глубиной не более 15—20 км.

Очень характерна система надвиг — раздвиг, состоящая из дугообразного (фронтального) и криволинейного (тылового) разломов. Заключенные между ними узкие участки коры представляют собой своеобразные глыбовые чешуи. Самые крупные из них, радиус кривизны которых 1,5—2,5 тыс км, достигают кровли магматических бассейнов внутри верхней мантии, где с разломами сопряжены магматические тела ультраосновного и основного состава (например, в островных дугах). Разломы в дугах с радиусом 0,5—1,0 тыс. км не опускаются ниже кровли базальтового слоя; в известных структурах (позднепалеозойская Атасу-Тектурмасская дуга в Центральном Казахстане, мезозойская Сихотэ-Алинская дуга) они сопровождаются преимущественно кислым магматизмом. Наконец, разломы дугообразных в плане чешуй, радиус которых не превышает 300 км, едва достигают кровли гранитного слоя (Вахшский надвиг Внешней зоны Памира).

Можно предположить, что наблюдаемая на дневной поверхности кривизна дугообразных глыбовых чешуй возрастает по мере увеличения

толщины земной коры, с увеличением же кривизны фронтальные надвиги становятся явно короче, а их глубина и наклон соответственно уменьшаются. Таким образом, глубинность, или мощность, чешуй и размеры их сокращаются.

Довольно широко распространены сочетания разнонаправленных прямолинейных разломов сбросо-сдвигового и сбросового типа. В качестве примера можно привести систему ромбов (в сглаженном виде — овалов) каледонской Улутау-Северо-Тяньшаньской структурной дуги, местами сохранившуюся до настоящего времени. Оконтуренные этими разломами глыбы выражены либо впадинами, либо приподнятыми массивами, причем все они несколько вытянуты по оси каледонской дуги. По законам механики своим существованием в период каледонской орогении они, очевидно, обязаны продольному сжатию дуги и ее поперечному растяжению (с одновременным выпячиванием к западу и юго-западу).

Другой пример — системы треугольников и многоугольников. В западной части Центрального Казахстана приблизительно треугольную конфигурацию в позднем палеозое имели Джеккаганская и Тенизская впадины, локализованные в рамках нескольких крупных сбросов северо-восточного, северо-западного и меридионального направлений. Господствующими здесь оказались вертикальные перемещения (проседание), которые завершили предшествующее орогенное развитие этой территории. Изометрично-глыбовые очертания в мелу и палеогене приобрел Казахский свод, в связи с его воздыманием по разломам относительно Туранской и Западно-Сибирской плит. Большинство глыбовых структур на древних платформах, как известно, ограничивается сетью пересекающихся разломов нескольких направлений (преимущественно сбросов и взбросов), предопределивших их полигональный структурный рисунок. Генезис всех этих сочетаний глубинных разломов и глыбовых структур обусловлен скорее радиальными напряжениями, которые, вероятно, сопровождают процессы стабилизации коры. В латеральном течении горных масс стабильные полигональные глыбы участвуют, возможно, всей своей массой, а зоны течения находятся здесь на очень больших абсолютных глубинах, тем больших, чем крупнее глыбы.

Изучение глубинных разломов разного кинематического типа в Казахстане и Средней Азии с историко-геологических позиций показало, что все они в процессе эволюции коры (в палеозое, мезозое и кайнозое) подверглись существенным, нередко очень большим преобразованиям. Во-первых, непрерывно или скачкообразно видоизменялись их форма и размеры. Первоначально дугообразные разломы, восстанавливаемые по распространению структурно-формационных комплексов пород, расчленились на прямолинейные и криволинейные отрезки меньшей длины, что особенно характерно для каледонской Улутау-Северо-тяньшаньской и герцинской Атасу-Тектурмасской структурных дуг. Прямолинейные, сравнительно короткие разломы со временем разрастались по простиранию (например, Таласо-Ферганский разлом в раннем — позднем палеозое) и, наоборот, протяженные разломы (например, Южно-Ферганский в том же возрастном интервале) становились короче.

Во-вторых, не оставалась постоянной и глубинность разломов. В зонах одних и тех же разломов, например Джалаир-Найманского, Байдаулет-Карасорского и других, можно проследить как в процессе геосинклинального развития внедрение базитов и гипербазитов сменялось внедрением гранитоидов и их дериватов, после чего разломы превращались в амагматичные нарушения. Подобных примеров довольно много, чтобы уверенно говорить об уменьшении глубинности и частичном затухании разломов к концу геосинклинального цикла. Однако на этом развитие не заканчивается. В отдельные этапы платформенной стадии некоторые разломы, особенно краевые, вновь оживают, достигая подошвы

коры; по ним внедряются базальты и их большая глубина устанавливается сейсмическим зондированием (Западно-Улутавский разлом, разломы Северного Тянь-Шаня и др.).

В-третьих, что особенно важно, изменяется кинематика разломов. Сбросы геосинклинальной стадии в орогенную стадию преобразуются в сдвиги или в их зонах появляются глубинные надвиги, в платформенную же стадию по ним снова развиваются сбросы, сбросо-сдвиги и т. п. Вследствие этого структурный рисунок глубинных разломов в каждом случае становится очень сложным.

Таким образом, воссоздание конкретных форм и общей картины послонно-глыбовой структуры земной коры является чрезвычайно трудной задачей, абсолютно невыполнимой, если глубинные разломы рассматривать без учета их пространственной соподчиненности и возраста. Другими словами, замкнутые системы глубинных разломов только тогда будут очерчивать естественные, «живые» дискретные формы разрывно-глыбового течения земной коры, когда они будут соответствовать определенным тектоническим структурам и будут рассматриваться в рамках одного возрастного диапазона.

В последнее время очень большое внимание уделяется процессам новейшей активизации тектонических движений, которые установлены в некоторых зонах платформенных и складчатых областей. Этим зонам свойственны широкое развитие глубинных разломов, линейных сводовых поднятий и прогибов, вертикальные дифференцированные движения горных масс, излияния базальтовых лав, внедрение интрузивных щелочных пород, накопление мощных грубообломочных отложений, высокая современная сейсмичность.

В 40-е и 50-е гг. такие зоны выделялись под названием глыбовых (Г. Ф. Мирчинк) зон аркогенеза (Е. В. Павловский) или просто зон тектонической активизации (В. В. Белоусов). Сейчас подобные сооружения называются рифтовыми поясами, и образование их связывается не только и не столько с вертикальными движениями по разломам, сколько с горизонтальными, главным образом раздвиговыми перемещениями. Среди них на континентах различаются две основные группы (Милановский 1970): 1) пояса, в которых рифтообразование началось после длительного этапа платформенного развития и 2) пояса, в которых аналогичный процесс следовал непосредственно за завершением их геосинклинального развития; в соответствии с этим они называются рифтовыми поясами платформ и рифтовыми поясами складчатых областей.

Одни из поясов, по Е. Е. Милановскому, сводово-вулканические с глубиной грабенов 0,5—1,5 км, другие, «щелевые» по форме, — невулканические или слабо вулканические глубиной 5—7 км; они распространены более широко. Рифтообразные пояса складчатых областей характеризуются отсутствием «главного» грабена, но, как и в сводово-вулканических эпиплатформенных рифтовых зонах, здесь широко развит наземный вулканизм.

Природа глубинных разломов-континентальных рифтов до конца еще не раскрыта и широко обсуждается в печати. В наиболее типичной для СССР Байкальской рифтовой зоне, которая рассматривается как зона раздвигов, известны и сбросы, и сдвиги, и надвиги. Важно отметить, что большинство рифтовых зон на территории СССР возникло на сводовых поднятиях. Это позволяет связывать механизм образования сопровождающих такие рифты разломов с глубинным, возможно, подкоровым сжатием.

Таким образом, рифты являются как бы еще одной иллюстрацией преобразования разломов в стадии послеплатформенного и послескладчатого развития земной коры.

## ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

### 1. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

#### Общая характеристика разломов

Разломы в пределах Восточно-Европейской платформы впервые еще в конце прошлого века отметил А. П. Карпинский. Их важное значение в структуре земной коры признавал и А. Д. Архангельский. Особенно много для понимания структур платформы в связи с разломами сделано в работах 1945—1955 гг. Н. С. Шатским.

Основные сведения о разломах фундамента платформы получены за последние 10—15 лет в результате региональных геолого-геофизических исследований. Особое внимание характеристике разломов и ограничиваемых ими структур уделяли Р. Н. Валеев, Ю. Н. Годин, В. Д. Наливкин, Н. В. Неволин, Л. Н. Розанов, Т. Н. Симоненко, Э. Э. Фотиади, И. М. Уразаев и др.

В соответствии с современными представлениями, Восточно-Европейская платформа состоит из серии изометричных или полигональных блоков различного размера, ограниченных разломами, с достаточно резко выраженной индивидуальной характеристикой магнитного и гравитационного полей и различной историей геологического развития. На поверхности осадочного чехла разломы проявляются редко (Жигулевский сброс, Токаревский сброс, Карлинские дислокации и др.), но в нижних частях чехла и в фундаменте платформы они обязательны.

По Л. Н. Розанову (1968), местоположение разломов чехла обычно совпадает с зонами наиболее крутого наклона поверхности фундамента, а наибольшее их количество приурочено к крупным отрицательным структурам и их склонам. В осадочном чехле разломам фундамента соответствуют дислокации типа флексур, представляющих собой зоны отклонительно крутого наклона пород под углами от 5—15 до 30—35°. Амплитуда вертикальных перемещений во флексурах колеблется от десятков до нескольких сот метров. Сами же флексуры приурочены к границам крупных блоков земной коры.

Разломы фундамента, особенно на щитах, выражены значительно лучше и представлены зонами дробления, расланцевания и т. п. Среди них установлены не только сбросы, но и крупные сдвиги и надвиги, проявлявшиеся в доплатформенную стадию развития. Морфологические параметры этих нарушений и особенности строения образуемых ими зон в какой-то мере отражают их глубинность, которая изменялась во времени.

На современном этапе развития многие разломы пересекают фундамент на всю его мощность и смещают также поверхность Мохоровичича, находящуюся на глубинах от 35—40 км (Волго-Камская область) до 40—52 км (Украинский щит). Однако пока имеется не так много геофизических данных, характеризующих глубинную структуру поясов платформенных разломов, а иногда они противоречивы (Борисов, 1967).

При объединении разломов в системы за основной признак обычно принималась их пространственная ориентировка. Диагональная и ортогональная система Н. С. Шатского были намечены именно таким путем. Затем стали учитываться сходство геофизических характеристик зон разломов, общность истории движений их крыльев и т. п. Так были вы-

явлены многочисленные системы под местными названиями, например Рязано-Саратовская, Волгоградская, Вятская и др. (Наливкин и др., 1962). Только в пределах Вятско-Камского междуречья было намечено 9 систем (Валеев, 1968), которые вошли в общем в одну крупную структуру — Волго-Уральскую антеклизу. В то же время некоторые из этих систем пересекли несколько более мелких сводов и выступов. Таким образом, системы разломов оказались как бы отторгнутыми от конкретных глыбовых структур, генетически не связанными с ними.

Как нам представляется, системы разломов — это прежде всего закономерно ориентированные группы нарушений, объединенные единством регионального тектонического положения, происхождения и возраста (Суворов, 1969<sub>1</sub>).

В зависимости от порядка региональных структур системы разломов также, по-видимому, могут иметь различные порядки. В данной работе речь идет главным образом о наиболее крупных, глубинных разломах, поэтому и объединяющие их структуры, точнее структурные зоны, должны быть достаточно крупными. В пределах Восточно-Европейской Украинская (западная) и Печорско-Прикаспийская (восточная).

Балтийско-Украинская зона охватывает Балтийский и Украинский щиты, Белорусскую и Воронежскую антеклизы, Днепровско-Донецкий и Крестцовско-Валдайский прогибы и представляет собой огромное, дугообразное в плане поднятие, выпуклостью обращенное к западу. Длина поднятия более 3000 км, ширина около 1000 км. Печорско-Прикаспийская зона занимает остальную часть платформы вплоть до Урала, объединяя Волго-Уральскую антеклизу и несколько синеклиз — Печорскую, Московскую, Прикаспийскую, а также ряд более мелких структур. Длина зоны составляет 2500 км (по меридиану), ширина от 600 до 1200 км.

По данным Н. В. Неволлина, С. В. Богдановой, Т. А. Лапинской и др. (1968), Балтийско-Украинская зона сложена преимущественно гранито-гнейсами и гранитами и характеризуется общей разуплотненностью земной коры, а также наличием в дорифейском фундаменте наиболее глубоких (гранулитовой и амфиболитовой) фаций метаморфизма. В фундаменте Печорско-Прикаспийской зоны гранито-гнейсы, напротив, играют подчиненную роль, имеют невысокую степень метаморфизма, а земная кора отличается большей, а местами (Прикаспийская синеклиза) и очень сильной уплотненностью горных пород. Как показывают тектонические карты, структурные формы Балтийско-Украинской зоны более вытянутые и располагаются упорядоченно, тогда как в Печорско-Прикаспийской зоне они чаще всего изометричны с неправильным мозаичным расположением.

Глубинные разломы Восточно-Европейской платформы могут быть подразделены на две главные системы — Балтийско-Украинскую и Печорско-Прикаспийскую, парагенетически тесно связанные между собой. Подобные системы чрезвычайно устойчивы в земной коре и закономерно повторяются как в пределах других древних платформ, так и в геосинклинальных областях разного возраста.

Разломы Балтийско-Украинской системы простираются в диагональных и ортогональных направлениях, но в то же время строго подчинены конфигурации объединяющей их зоны (рис. 1). Одни из них вытянуты вдоль зоны, с юго-востока на северо-запад, север и северо-восток, другие перпендикулярны к ней, имея на севере северо-западное простирание, в центре — широтное и преобладающее северо-восточное на юге.

С запада Балтийско-Украинская система ограничивается гигантским краевым Западным швом, который почти непрерывно прослеживается в виде дуги от Баренцова моря к Черному, и выражен то флексурой, то сбросом, то надвигом, обновлявшимися в разное время. В райо-

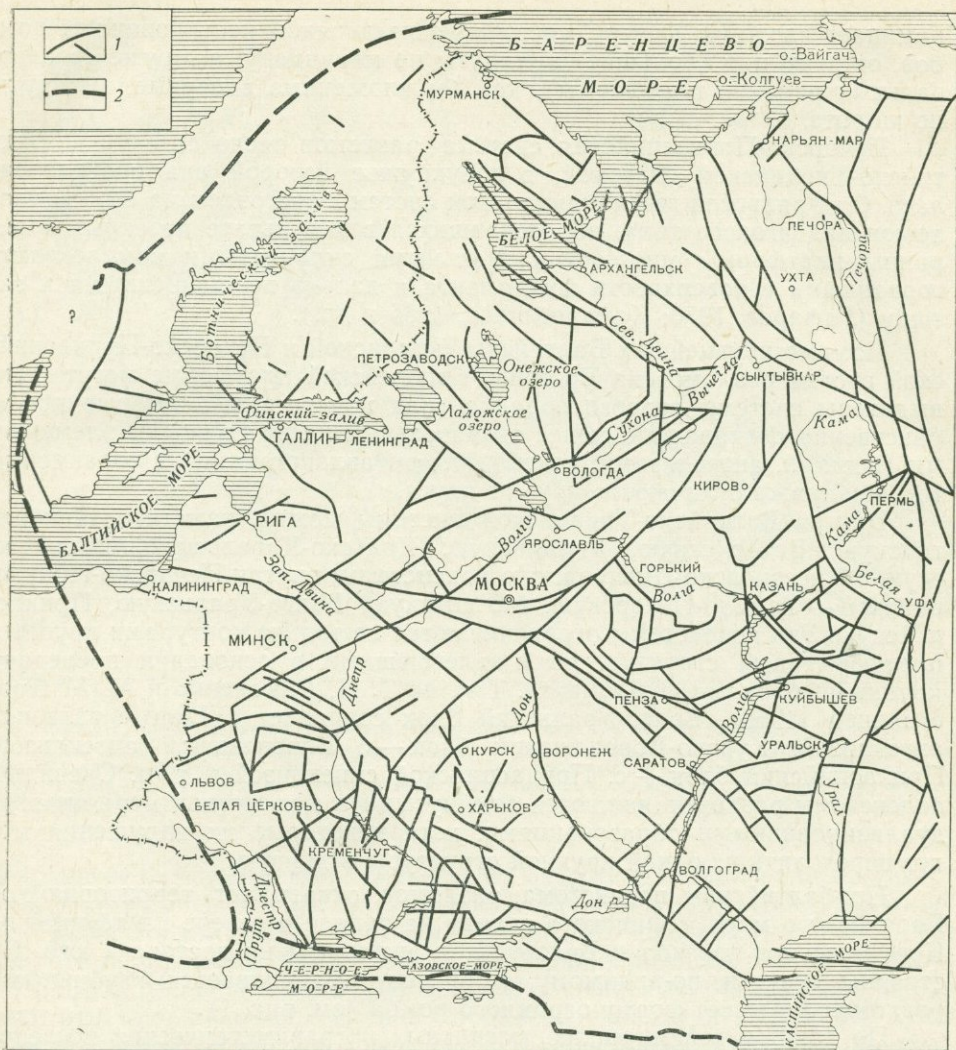


Рис. 1. Схема разломов фундамента Восточно-Европейской платформы по геолого-геофизическим данным. По Н. В. Неволину и др., 1968 г. с дополнениями по тектоническим картам Европы, 1962 г. и Евразии, 1966 г.

1 — разломы; 2 — Западный краевой шов

не грабена Осло он отсекает от Балтийского щита небольшой массив докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии, который по своему положению и наличию останцов тектонических покровов, по-видимому, более тяготеет к каледонидам, но не является частью платформы. Восточное ограничение системы расплывчато и представлено лишь фрагментарно сравнительно короткими, кулисно расположенными разломами, следующими в направлении Мезень — Архангельск — Вологда, затем по северо-восточному склону Воронежской антеклизы и вдоль р. Волги от г. Волгограда до Каспийского моря.

Структурный план Печорско-Прикаспийской системы разломов выглядит иначе. Сеть разломов здесь более густая и в ней преобладают диагональные простирания. На севере и юге диагональные разломы сходятся или пересекаются под острыми углами, биссектрисы которых направлены субмеридионально, на западе и частично на востоке разломы образуют острые углы с субширотным простиранием биссектрис. В целом же структурный рисунок Печорско-Прикаспийской системы разломов



148

поминает сложную фигуру, состоящую из двоякоориентированных ромбов, одни из них (большие) вытянуты по меридиану, а другие (в центральных районах платформы), как бы вложенные в первые, вытянуты по широте.

Печорско-Прикаспийская система разломов тесно связана с Балтийско-Украинской системой, в полукружье которой она и образовалась. От Уральской геосинклинальной системы она отделена серией разломов надвигового типа, образовавшихся в результате перекрытия окраины платформы миогеосинклинальными складчатыми комплексами, сорванными с поверхности фундамента и далеко перемещенными к западу (Гафаров, 1970; Камалетдинов, 1965 и др.).

Помимо крупнейших Балтийско-Украинской и Печорско-Прикаспийской систем разломов на Восточно-Европейской платформе могут быть выделены системы второго порядка (или подсистемы), которые пространственно совпадают с менее значительными структурными элементами (щитами, антеклизмами, синеклизмами и авлакогенами) и соразмерны им; они также отличаются друг от друга.

Внутри Балтийско-Украинской системы можно наметить Прибалтийскую, Белорусскую, Украинскую, Кольско-Карельскую, Воронежскую и Крестцовско-Днепровскую подсистемы; внутри Печорско-Прикаспийской — Тимано-Печорскую, Московскую, Волго-Уральскую, Прикаспийскую. Эти подсистемы ограничиваются не только контурами крупных платформенных структур, но и залегающими в основании последних крупными блоками фундамента. Так, по Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихиной (1968), Волго-Уральский блок совпадает с Волго-Уральской антеклизой, Курско-Воронежский блок — с Воронежской антеклизой, Прикаспийский блок — с Прикаспийской синеклизой и т. п. Очевидно, подсистемы разломов являются замкнутыми и в известной мере индивидуализированными образованиями, хотя некоторые их нарушения могут переходить из одной крупной структуры в другую.

Прибалтийская подсистема разломов охватывает территорию от Балтийского моря и Финского залива на западе и севере платформы до Крестцовского прогиба и Белорусской антеклизы на востоке и юге. Со стороны суши и, по-видимому, моря она ограничивается глубинными разломами и имеет форму огромного ромба (см. рис. 1).

По данным сейсмических, магнитных и гравиметрических исследований во внутренних частях Прибалтийской подсистемы широко представлены сбросы, наиболее значительные из которых ориентированы широтно и субширотно. Они разбивают фундамент на небольшие блоки, с которыми связаны группы локальных поднятий (Кулдичские, Салдусские, Приекульские и др.). Через южную оконечность Рижского залива в восток-северо-восточном направлении проходит зона нарушений, ограничивающая так называемую Латвийскую седловину. К юго-востоку от этой зоны разломы очерчивают куполовидную структуру фундамента, занимающую восточную часть Латвийской ССР (Озолин, 1966); здесь в большом количестве появляются субмеридиональные разломы. Амплитуда сбросов по смещению кровли фундамента невелика и составляет всего лишь 200—300 м. По отношению к оси Балтийско-Украинской системы субширотные разломы являются поперечными, субмеридиональные — продольными нарушениями.

Белорусская подсистема разломов отвечает большей части Белорусской антеклизы и представляет собой большой неправильный треугольник, разделяющий Прибалтийскую и Украинскую подсистемы. Существенная роль в Белорусской подсистеме принадлежит разломам северо-восточного направления, намечаемым по магнитным аномалиям (Гафаров, 1963) и образующим Брестско-Минскую зону. Но еще более широко здесь развиты субширотные разломы, поперечные к оси Балтийско-

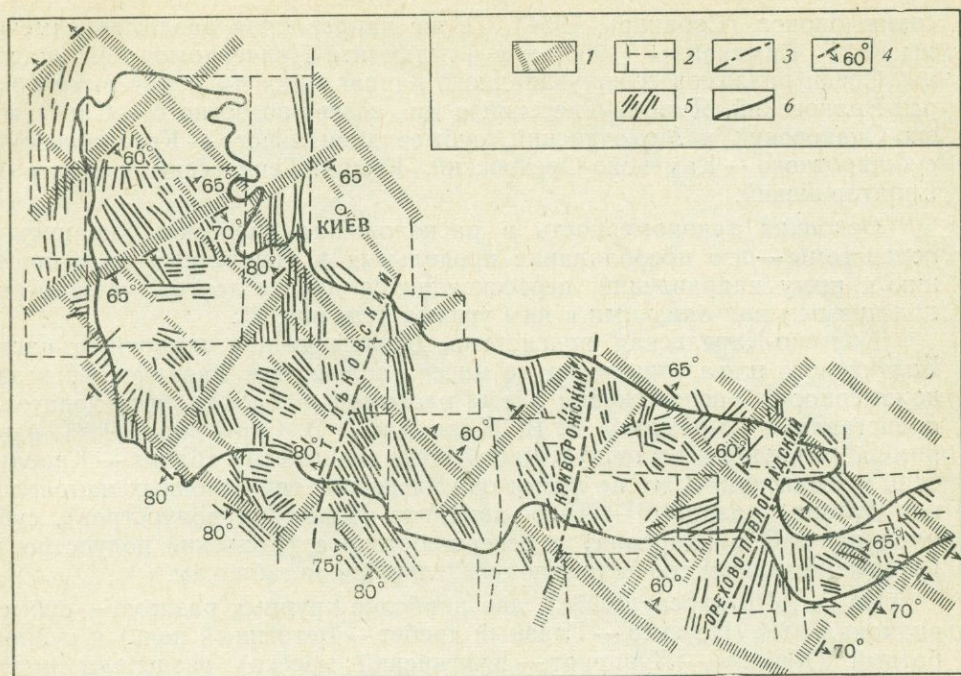


Рис. 2. Схема блоковой тектоники Украинского щита. По К. Ф. Тяпкину и др. 1968.

1 — межблоковые разломы диагональной системы; 2 — межблоковые разломы ортогональной системы; 3 — субмеридиональные глубинные разломы; 4 — направления и углы падения межблоковых зон разлома (по результатам интерпретации гравитационных аномалий); 5 — линии простираения метаморфических пород щита на уровне современного эрозионного среза; 6 — контур части щита

Украинской системы; они отмечены на широте Калининграда, по северной границе подсистемы, в Брестской впадине и в Припятском прогибе.

Характерная черта строения Припятского прогиба — наличие субширотных сбросов длиной более 140 км, ограничивающих ряд ступеней — Речицкую, Червонослободскую и др. В соленосных отложениях разломам отвечают цепочки локальных поднятий — брахиантиклиналей, куполов и штоков, осевые плоскости которых наклонены в сторону опущенных крыльев сбросов (Брусенцов, Кудрявец, 1968). Южная и северная границы Брестской впадины также совпадают с широтными разломами, тогда как более мелкие депрессии и выступы ограничиваются разломами северо-восточного простираения; местами намечаются небольшие меридиональные и северо-западные разломы (Зиновенко, 1968).

В Украинской подсистеме, отвечающей контурам Украинского щита и смежной Причерноморской впадины, сетка разломов наиболее сложная. В пределах щита установлены северо-восточные ( $50^\circ$ ), северо-западные ( $320^\circ$ ), широтные, меридиональные и субмеридиональные ( $15-20^\circ$ ) разломы, пересекающиеся друг с другом (рис. 2). При взаимном пересечении эти разломы расчленяют щит на изометричные в плане блоки с размером сторон 140—150 км (Тяпкин и др., 1968). Всего здесь выявлено 13 крупных блоков, в крайних частях которых разломы развивались длительно. В западной части щита, например, известны четыре блока — Осницкий, Новоград-Волынский, Коростеньский и Винницкий, ограниченные Кривотинским, Черняховским, Олевским и Мироновским разломами (Герасимов, 1967). В Приазовье наиболее отчетливы северо-западные разломы — Чаплинско-Янисольский, Басанско-Осипенковский и др., северо-восточные — Кальмиусский и Приазовско-Положский, субмеридиональные — Розовско-Азовский и др., широтные — Васильевско-Тельмановский и Южно-Донбасский, образующие при пересечении

серию блоков (Собакарь, 1964). Те же направления разломов намечены Ю. Г. Ермаковым (1968) и в фундаменте Причерноморской впадины. Среди разломов северо-западного направления им отмечаются Комрат-Вилковский, Ямполь-Одесский и др., северо-восточного — Саксаганско-Очаковский и Молочанский, субмеридионального — Криворожский, субширотного — Каменско-Ореховский, Комрат-Генический и Болград-Евпаторийский.

Основная закономерность в расположении разломов Украинской подсистемы — это преобладание продольных и поперечных по отношению к щиту направлений, пересекающихся друг с другом чаще всего под прямыми или близкими к ним углами (см. рис. 2).

Кольско-Карельская подсистема, охватывающая восточную часть Балтийского щита, построена не менее сложно, чем Украинская, и закономерности расположения здесь разломов и блоков исследователи представляют по-разному. В. В. Жданов и Т. В. Спрыгина (1968), например, разделяют восточную часть щита на два мегаблока — Карельский и Кольский. В то же время они намечают три основных направления (плана) разломов — северо-западное (Кольский полуостров), субмеридиональное (Карелия) и северо-восточное (Кольский полуостров), которые не совсем соответствуют выделенным мегаблокам.

По В. А. Токареву (1968), два наиболее крупных разлома — субмеридиональный (Печенга — Главный хребет — Ветренный пояс) и субширотный (Хибины — Луяврурт — Кургинский массив) разделяют полуостров на три блока — Беломорский, Баренцевоморский и Ботнический. А. И. Петров (1970) выделяет в восточной части Балтийского щита пять блоков — Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский и Ладожский. По его представлениям, разломы простираются в восьми направлениях: 295—305, 320—330, 340—345, 355—0, 25—30, 45—50, 65—70, 85—90°. Главными он считает разломы с простираем 295—305° (Восточно-Карельский, Северо-Ладожский, Мурманский, Баренцевоморский, Ковдорско-Кандалакшский, Тулис-Онежский) и 40—50° (Восточно-Кольский, Харловско-Ловозерский, Урагубско-Ботнический, Сюдварангерский и др.); последние располагаются примерно через 200 км один от другого. Немаловажную роль А. И. Петров отводит также субмеридиональным разломам, пересекающимся с северо-восточными под острыми углами. Как показывает рис. 3, эти разломы следуют вдоль оси Балтийско-Украинской системы, тогда как северо-западные разломы пересекают ее почти под прямыми углами.

Воронежская подсистема разломов расположена на южном продолжении Кольско-Карельской и территориально приурочена к Воронежской антеклизе. На северо-западе она ограничена краевым разломом Крестцовского прогиба, на юго-западе Барановичско-Астраханским разломом, на северо- и юго-востоке разломами соответственно Пачелмско-го прогиба и Доно-Медведицкого вала.

Согласно данным В. В. Копаева (1967) и Р. Т. Ананьина (1968), основная роль на площади Воронежской антеклизы принадлежит разломам северо-западного, север-северо-западного и северо-восточного направлений. Первые параллельны осям синклиналичных и антиклиналичных зон и прослеживаются в их краевых и внутренних частях. Особо выделяются разлом между Воронежско-Калачеевской и Острогжско-Россошанской зонами, дугообразно выгнутый к юго-западу, Лосевско-Мамонский разлом и др. Северо-восточные разломы рассекают синклиналичные и антиклиналичные зоны вкрест их простираения и переходят из одной зоны в другую. На территории КМА, к западу от главного разлома, по геолого-геофизическим данным, выделены продольные, поперечные и диагональные разломы двух направлений, 280—300 и 30—50° (Шишов, 1967).

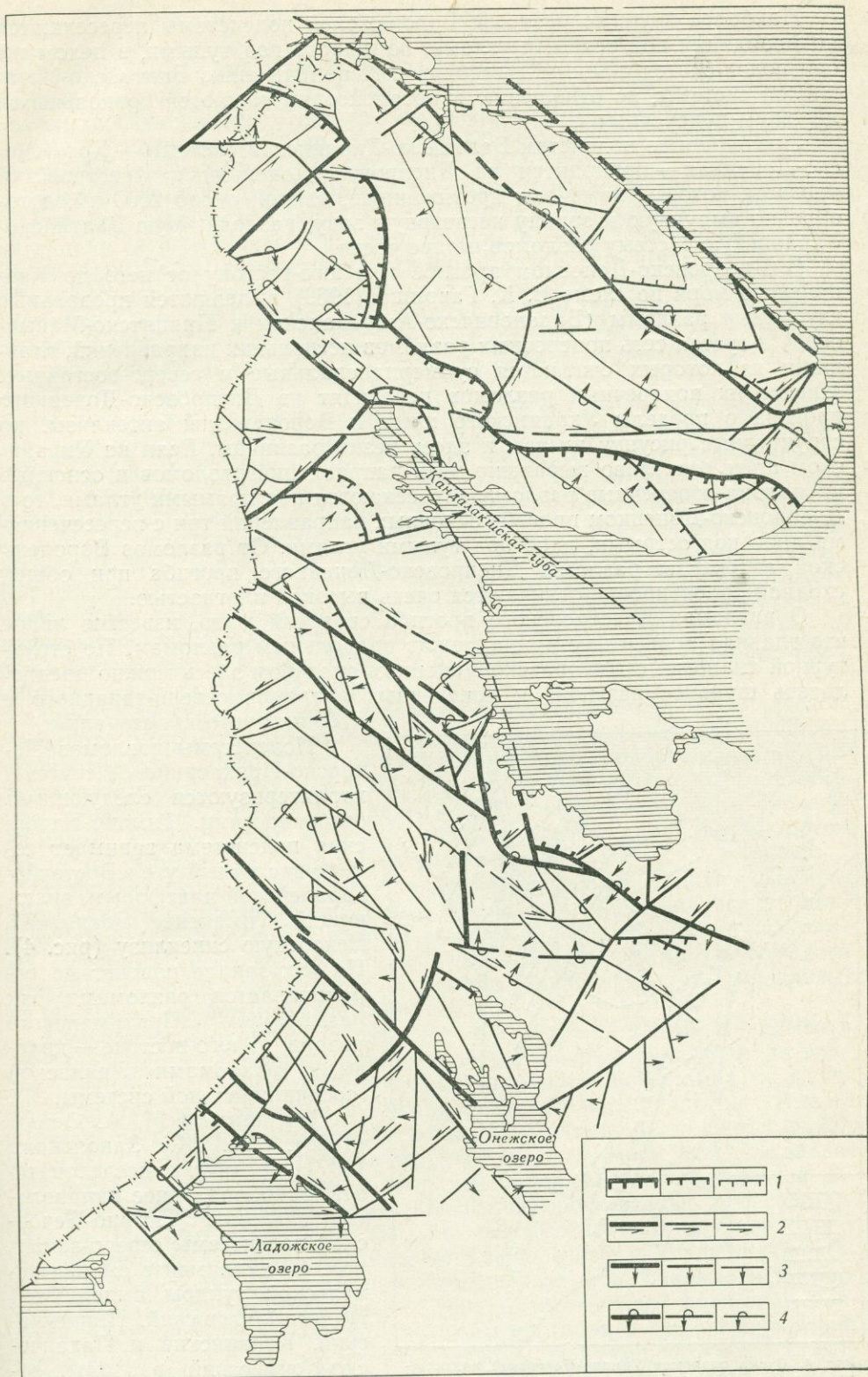


Рис. 3. Схема главных разломов восточной части Балтийского щита. По А. И. Петрову, 1970  
 1 — надвиги; 2 — сдвиги; 3 — сбросы; 4 — взбросы (стрелками показаны направления движений по разломам, толщина линий обозначает масштаб разломов)

Наиболее крупные разломы Воронежской подсистемы пересекаются по меридиану под острыми углами, по широте под тупыми, в целом же они подчиняются общему дугообразному направлению Балтийско-Украинской системы, по отношению к которой одни являются продольными, другие — поперечными.

Последняя из подсистем Балтийско-Украинской системы — Крестцовско-Донецкая — приходится на Днепровско-Донецкий и Крестцовский прогибы, которые намечают протяженную, длиной около 2000 км, дугообразно выпуклую к западу негативную зону, разделяющую Балтийско-Украинскую систему разломов на две части.

В Днепровско-Донецком прогибе и к юго-востоку от него до Каспийского моря по схеме В. К. Гавриша (1969) выделяются продольные глубинные разломы (Барановичско-Астраханский и Припятско-Маньчский) и густая сеть поперечных разломов несложких направлений, главными из которых считаются субмеридиональные и северо-восточные. Многие их поперечных разломов переходят из Днепровско-Донецкого прогиба в пределы Украинского щита и Воронежской антеклизы, но структурные рисунки их там и здесь резко различны. Если на Украинском щите отчетливо выражено пять направлений разломов и основные продольно-поперечные разломы пересекаются под прямыми углами, то в Днепровско-Донецком прогибе основных направлений три с пересечениями либо под острыми, либо под тупыми углами. От разломов Воронежской антеклизы разломы Днепровско-Донецкого прогиба при общей сходной ориентировке отличаются очень высокой плотностью.

О разломах Крестцовского прогиба сведений мало, известно лишь, что главная роль в нем принадлежит продольным разломам. По структурной аналогии с Днепровско-Донецким прогибом здесь можно предполагать широкое развитие и поперечных разломов северо-западного и субширотного простираний.

Подсистемы разломов Печорско-Прикаспийской системы характеризуются следующими особенностями. Тимано-Печорская подсистема занимает северо-восточный угол Восточно-Европейской платформы, включающий Тиманское поднятие и Печорскую синеклизу (рис. 4). На юго-западе подсистема ограничивается разломами так называемого Притиманского желоба, на юго-востоке — крайними разломами Уральской геосинклинальной системы.

По данным М. А. Осады (1968), А. К. Запольнова (1971) и других исследователей, преобладающее направление разломов Тимано-Печорской подсистемы северо-западное. В фундаменте Большеземельской тундры выделяются Индиго-Тобышский, Припечорский, Колвинский и Паханческо-Кочмесский разломы, обрисовывающие четыре крупных блока фундамента — Печорский, Денисовский, Большезе-

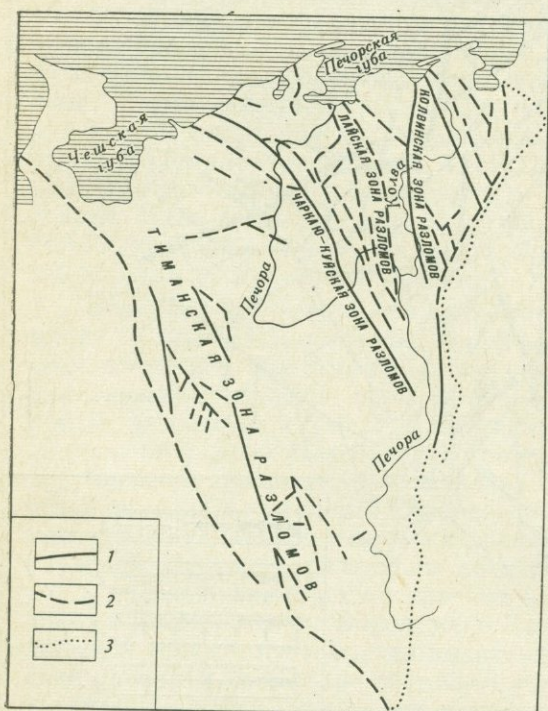


Рис. 4. Схема разломов Тимано-Печорской подсистемы. По М. А. Осаде, 1965 г. с дополнениями по тектонической карте Евразии, 1966 г.  
1 — глубинные разломы; 2 — прочие разломы фундамента (вскрытые и погребенные); 3 — граница Уральской складчатой системы

мельский и Хайпудырский. Отмечается также несколько внутривблоковых разломов, параллельных главным, либо примыкающих к ним под острыми углами в виде оперяющих нарушений. На Тимане наиболее крупные разломы расположены несколькими субмеридиональными кулисами, соединенными между собой оперяющими разломами северо-западной ориентировки. Они образуют единую мощную зону, вытягивающуюся от верховьев р. Печоры до Чешской губы.

Московская подсистема состоит в основном из разломов северо-восточного простирания и совпадает с контурами Московской синеклизы. На западе ее ограничивает краевой разлом Крестцовского прогиба, на севере — разломы юго-восточного склона Балтийского щита (по северо-западному краю Калининского массива и Сухонско-Унжинской зоны в фундаменте), на юго-востоке — Московско-Кировская шовная зона, протягивающаяся до г. Сыктывкара. Подсистема представляет собой огромную линзу северо-восточного простирания длиной свыше 1000 км и шириной около 500 км.

Разделенные разломами блоки Московской синеклизы располагаются параллельно или кулисообразно и в приосевой части синеклизы образуют две зоны прогибов, разделенные зоной выступов (Островский, 1970). Основное северо-восточное направление разломов в бортах прогибов и выступов местами дополняется субширотным (Московский грабен в южном борту синеклизы) и северо-западным или меридиональным (северный борт синеклизы) направлениями. В пределах Калининского, Борисоглебского и Владимирского поднятий, а также на западных окончаниях Галичской и Костромской впадин северо-восточные разломы располагаются относительно друг друга под острыми углами (Зандер и др., 1967). В целом же структурный рисунок разломов Московской подсистемы довольно простой.

Волго-Уральская подсистема разломов, отвечающая Волго-Уральской антеклизе, характеризуется мозаичным расположением главнейших структур чехла. Здесь известны изометричные и куполообразные поднятия (Токмовский, Татарский и другие своды), прямолинейные прогибы, или авлакогены, разных направлений (Кировско-Кажимский, Верхне-Камский, Абдулинский), удлиненные поднятия, или валы (Сурско-Мокшинский, Жигулевский, Коми-Пермяцкий и т. п.).

В плане подсистема имеет форму разностороннего пятиугольника, обращенного одним углом на север. На северо-западе она ограничивается Московско-Кировской шовной зоной, на северо-востоке — разломами Предтимаанского желоба, на юго-западе — разломами Пачелмского прогиба, на юге — северными разломами Прикаспийской синеклизы, на востоке — краевыми разломами Урала.

Соответственно ориентировке структур чехла разломы фундамента простираются в нескольких направлениях, разбивая фундамент на глыбы (см. рис. 1). Преобладают четыре направления разломов — северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное. Вместе с тем на их пространственное расположение оказывает влияние, с одной стороны, Балтийско-Украинская структурная дуга, а с другой — складчатая система Урала. Поэтому в западной половине Волго-Уральской антеклизы наиболее широко представлены северо-западные и северо-восточные разломы, огибающие дугу, на востоке же — субмеридиональные и субширотные разломы, продольные и поперечные к Уралу. Кроме того, отмечаются дугообразные простирания разломов. Таковы, например, пограничная Московско-Кировская зона, Жигулевская флексура, разломы Абдулинского и Бельско-Илекского прогибов и др. По периферии Токмовского и Татарского сводов разломы фундамента имеют округлую в плане форму (Неволин и др., 1968; Ярош, 1968).

Печорско-Прикаспийская система разломов на юге замыкается Прикаспийской подсистемой, отвечающей синеклизе того же названия. Под-

система ограничивается Заволжской и Жадовской флексурами, Токаревским сбросом и погребенными разломами по краю Ставропольского поднятия, Северо-Устюртского прогиба и южной части Предуральского краевого прогиба. Эти нарушения соединяются в одну замкнутую линию и придают подсистеме облик несколько вытянутого по широте овала длиной 1000 км и шириной около 700 км.

Внутреннее расположение разломов Прикаспийской подсистемы, как видно из рис. 1, очень своеобразно. На западе они простираются с юго-востока на северо-запад, на востоке — субмеридионально и с юго-запада на северо-восток. К северной части Каспийского моря разломы сходятся под острыми углами, образуя как бы открытый на север веер.

### Разломы доплатформенной стадии

Доплатформенные разломы на Восточно-Европейской платформе наиболее полно охарактеризованы в восточной части Балтийского щита и на Украинском щите, где они представлены разновидностями нескольких генераций.

В восточной части Балтийского щита самые ранние, архейские, разломы формировались в условиях преобладающих пластических дислокаций и в настоящее время выражены небольшими, затухающими по простиранию и на глубину дизъюнктивными нарушениями. Вмещающие их кристаллические породы представлены различными гнейсами с абсолютным возрастом 2500—2800 млн. лет, возникшими при региональном развитии процессов анатексиса и палингенеза. Гнейсы имеют сложноскладчатое строение с широким развитием куполов и куполовидных структур, не обнаруживающих в расположении каких-либо линейных закономерностей.

На примере беломорид Северной Карелии Н. В. Горлов (1967) показал, что признаками ранних разломов являются пегматитовые и кварцевые жилы, дискордантные зоны гранито-гнейсового состава в гнейсах, амфиболитах и основных породах, узкие линейные зоны повышенной мигматизации и метасоматоза в различных породах, аномальные направления кристаллизационной сланцеватости, линейные флексуры и складки, косо ориентированные к напластованию пород.

Н. В. Горлов различает внутрипластовые, внутриформационные (с явлениями надвигания) и сквозьформационные разрывы длиной от сот метров до 12—15 км. Он предполагает, что расчленение фундамента беломорид на тектонические активные блоки осуществлялось по сети сравнительно коротких трещин, не объединенных в протяженные линейные системы. Дезинтеграция привела к образованию мозаики глыб прямоугольных, ромбовидных и многоугольных очертаний; границы глыб совпадают с осевыми поверхностями межблоковых синклинальных структур.

Следующие по возрасту раннепротерозойские разломы, отвечающие времени формирования карелид (2600—2000 млн. лет), образуют широкие и весьма протяженные зоны, контролировавшие линейные карельские геосинклинали с отчетливой структурно-фациальной зональностью. Один из таких глубинных разломов проходит в зоне сочленения беломорид и карелид на участке между р. Кемью и Кукаозером. По К. А. Шуркину (1968), здесь в полосе шириной от 15—20 до 50—60 км развита серия расколов и разрывов, сопровождающихся интенсивной бластомилонитизацией всех метаморфических и магматических пород с полной трансформацией их текстуры, структуры и минерального состава. Здесь же широко представлены многочисленные интрузии разного возраста и состава. К. А. Шуркин считает, что формирование зоны глубинного разлома продолжалось с момента заложения Карельской геосинклинали до ее консолидации в среднем протерозое.

Другой пример раннепротерозойских глубинных разломов — подвижный пояс Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове. Он прослежен вдоль юго-западного края Мурманского блока в породах архея — нижнего протерозоя. Длина его 300 км, наибольшая ширина 10—15 км. С разломом связывается заложение прогиба северо-западного простирания, накопление осадочно-вулканогенных (спилито-кератофировых и железисто-кремнистых) пород, внедрение микроклиновых гранитов и множества тел основного и ультраосновного состава. Ранние фазы развития разлома характеризуются преобладанием условий растяжения (Козлов, 1966; Токарев, 1966).

К этой же категории относятся Цагинский разлом на Кольском полуострове, Панаярвинский разлом в Северной Карелии и др. Цагинский глубинный разлом прослежен в север-северо-восточном направлении от Федоровой тундры до Ловозера и дальше. Ширина образуемой им зоны 30 км. Вдоль разлома цепочкой вытянуты массивы основных интрузивов, микроклиновых гранитов, линзы метасоматитов, зоны рассланцевания и брекчирования. Сместитель разлома вертикален с признаками сбросо-сдвиговых перемещений (Козлов, 1966). Панаярвинская зона шириной до 15 км простирается широтно и уходит в Финляндию. С ней связаны основные и кислые эффузивы, трещинные интрузивы метагаббро и габбро-диабазов, массивы основных и ультраосновных пород, альбит-карбонатные жилы; внутри зоны отмечено рассланцевание и дробление пород. Движения по разлому в протерозойское время были преимущественно сбросовыми (Григорьева, 1968).

В среднем и местами в позднем протерозое разломы восточной части Балтийского щита вновь претерпели существенные преобразования. Наряду с вертикальными подвижками в их зонах широко проявились горизонтальные перемещения, превратившие карельские подвижные пояса в систему крутопадающих чешуйчатых моноклиналей типа Имандра-Варзугской зоны (рис. 5). В Печенгской структуре также отмечено чешуйчатое строение моноклиналей с преобладающим южным падением отражающих границ на сейсмогеологических профилях, интерпретируемых как надвиговые поверхности (Литвиненко, 1968).

В зоне сочленения Кольских карелид с Беломорским блоком архейские и протерозойские метаморфические и магматические породы превращены в blastsмилониты. На Терском участке контакта наблюдаются многочисленные надвиги, ориентировка которых указывает на перемещение беломорских гнейсов на север. С надвигами на субмеридиональном участке между оз. Имандра и р. Туломой сочетаются крутопадающие разломы (вероятно, сдвиги. — А. С.), сопровождаемые основными интрузиями (Шуркин, 1968).

На юго-востоке Кольского полуострова, по границе Терской глыбы и Имандра-Варзугского грабена, известна субширотная Южная зона смятия, состоящая из мозаики обломков пород дорифейского возраста, ширина ее 30—40 км. Зона состоит из нескольких структурных швов, представленных сериями эшелонированных сбросов, взбросо-надвигов, надвигов, сдвигов, с амплитудой в несколько километров и зон рассланцевания и бластеза. Здесь присутствуют гипербазиты, габброиды, плагио-микроклиновые и щелочные граниты и пегматиты.

В Панаярвинской зоне Северной Карелии, возникшей в предшествующий этап (Григорьева, 1968), в конце доплатформенного развития произошли сдвиговые перемещения амплитудой до 7 км. Они обусловили проявление многочисленных оперяющих трещин скальвания и отрыва, последние были заполнены дайками лейкократовых габбро-диабазов.

Несколько иную кинематическую трактовку доплатформенных разломов восточной части Балтийского щита дает А. И. Петров (1970). Наиболее древние, раннеархейские, разломы в пределах Мурманского и Карельского блоков он считает крупными левыми сдвигами. Они имеют

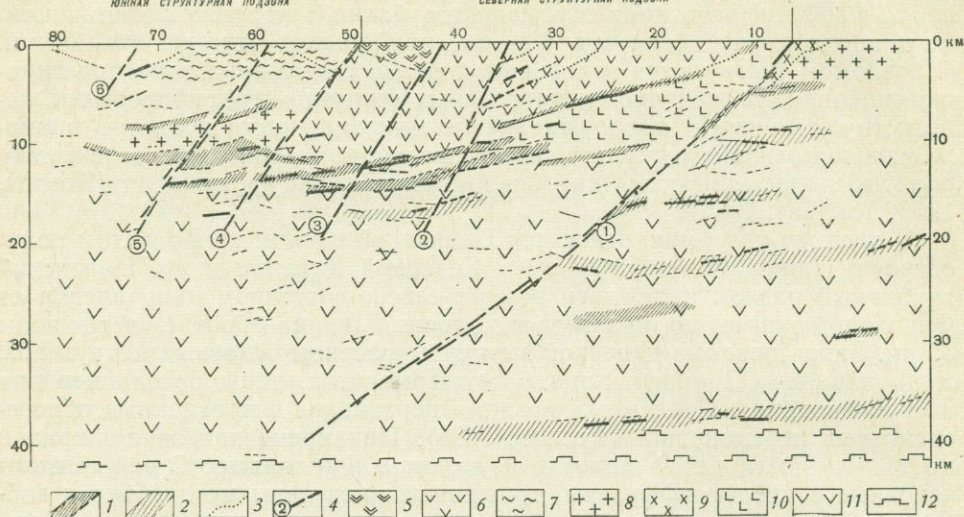


Рис. 5. Глубинный сейсмогеологический разрез Имандра-Варзугской синклинорной зоны. По И. В. Литвиненко и др. с упрощениями, 1968

1 — отражающие площадки, соответствующие волнам с большой амплитудой записи; 2 — отражающие площадки, соответствующие волнам с малой амплитудой записи; 3 — предполагаемые крутопадающие отражающие границы вблизи дневной поверхности; 4 — тектонические нарушения, установленные на поверхности и предполагаемые на глубине по сейсмическим данным и их номера; 5 — ильменская свита имандра-варзугской серии (диабазы, мандельштейны); 6 — имандра-варзугская серия без расчленения (среднепротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс); 7 — тундровая серия (нижнепротерозойский комплекс гнейсов, сланцев, амфиболитов, кварцитов и др.); 8 — архейский гранито-гнейсовый комплекс без расчленения; 9 — щелочные граниты; 10 — Панская интрузия габбро-норитов; 11 — гранулито-базитовый слой земной коры; 12 — подкордовый слой

северо-восточное простирание и, по его мнению, сопровождаются складками подворота в ультраметаморфических породах, а также оперяющими субширотными надвигами с мигматитами и субмеридиональными зонами растяжения, контролирующими размещение интрузий.

Следующий этап (поздний архей — ранний протерозой) характеризуется, по А. И. Петрову, интенсивными движениями по разломам северо-западного простирания — Тулос-Онежскому, Панаярвинско-Беломорскому, Ковдорско-Кандалакшскому и др. Развивались они в течение нескольких подэтапов, каждый из которых начинался сбросовыми смещениями, внедрением интрузий основного состава и накоплением осадочно-вулканогенных толщ, а заканчивался сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми перемещениями с локализацией прогибов, интенсивной складчатостью, гранитизацией и реоморфизмом, с отжатием гранитной магмы в оперяющие разломы. К концу этапа господствующими стали сдвиги, которые переросли затем во взбросы и надвиги.

Доплаформенное развитие разломов заканчивается образованием взбросо-надвиговых и сдвиговых структур, которые, согласно А. И. Петрову, проявились повсеместно, начиная с позднего ятулия, и завершились ко времени окончательного формирования рапакиви и подобных им гранитов. Сдвиго-надвиговые подвижки происходили на фоне преобладающего перемещения масс с юго-запада на северо-восток и особенно интенсивно проявились на стыке блоков разной степени консолидации. Наиболее протяженный надвиг отмечается А. И. Петровым по северо-восточному краю Беломорского блока вдоль всего Кольского полуострова (см. рис. 3). Ширина зоны надвига 10—15 км, наклон к юго-западу и югу под углом 45—55°. Зона сложена кристаллическими расщепленными гнейсами и различными сланцами — порфиробластическими, зеленокаменными и другими (тундровая серия), которые срезают и перекрывают различные структуры центральной части полуострова. Максималь-

ная амплитуда надвига в его юго-восточном и северо-западном участках оценивается в 60—70 км; здесь полностью или частично перекрыты юго-западные крылья Имандра-Варзугского и Печенгского прогибов.

Зоны позднедоплатформенных надвигов и сдвигов отмечаются в Северном Приладжье, где дифференцированные движения привели к крупноблоковому будинажу (15—20 км в поперечнике) и образованию куполовидных структур. Крупные надвиги установлены по юго-западной границе Ветреного пояса; они сопровождаются цепочками небольших тел ультраосновных пород, которые фиксируются в магнитных полях в виде обращенных к северо-востоку дуг.

Доплатформенные разломы Украинского щита по характеру проявления во многом аналогичны восточно-балтийским. В структуре раннего докембрия (2600—3500 млн. лет) разломы и здесь играли подчиненную роль, тогда как основной фон составляли куполовидные и петельчатые складки, развивавшиеся в процессе регионального метаморфизма гранулитовой фации (Рябенко, 1968). В Приазовье наиболее древние из этих форм имели северо-западное простираие, более молодые (того же архейского комплекса) — северо-восточное. Разрывные нарушения проявлялись только в связи с развитием этих форм (Собакарь, 1964).

Основная сетка доплатформенных разломов Украинского щита (см. рис. 2) была сформирована в раннем и среднем протерозое, в интервале 1700—2600 млн. лет. К этому времени относится заложение связанных с глубинными разломами геосинклинальных трогов, шовных и рубцовых геосинклиналей с линейной складчатостью, которые, вероятно, простирались за пределы современных границ щита (Рябенко, 1968; Субботин и др., 1968).

Диагональные, северо-западные и северо-восточные разломы в большинстве случаев сложены разуплотненными или более гранитизированными породами и лишь местами сопровождаются интрузиями основных и ультраосновных пород. Ширина их 5—15 км. В архейское время, по К. Ф. Тяпкину и др. (1968), вдоль этих разломов происходили значительные вертикальные перемещения с амплитудой в несколько километров, благодаря чему разломы в современной структуре разграничивают блоки с различными комплексами пород или разными степенями их метаморфизма. Сместители диагональных разломов наклонены под углами 60—90°. Ортогональные разломы в отличие от диагональных выражены менее четко в геофизических полях, но, по геологическим данным, прослеживаются на большие расстояния, местами ограничивая трогои, заполненные протерозойскими породами (Тяпкин и др., 1968). Волынский широтный разлом, служащий естественной границей северной части Украинского щита, сопровождается древними узкими ложбинами на поверхности докембрийских пород. Он же является северной границей площадного распространения архейских гнейсов и южной границей Коростеньского плутона (Гойжевский, 1965).

В заключительную фазу доплатформенного развития на рубеже среднего — позднего протерозоя (1500—1700 млн. лет) по ряду разломов Украинского щита произошли горизонтальные перемещения, затронувшие архейские и нижнепротерозойские породы. Таков, например, Криворожско-Кременчугский субмеридиональный прямолинейный разлом с крутым положением сместителей длиной 300 км и шириной 30 км. Он характеризуется милонитизацией и ультраметаморфизмом, а также основным и ультраосновным магматизмом. В зоне разлома мигматиты имеют S-образную форму, кливаж по отношению к главному сместителю ориентирован под острым углом. Имеются горизонтальные или почти горизонтальные штрихи и борозды скольжения. Широко развиты складки с вертикальными шарнирами. Разлом определяется как правосторонний сдвиг с амплитудой более 20 км (Куделя, 1965).

В Криворожье отмечается Лихмановский сбросо-сдвиг (рис. 6) с ам-

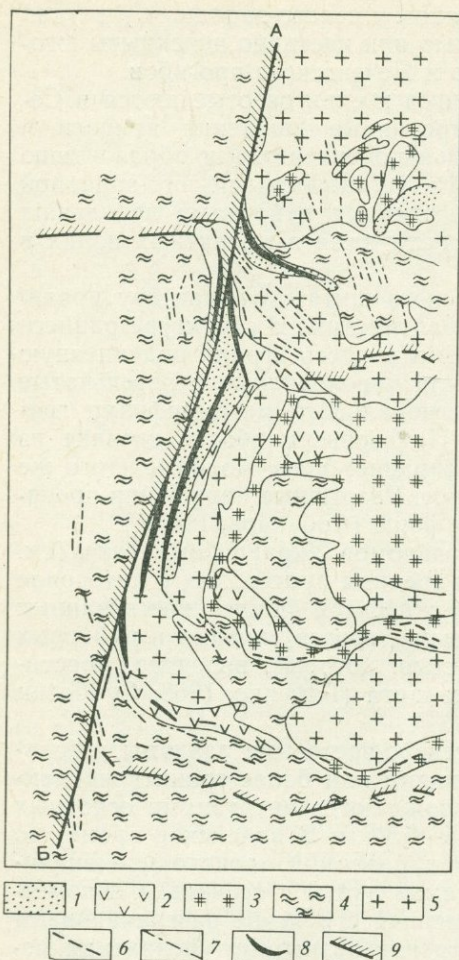


Рис. 6. Тектоническая схема Криворожья.  
По К. Ф. Тяпкину, 1965

1 — криворожская и конско-верхоцевская серии; 2 — амфиболиты; 3 — чередование амфиболитов и мигматитов; 4 — мигматиты и граниты; 5 — граниты; 6 — ультраосновные породы; 7 — оси магнитных аномалий; 8 — оси складок; 9 — разрывы; А—В — Лихмановский глубинный разлом (сбросо-сдвиг)

геосинклиналей, группируются в несколько систем (согласно нашим представлениям 3-го и 4-го порядков) — Среднерусскую, Рязано-Саратовскую (Пачелскую), Муромо-Елабужскую, Жигулевскую, Крестецко-Ладжскую, Сухоно-Двинскую, Кандалакшскую, Мезенско-Вятскую, Верхнекамскую и Приуральскую. Одни из этих систем — Рязано-Саратовская, Жигулевская и Муромо-Елабужская — контролируют интрузивные образования преимущественно основного состава, другие же, как, например, Крестецко-Ладжская, — основной и кислый магматизм. Основные породы представлены главным образом габбро-норитами нижнепротерозойского возраста и залегают в виде штоков и даек с крутыми углами падения. Среди кислых пород преобладают протерозойские микроклиновые граниты. В Мезенско-Вятской системе известны интрузивы диоритов крупного размера.

В центральных районах Русской плиты, в четырехугольнике Москва — Таллин — Белосток — Чернигов выделяются три ограниченные разло-

плитудой правостороннего горизонтального смещения в несколько десятков километров. В районе замыкания Саксаганского синклинория Лихмановский разлом сопровождается надвигами. Надвиговая зона имеет сложночешуйчатое строение с преимущественным западным падением чешуй под углами 45—85°; ее мощность колеблется от 50 до 400 м.

Можно отметить, наконец, Емилово-Первомайский глубинный разлом северо-западного простирания, определяемый как левый сдвиг (Веремьев, Рябенко, 1968). Его длина более 100 км, ширина 10 км. Внутренняя полоса зоны разлома сложена бластомилонитами и катаклазитами со следами калиевого метасоматоза. Внешние полосы глубоко-метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований собраны в систему присдвиговых складок. По геофизическим данным, Емилово-Первомайский разлом достигает базальтового слоя.

Доплатформенные глубинные разломы плитной части Восточно-Европейской платформы выделяются в значительной степени условно по соотношению линейных и мозаичных геофизических полей фундамента и по времени заложения относятся, скорее всего, к позднему архею — раннему протерозою, к моменту возникновения первых после массовой гранитизации геосинклинальных трогов.

По данным В. Н. Зандера и др. (1967), глубинные разломы фундамента Русской плиты, связанные с заложением раннепротерозойских

мами линейные зоны — Белорусско-Валдайская, Таллинско-Московская и Карельская (Бондаренко, 1968). Они характеризуются узкими полосами линейных положительных аномалий, сопряженных с субпараллельными полосами ослабленного магнитного поля. Ограничивающие их разломы представляют собой крупные межзональные нарушения с возможным надвиганием линейных складчатых поясов на соседние более жесткие изометрические в плане массивы. Вдоль разломов следуют цепочки тел габбро-амфиболитового состава. Разломы простираются в северо-западном и северо-восточном направлениях и пересекаются в районе г. Витебска. Кроме межзональных выделяются внутризональные разломы, разделяющие структуры 2-го порядка с резкими чертами различий в строении и развитии. Местами намечаются дугообразные в плане разломы, оконтуривающие кольцеобразные структуры на восточных склонах Балтийско-Украинской зоны — в районах Бобруйска, Смоленска и Валдая.

В фундаменте Белорусской антеклизы отмечается субмеридиональный Щучинский разлом (Медушевская, 1970), являющийся примером древних протяженных разломов, согласных с простираем складчатых структур и залеченных интрузивными образованиями и гидротермами заключительных фаз доплатформенного развития.

В дорифейских породах Русской плиты Н. В. Неволин и др. (1968) выделяют разломы северо-западного и северо-восточного направлений. Первые проявляются в Мезенской впадине, Жигулевско-Самарской зоне, Пачелмском прогибе, Воронежском массиве, вторые — в Московской синеклизе, Волго-Уральской тектонической зоне, Оршанском прогибе, Белорусском своде и Балтийской впадине. Северо-восточные разломы пересекают северо-западные и относятся по возрасту к среднему или позднему протерозою.

Многие из прогибов типа авлакогенов также ограничиваются разломами древнего заложения, согласными с простираем складчатости фундамента и наследующими его древнюю структуру. По Л. Н. Розанову (1968), для них характерно отчетливое отображение на картах магнитных и в ряде случаев гравитационных аномалий, связанных в основном с размещением пород фундамента.

Доплатформенные разломы по отношению к авлакогенам могут быть продольными и поперечными. В Пачелмском авлакогене, например, преобладающие продольные разломы образуют протяженную зону, в строении которой участвуют породы высокой плотности предположительно архейского возраста, архейский комплекс пород, переработанный протерозойскими складчатыми процессами и гранитизированные породы низкой плотности неясного возраста. Зона разломов разделяет Восточно-Воронежский (складчатый протерозой) и Токмовский (архейский комплекс) блоки фундамента (Неволин и др., 1968).

Одновременно с формированием Пачелмского авлакогена на краю смежной Воронежской антеклизы в связи с разломами образовалась Тамбовско-Борисоглебская полоса локальных поднятий, разделяющая Тамбовский антиклинорий и Калачско-Воронежскую синклиналию зону (гранитоиды и метаморфические сланцы). В полосе поднятий среди биотитовых микрогнейсов, вскрытых Борисоглебской скважиной, содержатся прослой серпентинитов, происхождение которых связывается с проникновением магмы основного и ультраосновного состава из глубоких горизонтов коры по разрывным нарушениям (Ананьин, 1968).

В Доно-Днепровском прогибе наиболее древние разломы являются секущими и переходят из Украинского щита через прогиб в пределы Воронежской антеклизы. В. К. Гавриш (1969) называет эти разломы унаследованными и подразделяет их на четыре группы: 1) субмеридиональные (15 наименований); 2) субширотные (3 наименования); 3) северо-западные (4 наименования) и 4) северо-восточные (7 наименований).

Чтобы показать общий характер строения секущих доплатформенных

разломов Доно-Днепровского прогиба, рассмотрим один из них, Криворожско-Комаричский, описанный в работах Я. Н. Белевцева, В. Г. Бондарчука, В. К. Гавриша, Г. И. Каляева, С. И. Субботина и др. Этот разлом вытянут в север-северо-восточном направлении и нарушает архейские гнейсы и более молодую криворожскую метаморфическую серию; метаморфиды в сравнительно узкой зоне на территории Украинского кристаллического щита (шириной до 8 км) имеют резко увеличенную (до 8000 м) мощность. По-видимому, вдоль разлома в криворожское время (1700—2100 млн. лет) протягивался синклинорий.

В юго-западном борту прогиба (район Кременчуга) Криворожско-Комаричский разлом проявляется на поверхности докембрия в виде валообразного поднятия общей амплитудой до 300 м и более с локальными положительными структурами амплитудой 20—50 м. Севернее на территории Доно-Днепровского прогиба разлом устанавливается по наличию нескольких выступов — Решетиловского, Пселского и Новотроицкого с амплитудой 1—1,5 км, а также ряда полосовых магнитных аномалий (до 600 гамм) по линии Новотроицкое — Рылск и гравитационной ступени по линии Борки — Штеповка — Белополье. В пределах Воронежской антеклизы на продолжении разлома размещается Комаричско-Шаблыкский грабен длиной свыше 100 км и шириной 8—10 км. С зоной разлома связаны существенные сдвиговые и надвиговые перемещения.

Наличие древних поперечных разломов в Доно-Днепровском прогибе не исключает существования на месте этой структуры в доплатформенную стадию продольных разломов, отграничивающих зону нерасчлененных складчатых образований докембрия от архейского комплекса пород (Неволин и др., 1968). Это подтверждают и отмеченные выше различия в структурных рисунках Украинской, Днепровско-Донецкой и Воронежской подсистем глубинных разломов.

На востоке Русской плиты разломы доплатформенной стадии, возникшие в процессе формирования складчатого фундамента, т. е. не позже раннего протерозоя, по А. Я. Ярошу (1966), отражаются главным образом в аномальном магнитном поле и только на участках с относительно неглубоким и спокойным залеганием поверхности фундамента; древние разломы отчетливо вырисовываются как в магнитном, так и в гравитационном полях. Близ Урала они разграничивают крупные блоки кристаллического фундамента, отличающиеся друг от друга внутренней структурой и простиранием складчатых систем, степенью проявления магматизма и его составом, а также направлением, амплитудой и ритмом движений. Как правило, они отделяют блоки ранней консолидации фундамента (архейские массивы) от окружающих их структур более поздней карельской складчатости. А. Я. Ярош считает, что некоторые разломы этой группы, вероятно, были непосредственно связаны с развитием древних геосинклиналей и служили каналами при внедрении в земную кору магм основного состава.

На огромной территории от Сыктывкара до Оренбурга и от Казани до района Магнитогорска А. Я. Ярош выделяет большое количество древних разломов (рис. 7), дугообразно простирающихся в субширотном и субмеридиональном направлениях.

По мнению И. М. Уразаева (1970), ортогональные разломы восточной части Русской плиты были заложены еще в доархейское время, причем меридиональные нарушения древнее широтных. Вместе с тем он датирует время проявления главного Удмуртского надвига, вытянутого с юга на север, поздним археем. Он отмечает также, что древние разломы кристаллического фундамента обычно не вертикальны, а наклонены к горизонту под углом 60—80°. Возможно, это связано с горизонтальными перемещениями наиболее поздних доплатформенных фаз, зафиксированных в обнаженных частях складчатого фундамента на западе Восточно-Европейской платформы.

## Разломы платформенной стадии

Глубинные разломы платформенной стадии развивались в процессе формирования платформенного вулканогенно-осадочного чехла (с позднего протерозоя) и оказали огромное влияние на его тектоническую структуру, а также на мощность и фациальный состав отложений. Эти разломы выражены на территории Восточно-Европейской платформы с наибольшей резкостью. Одни из них, унаследованные, возникли еще в докембрии и существовали в палеозое, мезозое и кайнозое. Другие же, новообразованные, сформировались вне связи со структурами складчатого фундамента и пересекали их в различных направлениях; развитие этих разломов ограничивается палеозоем и мезозоем.

В настоящей работе невозможно изложить все имеющиеся сведения о разломах Восточно-Европейской платформы, поэтому здесь будут рассмотрены лишь некоторые примеры с целью характеристики строения основных систем и подсистем.

Платформенная стадия восточной части Балтийского щита (Кольско-Карельская подсистема) характеризуется главным образом общим поднятием территории, образованием мощных зон расколов и разломов, внедрением интрузий различного состава и возраста и формированием небольших впадин-грабенов с вулканогенно-осадочным и осадочным выполнением (рифей, венд, палеозой).

По морфологии разломы платформенной стадии Кольско-Карельской подсистемы довольно однообразны. Это преимущественно зоны катаклаза и дробления, состоящие из нескольких сместителей сбросового и взбросового типа. Длина разломов 250—500 км, ширина от нескольких до 30—40 км. Особо выделяется намеченная еще А. А. Полкановым пограничная флексура, отделяющая Балтийский щит от Русской плиты; она криволинейна и простирается от Мезенской губы до окрестностей Ленинграда на расстоянии около 1000 км.

Одни из разломов достигают поверхности Мохоровичича, например, в зоне сочленения беломорид и карелид, другие рассекают только «гранитный» слой; к этой категории относится большинство разломов северо-западного, северо-восточного и широтного простираний по обрамлению Мурманского и Беломорского блоков, Кейвской и Имандра-Варзугской структурных зон и т. п. (Цирульникова и др., 1968).

На Кольском полуострове В. А. Токарев (1968) выделяет следующие разломы: 1) глубокие, проникающие в земную кору до поверхности Мохоровичича (до 35 км); 2) средней глубины, до поверхности Конрада

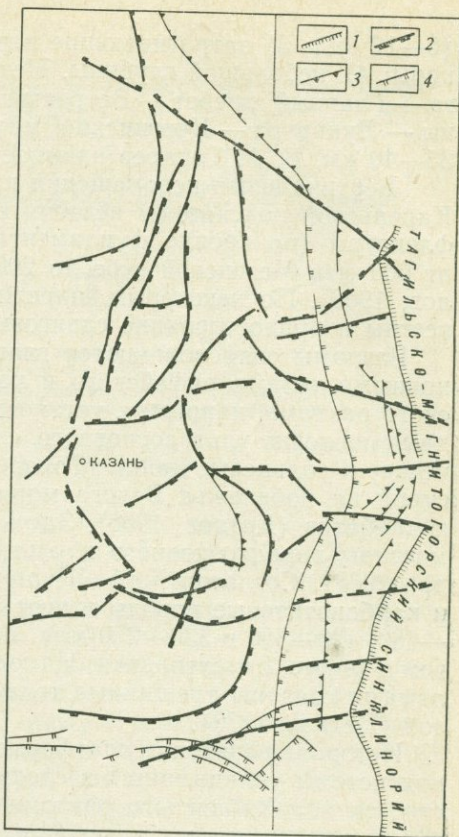


Рис. 7. Схема разломов восточной части Восточно-Европейской платформы. По А. Я. Ярошу, 1968

1 — зона краевого глубинного разлома (намечающаяся крупной гравитационной ступенью по западной границе Тагильско-Магнитогорского синклинория), разделяющая многочисленные эвгеосинклинали; 2 — древние разломы, образовавшиеся до консолидации складчатого основания платформы; 3 — позднпротерозойские разломы, образовавшиеся после консолидации складчатого основания платформы; 4 — палеозойские зоны разломов

(6—12 км); 3) затрагивающие верхнюю гнейсо-гранитную часть земной коры; 4) небольшой глубины. Некоторые из разломов по линии Печенга — Главный хребет — Ветренный пояс (субмеридиональный) и Хибин — Луявурт — Кургинский массив (субширотный), глубиной более 35—40 км, В. А. Токарев называет сверхглубокими.

Вертикальные перемещения по платформенным разломам Кольско-Карельской подсистемы незначительны. Опущенное крыло пограничной флексуры (по кровле фундамента), например, находится на глубинах от 600 м в Мезенской губе до 200 м в окрестностях Ленинграда (Козлов, 1966). По некоторым широтным разломам южной части щита известны и правосторонние сдвиговые подвижки (Петров, 1970).

Разломы сопровождаются главным образом основными и ультраосновными телами рифейского и палеозойского возраста. В зоне Хибинского разлома, например, установлено до 20 массивов, сложенных породами щелочно-ультраосновного состава — центральные интрузии, конические и кольцевые дайки (Токарев, 1966). В связи с пограничной флексурой на побережье Белого моря отмечены рои даек габбро-диабазов и диабазов (Козлов, 1966). Здесь же на глубинах 10—12 км выявлены массивы пород основного и ультраосновного состава (Цирульникова и др., 1968). Согласно К. А. Шуркину (1968), ультраосновные, щелочные и карбонатитовые породы имеют каледонский и варисский возраст (520—480, 420—380 и 330—270 млн. лет); они внедрялись по расколам иной, чем в рифее, ориентировки. На юге щита с некоторыми широтными разломами связаны трещинные тела гранитов рапакиви верхнего протерозоя (Петров, 1970).

История развития платформенных разломов Кольско-Карельской подсистемы укладывается в следующие четыре этапа, намеченные в частности для Хибинского разлома (Козлов, 1966): 1) образование сбросов и опускание центральных частей зоны разлома; 2) накопление осадочно-эффузивных отложений; 3) внедрение щелочных пород; 4) дифференцированные движения блоков в пределах грабена.

Платформенные разломы Украинской подсистемы представлены главным образом сбросами, с которыми связаны моноклинали типа Овручской и приразломные грабены. Сбросы ограничивают Украинский кристаллический массив. На севере — это Ельский сброс широтного направления, на западе — Ровенский двухступенчатый разлом, по которому поверхность фундамента опущена на 2 км, на юге — субширотный разлом, простирающийся от Могилева-Подольского до Бердянска, на северо-востоке — обусловленные разломами валообразные поднятия типа Михайловско-Зачепиловского и разрывы различной амплитуды (Геол. строение СССР, 1968).

В Приазовской части массива известна полоса ступенчатых сбросов, прослеживаемая от г. Павлодара к югу в отложениях палеозоя. С ней совпадает Конкская магнитная аномалия, здесь же проходит флексура, с которой связано выпадение из разреза мел-палеогеновых отложений. Амплитуда сбросов изменяется от 300 м на севере до 150—200 м на юге (Носовский, 1957). В Приазовье есть также субширотные разломы, синхроничные (девон) Донецкой субгеосинклинали (Собакарь, 1964).

С разломами Украинской подсистемы связаны разнообразные магматические породы — покровы кварцевых порфиров, порфиритов, ортофиров и базальтов палеозойского и мезозойского возраста (Рябенко, 1968; Носовский, 1957 и др.), а также массивы мезозойских щелочных гранитов (Собакарь, 1964). В современных геофизических разрезах разломы достигают раздела Мохоровичича, находящейся на глубинах порядка 50 км (рис. 8).

В Причерноморской впадине разломы, переходя в ряде случаев из Украинского массива, выражены на поверхности фундамента тектоническими уступами, желобами и приразломными прогибами. В зонах этих

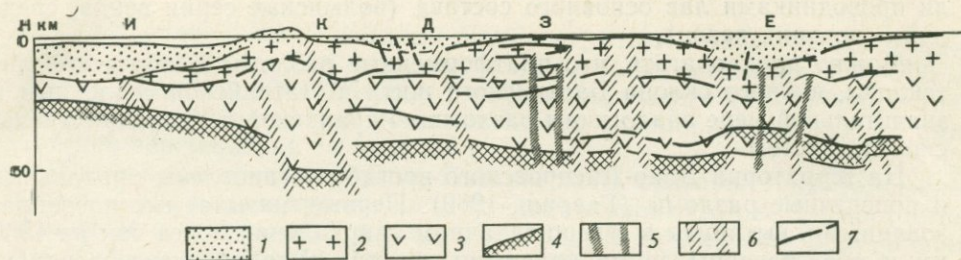


Рис. 8. Сейсмический профиль Украинского щита и смежных структур.  
По С. И. Субботину и др., 1968

1 — осадочный чехол; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — поверхность Моховоричича; 5 — разломы в отдельных блоках; 6 — зоны глубинных разломов; 7 — границы между слоями земной коры

Д — Причерноморско-Крымский прогиб; Е — Индоло-Кубанский прогиб; З — Украинский щит; И — Черноморская впадина; К — Горный Крым

структурных элементов они намечаются также и по резкому изменению мощностей и фаций палеозойских и мезозой-кайнозойских отложений. По Ю. Г. Ермакову (1968), субмеридиональные разломы не отражены в фациях верхнего мезозоя и кайнозоя и имеют раннепротерозой-домеловой возраст, разломы северо-восточного направления — позднепротерозой-мезозой-кайнозойский, субширотные — докембрийский с наибольшей активностью в альпийском цикле и, наконец, северо-западного простирания — позднепротерозой (или палеозой)-мезозой-кайнозойский возраст.

Между Кольско-Карельской и Украинской подсистемами глубинные разломы изучены с меньшей детальностью. Соединительные звенья Балтийско-Украинской структурной дуги, проступающие в виде приподнятых участков (Белорусская антеклизы, Латвийская седловина, южный склон Балтийского щита) перекрыты сплошным платформенным чехлом, мощность которого местами составляет 700—1200 м и более. Разломы устанавливаются здесь главным образом по геофизическим данным. В Латвии, например, для выделения разрывных нарушений использован метод пересчета аномалий силы тяжести в аномалии ее высших производных (Озолинь, 1966). Основой для решения этой задачи послужила карта вторых вертикальных производных аномалий силы тяжести, составленная по карте аномалий силы тяжести в редукции Буге с сечением изоманомал через 2 мгл. В результате в рельефе фундамента выявлены ступенчатые зоны, окаймляющие более или менее обширные положительные и отрицательные аномалии. Анализ карт магнитных аномалий, вторых вертикальных производных силы тяжести и карты поверхности докембрийского фундамента позволил интерпретировать ступени как сбросы, которые в большинстве случаев приурочены к контактам различных пород фундамента. В строении смещенных крыльев разломов участвуют также породы кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона; в верхнепалеозойских отложениях разломы не прослеживаются. Установленная амплитуда вертикальных смещений по разломам Латвии не превышает 200—300 м. На склонах Балтийского щита известны разломы фундамента с амплитудой от 0,5—0,6 км до 1,—1,5 км (Зандер и др., 1967).

В пределах Белорусской антеклизы в последнее время установлены две полосы платформенных разломов широтного простирания, резко наложенных на более древние структуры. Одна из них, южная, служит продолжением разломов северного борта Припятского прогиба, другая в центральной части антеклизы в виде цепочки кулисно расположенных нарушений протягивается по линии Гродно—Дзержинск (Медушевская, 1970).

Разломы, пограничные с Крестцовским, Припятским и другими прогибами на западе Восточно-Европейской платформы, возможно, служи-

ли проводниками лав основного состава (волынская серия венда, средний — верхний девон).

Можно предполагать, что платформенные разломы Белорусской антеклизы, южного склона Балтийского щита и Латвийской седловины в значительной мере аналогичны разломам Украинской и Кольско-Карельской подсистем.

На территории Доно-Днепровского прогиба установлены продольные и поперечные разломы (Гавриш, 1969). Первые, называемые новообразованными, вытянуты в северо-западном направлении более чем на 1500 км и представлены двумя краевыми швами — Барановичско-Астраханским и Припятско-Маньчским. По поверхности докембрийского фундамента краевые разломы образуют системы ступенчатых блоков, погружающихся в сторону осевой части Доно-Днепровского прогиба, куда также направлены и падения сместителей разломов (под углами 70—85°). Ширина зон разломов колеблется от 15 до 50 км. На глубину они проникают до поверхности Мохоровичича, а некоторые сместители, возможно, достигают волновода Гутенберга (100—200 км). Северный краевой разлом на участке Царичанка — Богодухов фиксируется на поверхностях Мохоровичича и Конрада неширокой зоной, но ближе к кровле докембрийского фундамента разветвляется на серию клиньев, примыкающих к зоне основного разлома.

Платформенный чехол в зонах продольных разломов Доно-Днепровского прогиба дислоцирован сложно. На северной окраине Донбасса, например, в связи с Барановичско-Астраханским разломом, отмечены зона мелкой складчатости и крупные надвиги. От с. Шебелинки до Цимлянского водохранилища протягивается Северо-Донецкий надвиг. Параллельно ему трассируется Марьевско-Алмазный надвиг. Надвиговые поверхности в северо-западном направлении разветвляются. В верхних горизонтах их наклон составляет 40—70°, к нижним горизонтам они выносятся до 20°. Амплитуда колеблется от 1 до 4 км. Время заложения надвигов определяется поздним палеозоем и связывается с заальской и пфальцской фазами складчатости.

В зоне Припятско-Маньчского продольного разлома установлен ряд выступов фундамента, по простиранию чередующихся с моноклиналями девонских и каменноугольных отложений. Моноклинали осложнены субширотными взбросами. От р. Мокрого Еланчика, например, один из таких взбросов прослеживается на 100 км. Со взбросами связаны «однокрылые» складки платформенного чехла. Взбросы нарушают также и кристаллический фундамент.

По данным геофизики, продольные разломы Доно-Днепровского прогиба проявляются в виде одной или двух гравитационных ступеней, к которым местами (северный разлом) приурочены положительные и отрицательные магнитные аномалии, обусловленные внедрением основных и ультраосновных пород. Вблизи разломов известны вулканические образования основного состава (районы Новотроицкого, Адамовки, Шарпиловки, Стылы и др.) и местами сохранились в виде даек и штоков магмоподводящие каналы. Для южной части Донбасса выделяются три этапа вулканизма — доскладчатый (поздний девон — ранний карбон), складчатый (поздний карбон — триас) и послескладчатый (средняя юра — поздний мел). Их петрографический состав следующий: на первом этапе — базальты, пикрит-базальты, сменившиеся затем ортофирами, альбитофирами и кварцевыми порфиритами; на втором этапе — шонкиниты, трахидолериты; на третьем этапе — андезиты, андезито-дациты, трахиандезиты и трахидациты. Вскрываемые скважинами на юго-востоке Донбасса вулканические образования представлены залежами мощностью 5—40 м и протяженностью 2—3 км.

Амплитуда наибольшего вертикального смещения поверхности фундамента в зоне Барановичско-Астраханского разлома, по В. К. Гаври-

шу, составляет 6 км (Западный Донбасс), отдельные же блоки фундамента по разрывам 2-го порядка смещены по вертикали на 100—700 м. В зоне Припятско-Маньчского разлома предполагается не менее трех ступеней приподнятых и опущенных блоков докембрийских пород с амплитудой перемещения до 1 км.

Поперечные разломы Доно-Днепровского прогиба, представленные густой сетью нарушений нескольких направлений (см. рис. 1), построены в отличие от продольных проще. Как следует из описания В. К. Гавриша, Кременецко-Брянский разлом, например, вытянутый в северо-восточном направлении, состоит из системы выступов и прогибов. Последние выполнены породами валдайского комплекса, отсутствующими на соседних участках (Клинцовский грабен). В то же время в зоне разлома выявляется уменьшение мощности и площади распространения девонских, каменноугольных, нижнепермских и меловых отложений. В современном рельефе зона приподнята на 30—160 м. С ней совпадает гравитационная ступень, разделяющая блоки с различными гравитационными полями. Магнитное поле к юго-востоку от этой ступени имеет спокойный фон, тогда как к северо-западу располагается дифференцированное положительное поле (до 1000 гамм). Из магматических проявлений в зоне Кременецко-Брянского разлома известны девонские диабазы и докембрийские габбро и мигматиты.

Возрастные соотношения продольных и поперечных разломов Доно-Днепровского прогиба окончательно не выяснены. Продольные (новообразованные) разломы, если их связывать с опусканием прогиба, должны были бы иметь среднедевонский возраст. В то же время они разделяют разновозрастные складчатые и интрузивные образования кристаллического фундамента, что позволяет относить время их заложения к докембрию. Точно также и поперечные разломы, как вытекает из изложенного, активно проявлялись как в докембрии, так и в более позднюю платформенную стадию.

Систему платформенных разломов Балтийско-Украинской структурной дуги на востоке замыкают разломы Воронежской антеклизы. Одним из наиболее типичных их представителей является Лосевско-Мамонский глубинный разлом, нарушающий фундамент и чехол, прослеженный магнитометрической съемкой и бурением по линии ст. Мешковская — Воронеж на расстояние около 350 км (Бердников, Шибанов, 1967). Ширина зоны разлома превышает 2—3 км. С запада на восток здесь выделены: катаклазированные мигматиты, полевошпат-кварцевые бластомилониты, кварц-полевошпатовые милониты и сильно карбонатизированные биотит-полевошпат-кварцевые милониты.

В западном крыле Лосевско-Мамонского разлома располагается антиклинорная зона, сложенная вулканогенно-осадочными образованиями лосевской серии (протерозой) и гранитоидами павловского комплекса. В восточном крыле проходит Воронежско-Калачевская синклинорная зона, в строении которой участвуют осадочно-метаморфические породы воронцовской серии протерозоя. Непосредственно в зоне разлома размещены многочисленные интрузивы основных и ультраосновных пород мамонского комплекса, а также среднедевонские — раннекаменноугольные базальты и диабазы. Вертикальные перемещения по Лосевско-Мамонскому разлому составляют 7—10 км.

Все сказанное в отношении разломов Балтийско-Украинской системы свидетельствует о том, что они выражены протяженными уступами, ступенями, грабенами, желобами и впадинами в кровле кристаллического фундамента и глубоко проникают внутрь земной коры. Наиболее глубокие из них достигают поверхности Мохоровичича (35—50 км) и, возможно, волновода Гутенберга (100—200 км). В платформенном чехле разломы затухают или рассеиваются по мере увеличения его мощности. Движения крыльев разломов преимущественно вертикальные с амплитудой от не-

скольких сот метров до 6—10 км. Магматизм смешанного состава, от ультраосновного до кислого и щелочного. Многие из разломов характеризуются длительным унаследованным развитием.

Разломы Печорско-Прикаспийской системы, занимающие восточную половину Восточно-Европейской платформы, проявляются следующим образом. В Московской синеклизе выделяется ряд разломов, разделяющих внутренние прогибы и поднятия и представленных на периферии последних флексуобразными перегибами поверхности фундамента с амплитудой от 0,75 до 1,25 км (Зандер и др. 1967). Особо отмечается Московско-Кировская шовная зона, прослеживаемая по линейным положительным аномалиям ( $\Delta T_a$ ) интенсивностью в несколько сот гамм и более и пониженному гравитационному полю. В разные этапы развития Московско-Кировская зона либо ограничивала Московскую синеклизу с юга и юго-востока (в палеозое), либо совпадала с приосевой ее частью (в мезозое). В новейшую эпоху эта зона разделяла центральную часть платформы на две половины — северную с суммарной деформацией донеогеновой поверхности меньше 100 м и южную с суммарной деформацией донеогеновой поверхности более 100 м (Симоненко, Толстихина, 1968).

Относительно протяженные разломы длиной 350—400 км выделяются в северной и центральной частях Московской синеклизы по краям прогибов (Солигаличский, Ярославский) и выступов (Сухонский, Любимско-Чухломской). Известны они также на востоке синеклизы, например по северо-западному краю Ветлужского выступа, на юге (Московский грабен) и западе (Клинцовский грабен). Многие из них в платформенном чехле выражены флексурами и флексуорообразными изгибами слоев.

По М. И. Островскому (1970), разломы составляют характернейший элемент глыбово-блоковой структуры фундамента Московской синеклизы. Имея преимущественно северо-восточное простирание и располагаясь параллельно или кулисно друг к другу, блоки образуют в приосевой части синеклизы две зоны прогибов и разделяющую их по разломам зону выступов. Северная зона прогибов прослеживается от Валдайского прогиба — грабена на западе до Якшинского на востоке. Абсолютная глубина погружения фундамента здесь колеблется от (—) 1600 до (—) 4500 м. Южная зона охватывает Оршанскую впадину, северо-западное ответвление Московского грабена, Угличский, Ярославский и Кологривский прогибы с глубиной залегания фундамента от 1000 до 4500 м. В зоне выступов между указанными зонами прогибов глубины фундамента варьируют от 800 до 3600 м.

Амплитуда вертикальных перемещений по разломам Московской синеклизы достигает нескольких сот метров, превышая в ряде случаев 500—1000 м (рис. 9). Наиболее значительные смещения констатированы в осевой зоне синеклизы. По геофизическим данным отмечаются также сдвиговые перемещения амплитудой 15—25 км (например, между восточным окончанием Московского грабена и северо-западным окончанием Пачелмского авлакогена). Время сдвиговых перемещений определяется рифеем.

Заложение наиболее крупных тектонических нарушений относится к позднему протерозою, ко времени образования древних грабенов и авлакогенов. Затем разломы контролировали накопление осадков рифея и венда. Синхронно с развитием грабенов и сопровождавших их разломов проявлялся эффузивный магматизм, представленный породами основного ряда. В более поздние отрезки времени разломы оказывали влияние на формирование платформенного чехла. С некоторыми из них связывается извержение среднедевонских базальтов, установленных бурением в районе Солигалича.

Платформенные разломы Волго-Уральской подсистемы распростра-

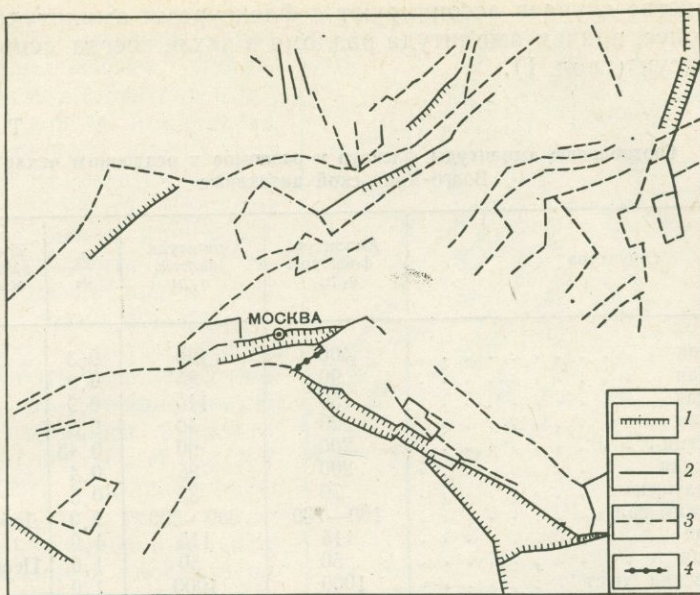


Рис. 9. Схематическая карта разломов кристаллического фундамента центральных областей Восточно-Европейской платформы. По М. И. Островскому, 1970

Разломы с вертикальным смещением блоков амплитудой (м):  
 1 — >500 (крупные), 2 — от 200 до 500 (средние), 3 — до 200, 4 — разломы с горизонтальным смещением блоков — сдвиги

нены очень широко и изучены детально. Они отражены в характере аномалий магнитного, реже гравитационного полей и подтверждаются сейсмическими данными. Контрастнее всего они проявляются в тех случаях, когда ограничивают грабенообразные прогибы, заполненные отложениями верхнего протерозоя. В более высоких слоях платформенного чехла разломы выражены серией затухающих сбросов и взбросов, а также флексур, валов, зон локальных поднятий, грабенов и других дислокаций (рис. 10).

По Р. Н. Валееву (1970), флексуры осадочного чехла относительно друг друга располагаются параллельно и кулисообразно, в виде торцов и колец, местами же они сходятся или перекрещиваются. Разломы чехла

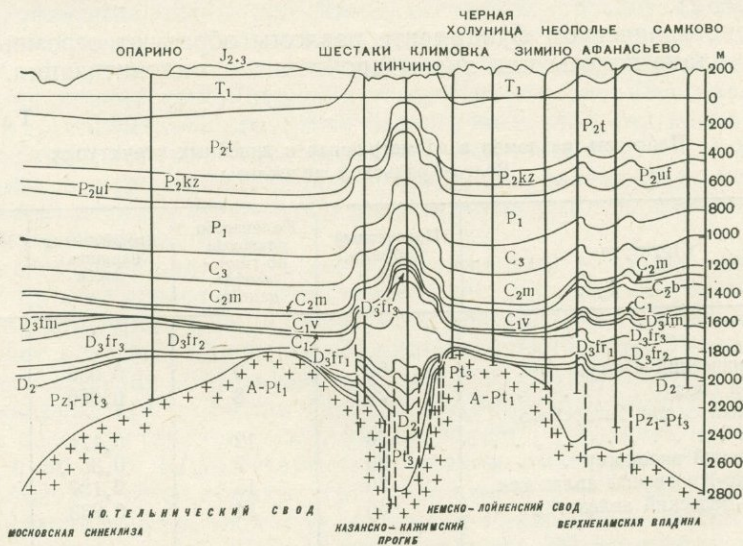


Рис. 10. Схематический геологический профиль по линии Опарино—Самково. По Р. Б. Давыдову, 1967 г.

в большинстве случаев ассоциируют с флексурами амплитудой до 80—100 м и более, причем амплитуда разлома в чехле всегда меньше амплитуды флексур (табл. 1).

Соотношение амплитуды флексур и разломов в осадочном чехле Волго-Уральской антеклизы

Таблица 1

Структура	Амплитуда флексуры $q_1$ , м	Амплитуда разлома $q_2$ , м	$\frac{q_2}{q_1}$	Время формирования разлома в осадочном чехле
Сырьянская . . . . .	400	120	0,3	Девон
Булдырская . . . . .	90	85	0,9	„
Цыпьянская . . . . .	150	140	0,9	Пермь
Нурлатская . . . . .	120	40	0,3	Девон
Якушкинская . . . . .	200	90	0,45	Карбон
Дерюжевская . . . . .	200	85	0,4	Девон
Азеве-Салаушская . . . . .	70	35	0,5	„
Жигулевский вал . . . . .	100—700	300—500	1,0	Девон—мезозой
Садкинская . . . . .	115	115	1,0	Пермь
Карлинская . . . . .	50	50	1,0	Пермь—мезозой
Воротиловский горст . . . . .	1000	1000	1,0	Триас

К флексурам и разломам осадочного чехла часто приурочены гипабиссальные интрузивы габбро-норитов, долеритов, диабазов и эффузивов основного ряда. Многочисленными скважинами — Радаевской, Гусихинской, Сырьянской, Казакларской, Бондюжской, Ново-Елховской, Арланской и другими — вскрыты основные лавы и их туфы, по возрасту относящиеся к среднему — позднему девону. Трещинные интрузии основного состава отмечены в калтасинских и серафимовских отложениях. Все это указывает на прямую связь флексур и разломов с нарушениями фундамента.

Р. Н. Валеевым была предпринята попытка количественного подсчета плотности нарушений в пределах изометричных и линейных платформенных структур. При этом выяснилось, что степень нарушенности внутри блоков примерно в 2—3 раза ниже нарушенности линейных зон, которые, очевидно, и представляют собой наиболее крупные глубинные разломы (табл. 2).

В кристаллическом фундаменте разломы образуют огромные, вытянутые в плане полосы или линзы дробления и милонитизации. В зонах

Плотность разломов в изометричных и линейных структурах Волго-Уральской антеклизы

Таблица 2

Структура	Подсчетный профиль, км	Количество разломов по геол.-геофиз. данным	Коэффициент нарушенности	Количество разломов на 100 км профиля
Котельнический выступ . . . . .	160	9	0,056	6
Камский свод . . . . .	120	8	0,066	7
Восточный склон Татарского свода . . . . .	70	12	0,171	17
Сергиевский авлакоген . . . . .	20	7	0,35	35
Казанско-Кировский авлакоген . . . . .	80	15	0,187	19
Камско-Бельский авлакоген . . . . .	60	14	0,233	23

перехода от осадочного чехла к кристаллическому фундаменту наклон сместителя в поперечном разрезе изменяется, в результате чего поверхность сместителя становится уступообразной. По И. М. Уразаеву (1970), разломы в кристаллическом фундаменте не вертикальны, а наклонены к горизонту под углами  $60-80^\circ$ .

Многие платформенные разломы Волго-Уральской подсистемы, по геофизическим данным, достигают базальтового слоя (рис. 11). И. С. Огарин (1968) различает здесь в основном три типа разломов: 1) выраженные в гранито-гнейсовом слое и иногда отраженные в осадочном чехле; 2) выраженные в базальтовом слое и ограничивающие структурные элементы 1-го порядка — своды, выступы и террасы; 3) проникающие в мантию и разделяющие складчатые сооружения различных эпох. Как и в других частях Восточно-Европейской платформы, одни из этих разломов унаследованные, другие новообразованные.

По А. Я. Ярошу (1968), позднепротерозойские и палеозойские разломы, возникшие в процессе платформенного развития, в противоположность древним, реже согласуются с границами блоков, сформировавшись в доплатформенную стадию. Эти разломы фиксируются преимущественно гравитационными ступенями, тогда как древние проявляются главным образом в аномальном магнитном поле. Аналогичная несогласованность в структурном рисунке восточной части платформы выясняется и при сравнении докембрийских разломов (см. рис. 7) с разломами, секущими в современной структуре базальтовый слой или проходящими по краям глыб с различной ориентировкой интрузивных тел (см. рис. 11). Может быть, это связано с эволюцией глубинных разломов, но не исключено, что мы здесь сталкиваемся с недостатками методов выявления разломов закрытых территорий.

В качестве наиболее глубоких и протяженных разломов, входящих в состав Волго-Уральской подсистемы И. М. Уразаев (1970) выделяет нарушения широтного и меридионального простираний. Среди широтных он отмечает разломы Кировский, Южно-Марийский и др. Первый прослежен по смещению базальтового слоя от г. Шарья до г. Пашня на 720 км; ширина его до 50 км. Средняя глубина залегания поверхности базальта здесь составляет 14 км, что позволяет определить наклон сместителя в  $50-55^\circ$ . Южно-Марийский разлом имеет длину до 760 км. В базальтовом слое он образует грабен шириной 20—25 км. Среди главных меридиональных разломов указываются Главный Удмуртский, Предуральский и ряд других. Первый прослежен на 700 км между населен-

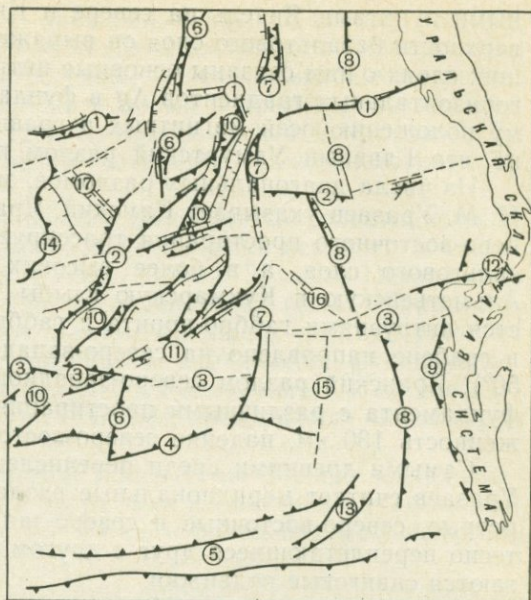


Рис. 11. Карта размещения глубинных разломов восточной части Восточно-Европейской платформы. По И. М. Уразаеву, 1970

1 — разломы базальтового слоя; 2 — разломы, прослеженные по граничной линии глыб с различным простиранием интрузивных тел; 3 — оси зон повышенных горизонтальных градиентов *Δg*. Разломы: 1 — Кировский, 2 — Южно-Марийский, 3 — Южно-Татарский, 4 — Куйбышевский, 5 — Саратово-Оренбургский, 6 — Уржумо-Кажимский, 7 — Главный Удмуртский, 8 — Предуральский, 9 — Граничный, 10 — Мордово-Удмуртские, 11 — Камский, 12 — Башкирский, 13 — Оренбургский, 14 — Шелангинский, 15 — Туймазинский, 16 — Варзятчинский, 17 — Яранский, 18 — Ульяновский

ными пунктами Янчель на севере и Кинель — Черкасы на юге. На поверхности базальтового слоя он выражен серией грабенов. В вышележащих слоях с ним связаны основные интрузии, а также зоны повышенных горизонтальных градиентов  $\Delta g$  в фундаменте и чехле. По относительно-му положению осей магнитных и гравитационных аномалий установлено, что Главный Удмуртский разлом падает на восток под углом  $30^\circ$ .

Из числа диагональных разломов, менее значительных по размерам, И. М. Уразаев указывает Камский, Яранский и др. Камский разлом северо-восточного простирания трассируется по горсту в поверхности базальтового слоя, а в более высоких структурных ярусах разделяет Альметьевскую и Кукмарскую глыбы Татарского свода и сопровождается интрузиями габбро-норита и габбро-диабазы. Падение сместителей в грабене направлено на северо-запад (круто) и на юго-восток ( $40\text{—}50^\circ$ ). Яранский разлом северо-западного простирания разделяет глыбы фундамента с различными простираниями интрузивных тел. Его протяженность 130 км, падение северо-восточное под углом  $70^\circ$ .

Самыми древними среди перечисленных глубинных разломов И. М. Уразаев считает меридиональные разломы, затем следуют разломы широтные, северо-восточные и северо-западные, в последующем развитии тесно переплетающиеся друг с другом. По некоторым из них предполагаются сдвиговые подвижки.

Наряду с крупными глубинными разломами в пределах Волго-Уральской подсистемы выделяются их зоны (они не совсем правильно называются системами), например Рязано-Саратовская, Вятская, Моломско-Чепецкая, Жигулевская и многие другие, более расплывчатые и разных направлений. Рассмотрим коротко некоторые из них.

Рязано-Саратовская зона (Наливкин и др., 1962; Зандер и др., 1967) разделяет Волго-Уральскую и Воронежскую антеклизы и совпадает с выделенным Н. С. Шатским Пачелмским авлакогеном. Длина зоны 600 км, ширина от 40 до 90 км. Зона отчетливо вырисовывается по магнитным и гравитационным аномалиям, ее границы почти всюду тектонические (сбросы) и сопровождаются флексурами в осадочном чехле. Максимальные глубины залегания поверхности фундамента (более 4 км) установлены в Рязанском грабене. Амплитуда вертикальных смещений здесь составляет 2,5 км. На юго-востоке авлакогена фундамент находится на глубинах до 3 км, а амплитуда сбросов не превышает 1,5 км. В связи с разломами в авлакогене отмечаются основные вулканические породы венда и среднего — верхнего девона.

Вятская зона разломов (Валеев, 1970) прослежена в субмеридиональном направлении от Тимана до Жигулевского свода на 950 км. Ее ширина колеблется от 30 до 80 км. К зоне приурочен Казанско-Кировский авлакоген с мощной толщей рифейских и девонских отложений. Разломы фиксируются древними милонитизированными породами фундамента, вулканическими проявлениями и интрузиями основных пород и несколькими флексурами в платформенном чехле с амплитудой свыше 200—300 м. С ними же совпадают гравитационные и магнитные аномалии. По данным бурения, амплитуда одного из сбросов составляет 120 м.

Субширотная Моломско-Чепецкая зона протягивается на 700 км от г. Кинешмы до г. Слободского и имеет ширину от 60 до 140 км. Присутствие разломов в основании этой зоны доказывается линейными магнитными аномалиями и гравитационными ступенями. Время заложения зоны относится к архею с последующим возрождением в девоне (Валеев, 1970).

Платформенные разломы Печорской подсистемы характеризуются различными размерами (см. рис. 4). Наиболее крупные из них — Чаркаю-Куйский и Западно-Печорский. Первый вытянут в северо-западном направлении почти на 400 км при ширине в средней части 8—15 км. Разлом выражен гравитационной ступенью, с которой совпадает нес-

колько положительных магнитных аномалий — на юго-западе изометричной формы, интенсивностью 100—400 гамм, на северо-востоке линейной формы, интенсивностью 400—700 гамм. Сейсморазведочными работами в осадочных отложениях карбона и перми в рассматриваемой зоне установлен сброс амплитудой 1200 м, приуроченный к Чаркаю-Куйской гравитационной ступени. Разлом разделяет также Печорский и Денисовский блоки фундамента.

Западно-Печорский глубинный разлом фиксируется гравитационной ступенью и магнитными аномалиями, а в отложениях осадочного чехла здесь наблюдается резкая смена фаций. Длина Западно-Печорского разлома 200 км, ширина 4—6 км. Ряд исследователей (В. С. Журавлев, Р. А. Гафаров и др.) считает этот разлом границей раздела мио- и эвгеосинклинальных формаций в рифейском складчатом фундаменте. Другие разломы Печорской подсистемы — Колвинский, Паханческо-Кочмесский, Лайский, Варандейский — имеют аналогичные параметры (Осада, 1968; Запольнов, 1971).

Глубинные разломы Прикаспийской подсистемы хорошо выражены в краях Прикаспийской синеклизы, тогда как во внутренней ее части, где фундамент опущен на глубину 10—14 км и более, они расплывчаты и охарактеризованы слабо.

Как уже отмечалось, краевые разломы подсистемы представлены в основном сбросами и флексурами. По северо-западной окраине известна Волгоградская зона, состоящая из нескольких разломов северо-восточного простираения (Наливкин и др., 1962). Она представлена одними флексурами, для которых устанавливается смена направлений движения крыльев при формировании осадочного чехла. Линейные гравитационные и магнитные аномалии этого района нечеткие (главным образом на севере). С флексурами связано изменение мощности живетского яруса, в мезозойское же время в результате инверсии в связи с ним образовался Доно-Медведицкий вал, разделивший Прикаспийскую синеклизу и Воронежскую антеклизу. Амплитуда вертикальных смещений по сбросам в северном и западном бортах синеклизы, по Л. Н. Розанову (1968), составляет 5 км. Он уже указывает, что во франских горизонтах Волгоградского Поволжья повсеместно обнаруживаются жильные и пластовые интрузии габбро-диабазов, указывающие на глубинный характер краевых разломов.

В последнее время сейсмическими работами разломы фундамента установлены и во внутренних частях Прикаспийской синеклизы. Такими, в частности, Коктинский и Калдыгайский разломы северо-западного простираения в районах Акмечеть — Сауле. В разное время по косвенным данным выделялись разломы Азгирский, Уральский и другие субширотного и субмеридионального простираения. В осадочном чехле они проявляются в виде пологих флексур и небольших сбросовых ступеней. К ним же тяготеют соляные купола. Местами разломы обусловили незначительные изменения мощности и состава стратиграфических комплексов (Бертельс-Успенская, 1968).

Приведенные данные о платформенных разломах крупнейших подсистем Печорско-Прикаспийской системы показывают, что общий морфологический характер их проявления в фундаменте и чехле приблизительно такой же, как и в Балтийско-Украинской системе. Однако замечаются и существенные различия между ними. Так, разломы Печорско-Прикаспийской системы более протяженные и характеризуются преимущественно основным магматизмом, тогда как в Балтийско-Украинской системе они более короткие и им свойствен основной и среднекислый магматизм. Выше уже отмечалось, что структурные рисунки рассмотренных систем разломов также различны.

После того как сформировалась основная сеть платформенных раз-

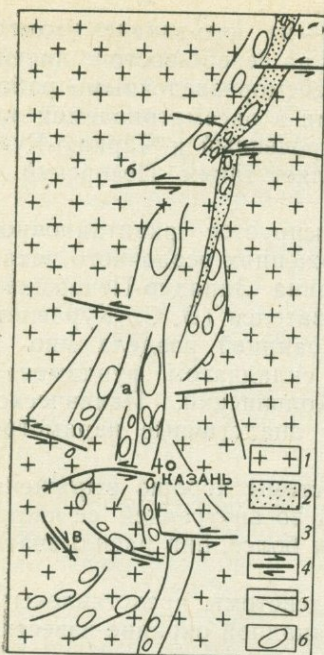


Рис. 12. Структуры Вятско-Камского междуречья. По Р. Н. Валееву, 1970  
 а — Вятская, б — Моломско-Чепецкая, в — Кильмезско-Полазненская.  
 1 — выступы кристаллического фундамента; 2 — рифейские грабени; 3 — Казанско-Кировский авлакоген; 4 — сдвиги; 5 — сбросы; 6 — локальные структуры

ломов и ограниченных ими глыбовых структур, в некоторых районах Восточно-Европейской платформы произошли активные тектонические движения, которые придали отдельным группам разломов новые черты. Эти преобразования были обусловлены, во-первых, активностью смежных герцинских и альпийских геосинклинальных областей в разные стадии их развития. Возникшие при этом глыбовые деформации и глубинные разломы Ю. М. Пушаровский (1969) называет резонансными и связывает их образование с глубинным латеральным перемещением масс пород. Во-вторых, дальнейшее преобразование платформенных разломов связывается с сейсмической активностью отдельных зон на неотектоническом этапе. По Н. И. Николаеву (1969), например, к зонам глубинных разломов бассейна Волги, Карелии и Кольского полуострова были приурочены катастрофические землетрясения. Подобные «активизированные» разломы Восточно-Европейской платформы еще недостаточно изучены и при их рассмотрении мы ограничимся лишь единичными примерами.

Начиная с поздней перми в связи с активностью Уральской геосинклинальной системы многие авлакогены и краевые зоны погребенных сводов на востоке платформы интенсивно воздымаются. Особенно это касается Вятской зоны, ставшей в это время границей раздела различных седиментационных бассейнов и на новейшем этапе пре-

вратившейся в систему поднятий. Установленные в этом районе признаки горизонтальных подвижек являются, скорее всего, отголоском крупных надвиговых перемещений на Урале (рис. 12).

Такова же природа Жигулевского разлома, который еще А. П. Павловым выделялся в качестве сдвига. С этим в какой-то мере увязывается сейсмичность данного района, в котором очаги землетрясений группируются в виде узких зон, предположительно трактуемых как глубинные разломы (Борисов, 1967).

Многие из древних разломов Украинского кристаллического щита выходят далеко за его пределы в область молодой Скифской плиты и альпийской геосинклинальной области (Субботин и др., 1968). В северо-восточной части Причерноморской впадины по периферии щита очертания береговых линий третичных морей, а также мощность и распределение отложенных в них фаций в значительной мере определяются характером тектонических движений по разломам субмеридионального и субширотного простираний, которые отмечаются и на щите (Носовский, 1957). В Приазовье к зонам субмеридиональных разломов приурочены массивы щелочных гранитов мезозойского возраста (Собакар, 1964). По сместителям некоторых субмеридиональных разломов, например Криворожского, в настоящее время, как показала повторная триангуляция, происходят горизонтальные перемещения со средней скоростью 2—3 см в год (Тяпкин и др., 1968).

Новейшие разломы известны и на востоке Балтийского щита, участвующего в общем сводовом поднятии Фенноскандии. Молодыми тек-

тоническими движениями определены современные горсты и грабены, в том числе многие озера. По М. Т. Козлову (1966), подвижки происходят, как правило, по старым разломам, но дифференцированно.

Все сказанное в отношении Восточно-Европейской платформы свидетельствует о том, что ее современная глыбовая структура целиком обусловлена мозаичной сетью разломов кристаллического фундамента. При преобладающей роли диагональных и ортогональных направлений плотность разломов в разных участках неодинакова — в одних присутствуют разломы четырех основных направлений, в других — трех или двух, в третьих — одного (реже) или нескольких направлений. Характерны полигональное сочленение и перекрещивание главных разломов, образующих между собой острые, тупые или прямые углы; нередко также дугообразные и криволинейные их сочленения. По разнообразию глыбовых форм и их ориентировки структура платформы очень сходна со структурой «битой тарелки».

Сместители разломов, выраженные в чехле преимущественно флексурами, а в фундаменте зонами дробления, залегают, как правило, круто. Они сопровождаются преимущественно сбросовыми подвижками, причем амплитуда смещений нередко с глубиной возрастает (местами до 10 км). Многие из разломов этого типа достигают поверхности Мохоровичича, но не исключено, что они уходят на еще большие глубины (до 100—200 км и более), где предполагается наличие зон пониженной вязкости и где они, наконец, затухают.

При всей сложности структурного рисунка разломов и многообразии глыбовых форм в структурной мозаике Восточно-Европейской платформы намечаются все же некоторые закономерности. На западе платформы, в частности, вырисовывается крупная позитивная Балтийско-Украинская зона, дугообразно выпуклая к западу. Выделенные в ее пределах подсистемы разломов (соответствующие крупным глыбам) подчиняются конфигурации этой дуги, а конкретные глубинные разломы располагаются по отношению к ее оси преимущественно продольно и поперечно.

На востоке платформы в полукружье Балтийско-Украинской структурной дуги намечается равновеликая ей негативная зона — Печорско-Прикаспийская; она имеет форму субмеридионального овала и состоит из группы синеклиз и антеклиз. Разломы простираются здесь преимущественно диагонально, причем в одних случаях острые углы между ними направлены на север, в других, главным образом в центральных районах, на восток. Вместе с тем строение этой зоны более мозаично, чем Балтийско-Украинской. Она характеризуется и большей уплотненностью земной коры.

По форме и размерам дугообразная Балтийско-Украинская и овалобразная Печорско-Прикаспийская зоны напоминают, как это ни покажется странным, современные приокеанические структуры типа островных дуг и сопряженных с ними окраинных морей. И там, и здесь обращает на себя внимание устойчивость сочетания этих двух форм; можно предположить, что они динамически взаимосвязаны и дополняют друг друга. Ниже будет показано, что подобные структуры очень характерны и для других платформ и геосинклиналей.

Касааясь предьстории разломов Восточно-Европейской платформы, следует отметить широкое проявление в ее фундаменте горизонтальных перемещений, амплитуда которых составляет десятки километров. Они произошли в конце доплатформенного развития, скорее всего, в орогенную стадию. Этому вопроса касается специальная работа А. С. Новиковой (1971). Она предположила, что некоторые комплексы пород фунда-

мента (Ветренный пояс и др.) некогда принадлежали коре океанического типа и в настоящее время представляют собой меланж. Можно допустить, что доплатформенное развитие глубинных разломов в значительной мере идентично геосинклинальному.

Что же касается платформенного развития (авлакогенной и плитной стадий), то при современной изученности разломов охарактеризовать их соответственно этим стадиям и даже отделить друг от друга невозможно. То же следует сказать и об активизированных платформенных разломах. Оставаясь в теле платформы, они в то же время наделяются новыми чертами, несвойственными платформенным разломам.

## 2. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

### Общая характеристика разломов

Разломы на Сибирской платформе были установлены еще И. Д. Черским и В. А. Обручевым. На их существенную роль в тектонике платформы указывали также С. В. Обручев и Н. К. Высоккий. Затем разломы отмечались в работах К. Н. Ансимова, И. П. Атласова, В. А. Вакара, В. Г. Васильева, П. С. Воронова, Н. С. Зайцева, С. М. Замараева, Г. Ф. Лунгерсгаузена, П. Е. Оффмана и др. В последние годы разломами платформы занимались многие исследователи, сделавшие интересные обобщения (Л. В. Булина, Э. Л. Варанд, А. М. Виленский, Р. И. Гришкян, А. С. Кириллов, В. Л. Масайтис, К. Б. Мокшанцев, Т. Н. Спижарский и др.).

Известная ранее закономерность общей раздробленности пород платформы в четырех направлениях, обусловленных существованием ортогональной и диагональной систем разломов, в основном была подтверждена последующими работами. Вместе с тем новые данные показали крайнюю неравномерность распространения разломов указанных направлений по площади (рис. 13), с обособлением их в несколько местных по-разному построенных систем с участием в некоторых из них протяженных, дугообразных в плане нарушений.

На геологических и тектонических картах отчетливо вырисовываются Енисейская и Ангаро-Тунгусская системы, а также Анабарская, Вилюйская и Алданская подсистемы меньшего размера; подсистемы в современном срезе между собой связаны мало и, вероятно, являются реликтами каких-то более крупных древних систем.

Енисейская система образована дугообразными Енисейским и Саяно-Енисейским глубинными разломами и множеством оперяющих их и заключенных между ними региональных разрывных нарушений (рис. 14). Система располагается на западной окраине Сибирской платформы и занимает площадь длиной около 2500 км и шириной 200 км. Сюда входят Малохетская антиклиналь, Хантайско-Рыбнинский вал, Енисейский мегантиклинорий и ряд горстов — Туруханский, Ангаро-Канский, Бирюсинский, Байкало-Окинский, а также прилегающие к ним впадины и прогибы по западному и восточному побережьям р. Енисей на всем их протяжении. Не все из перечисленных структур различными авторами включаются сейчас в состав Сибирской платформы, однако ограничивающие их разломы в структурном, динамическом и кинематическом отношениях представляют собой единое целое и являются неотъемлемой принадлежностью платформы.

На участке оз. Пясино — устье р. Бахты главные разломы имеют северо-восточное и субмеридиональное простирания. А. А. Межвилк (1964) выделяет три крупных тектонических шва — Малохетский (совпадающий с Енисейским), Дудинский и Рыбнинский и густую сеть более мелких разрывов северо-восточного и север-северо-восточного простираний. Эти нарушения ветвятся, пересекаются друг с другом, но к

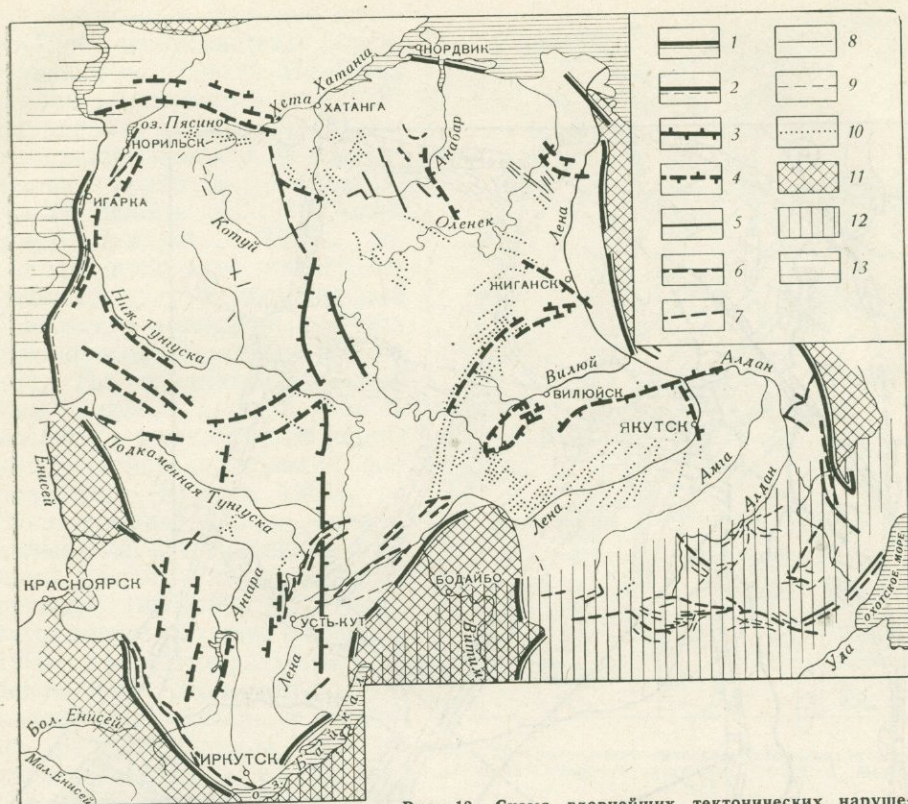


Рис. 13. Схема главных тектонических нарушений Сибири. По Ю. Г. Старицкому и др., 1970

Разломы на границах основных структур земной коры (складчатых областей, платформ, дива), образованные в условиях: 1 — режима складчатой структуры, 2 — платформенного режима; разломы фундамента платформ, скрытые чехлом (в том числе по геофизическим данным), образованные в условиях: 3 — режима складчатой структуры, 4 — платформенного режима; крупные долгоживущие разломы, образованные в условиях: 5 — режима складчатой структуры, 6 — платформенного режима, 7 — режима дива; прочие разломы, образованные в условиях: 8 — платформенного режима, 9 — режима дива, 10 — разрывы, выполненные дайками траппов, 11 — складчатые области; 12 — области развития структур и магматизма дива; 13 — Западно-Сибирская плита

главным разломам они подходят под острыми углами, придавая общему структурному рисунку системы отчетливый перисто-веерообразный характер (рис. 15). Здесь же отмечается несколько крупных секущих нарушений, отходящих от краевого Енисейского разлома внутрь платформы.

На участке устье р. Бахты — юго-западная оконечность оз. Байкал главные разломы и оперяющие их разрывы приобретают северо-западное простирание и внутреннее строение системы усложняется. Оперяющие разрывы образуют с главными острыми углами, открытые как к северу, так и к югу. Местами появляются разломы субмеридионального и северо-восточного простираний, причем последние выходят далеко за пределы Енисейской системы (см. рис. 14).

Ангаро-Тунгусская система разломов охватывает Тунгусскую синеклизу и Иркутский амфитеатр, простираясь субмеридионально более чем на 2000 км при ширине от 400 до 1000 км (рис. 16). Внешние контуры этой системы определяются с одной стороны крайними восточными разломами Енисейской системы (северо-восточного и северо-западного простираний), с другой — разломами бассейна верховьев рек Котуя и Вилюя (северо-западного простирания) и Ангаро-Ленской тектонической зоны (северо-восточного простирания). В целом же система имеет форму огромного, вытянутого по меридиану, ромба.

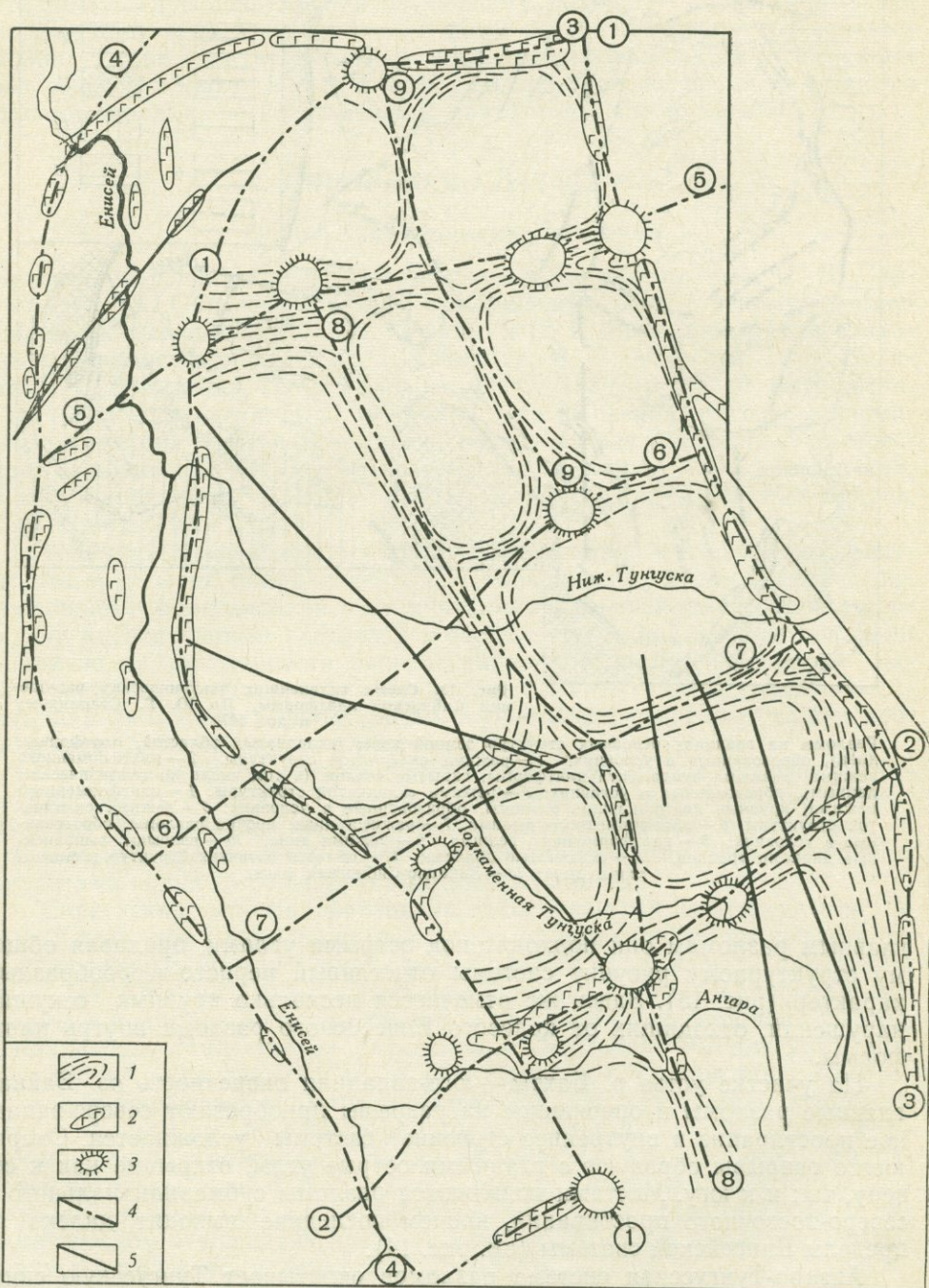


Рис. 14. Схема глубинных разломов западной части Сибирской платформы. По Н. Н. Дашкевичу и др., 1968

1 — рифейские авлакогены, претерпевшие инверсию в предвендское время (унаследовали нижнепротерозойские геосинклинальные троговые зоны); 2 — разновозрастные основные и ультраосновные интрузии в зонах глубинных разломов; 3 — ультраосновные интрузии центрального типа и связанные с ними куполовидные структуры; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — главные региональные разломы. Глубинные разломы: 1—1 — Саяно-Енисейский, 2—2 — Ангаро-Вилуйский, 3—3 — Саяно-Анабарский, 4—4 — Енисейский, 5—5 — Курейский, 6—6 — Бахтино-Туринский, 7—7 — Тунгусский, 8—8 — Ангаро-Курейский, 9—9 — Кочечумо-Хетский

Внутреннее строение Ангаро-Тунгусской системы представляют по-разному. На одних схемах (Дашкевич и др., 1968; см. рис. 14) выделены разломы северо-восточного и северо-западного простираний. На других (Гришин и др., 1970; Ансимов, Замираев, 1960; см. рис. 13) в качестве главных отмечены субмеридиональные разломы, а в некоторых местах субширотные и северо-восточные. По аэромагнитным данным здесь устанавливается мозаичное расположение коротких разломов нескольких направлений (Булина, 1964), по геологическим данным — диагональные и ортогональные разломы разного масштаба (Виленский, 1966; Варанд, 1970), петельчатые разломы (Оффман, 1956), кольцевые разломы (Вязовов, 1967). При этом подчеркивается, что северная половина рассматриваемой системы характеризуется наибольшей раздробленностью пород (Кириллов, 1963). Так или иначе, внутренняя структура Ангаро-Тунгусской системы очень сложна, что существенно отличает ее от линейной Енисейской системы, к которой она примыкает.

Анабарская подсистема разломов занимает северо-восточную часть Сибирской платформы — бассейны рек Анабара, Оленека и нижнего течения Лены, располагаясь в пределах Анабарской антеклизы, Оленекского и Мунского поднятий, Мархинского вала и заключенных между ними впадин.

Преобладающее направление разломов подсистемы, установленное геологическими и геофизическими исследованиями, северо-западное (Булина, 1964; Масайтис, 1964; Мокшанцев, 1968; см. рис. 13). Некоторые исследователи выделяют субмеридиональные разломы, например Куонамский, Уджинский. Другие же в группе северо-западных разломов намечают два направления, пересекающиеся под острыми углами (Масайтис, 1964; Гришин и др., 1970).

На площади Анабарского кристаллического щита, по данным анализа магнитного поля (Абельский, 1970), кроме северо-западных разломов выявлены субширотные и субмеридиональные, причем последние образуют сравнительно широкие зоны, веерообразно расширяющиеся с севера на юг. По этим же данным, наиболее густая сеть тектонических нарушений наблюдается в центральной и западной частях южной половины щита; к северу и востоку количество нарушений заметно убывает.

Вилуйская подсистема разломов расположена в пределах Вилуйской синеклизы и южной половины Приверхоанского прогиба. Она образована разломами преимущественно северо-восточного направления (см. рис. 13) и в какой-то мере является продолжением разломов Анга-

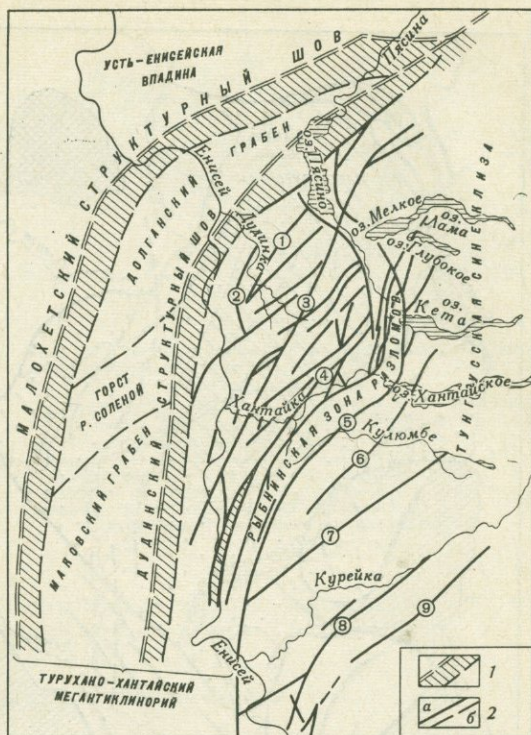


Рис. 15. Геолого-тектоническая схема северо-западной окраины Сибирской платформы. По А. А. Межвилку, 1964

1 — структурные швы; 2 — разрывные нарушения: а — наблюдаемые, б — предполагаемые. Разломы: 1 — Южно-Ергалахский, 2 — Боганидский, 3 — Норильский, 4 — Хантайский, 5 — Кулуйбинский, 6 — Брусский, 7 — Горбиячинский, 8 — Курейский, 9 — Пашкинский

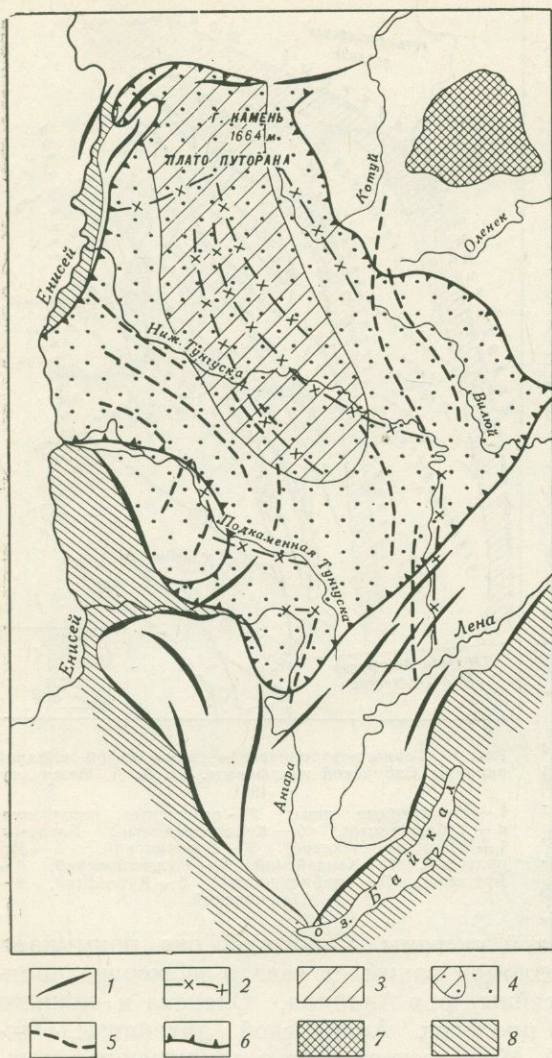


Рис. 16. Схема разрывных нарушений Тунгусской синеклизы. По А. С. Кириллову, 1966

1 — краевые разломы; 2 — послетрапповые расколы; 3 — наиболее раздробленная часть синеклизы; 4 — площадь развития трапповых и поздне-трапповых расколов; 5 — «мертвые» (консолидированные) разломы в фундаменте; 6 — граница Тунгусской синеклизы; 7 — обнаженная часть фундамента платформы (Анабарский массив); 8 — складчатые зоны, обрамляющие платформу

тяженный Суннагинский разлом северо-восточного простирания, и несколько крупных северо-западных разломов — Токинский, Олекминский, Тыркандинский и др.

Согласно аэромагнитным исследованиям, в Центральном-Алданском районе помимо диагональной сетки разрывных нарушений намечается ортогональная (рис. 17), в геологической структуре выраженная, однако, не очень отчетливо. Ей, возможно, соответствуют чередующиеся в пространстве зоны более и менее интенсивного воздымания, одни из которых простираются широтно, например, северный склон щита или его свод, а другие субмеридионально, например Чарско-Олекминское плоскогорье, Алдано-Чульманское понижение и т. п. (Пиотровский, 1968). По Ю. Ф. Малышеву (1969), разломы диагональной сетки концентрируются в поясе приблизительно ромбического рисунка со сторо-

ро-Ленской тектонической зоны (Масайтис, 1964). Главные разломы — Баппагайский, Кемпендяйский, Нюрбинский и Вилюйско-Мархинский считаются сквозными, уходящими далее на северо-восток в область мезозойской складчатости (Мокшанцев, 1968).

Особенно большое количество разломов установлено по бортам Вилюйской синеклизы, тогда как в центре они редки. Простирание разломов северо-восточное и восток-северо-восточное, с перекрещиванием под острыми углами. Кроме того, намечается дугообразное расположение некоторых зон, отчетливо выпуклых к северо-западу (Старицкий и др., 1970).

Алданская подсистема разломов распространяется главным образом на Алданский щит, его склоны и частично на сводовое поднятие Станового хребта. Основное простирание разломов субширотное, определяемое положением наиболее крупного в подсистеме Станового разлома и сетью мелких, запад-северо-западного и восток-северо-восточного простираний, образующих в совокупности ячейки ромбической формы, также удлиненные по широте (Масайтис, 1964; см. рис. 13). Некоторыми авторами (Мокшанцев и др., 1968) внутри подсистемы отмечается про-

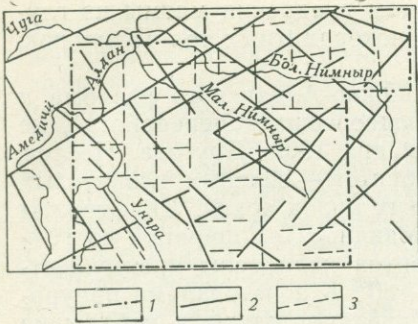


Рис. 17. Схема зон разрывных нарушений верхней части бассейна Алдана (Центрально-Алданский район). По Ю. Ф. Малышеву, 1969

1 — контур площади, по которой выполнены трансформации магнитного поля; зоны нарушений: 2 — диагональной системы, 3 — меридионально-широтной системы

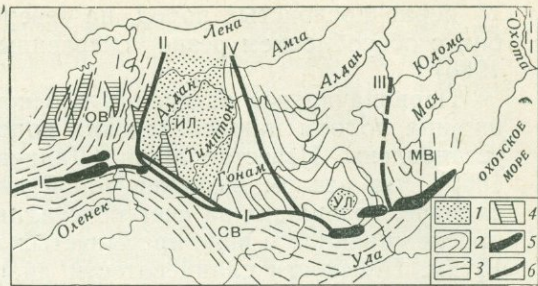


Рис. 18. Палеотектоническая схема Алданского щита доплатформенной эпохи (архей). По Ю. К. Дзевановскому и др., 1970

1 — литоплиты (ИЛ — Иенгрский, УЛ — Уянский); 2 — Тимптоно-Джелтулинская перилитоплитовая зона; 3 — перилитоплитовые зоны Становой виргации (ветви: СВ — Становая, ОВ — Олекминская, МВ — Маймаканская); 4 — трюги завершающего этапа; 5 — интрузии аортозитов; 6 — главные глубинные разломы (I — Становой, II — Амгинский, III — Маймаканский, IV — Центрально-Алданский)

ной ромба до 40—50 км, ячейки ортогональных разломов имеют форму квадрата, длина стороны которого 15—17 км.

### Разломы доплатформенной стадии

Наиболее древние, архейские, разломы Сибирской платформы лучше всего изучены на Алданском щите. Среди них выделяются геосинклинальные (раннеархейские) и послескладчатые (более поздние) разломы. Первые на поверхности проявляются в виде сравнительно широких зон, к которым приурочены интенсивно метаморфизованные эффузивные и интрузивные породы основного, реже ультраосновного состава. Они определяют общее простирание складчатых форм фундамента или разделяют участки с различным структурным планом и выражены интенсивными магнитными аномалиями. Вторые рассекают складчатые структуры под разными углами и образуют сетку; они возникли перед фазой регионального метаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации, к ним же приурочены явления гранитизации и мигматизации (Спижарский и др., 1968).

Самые крупные глубинные разломы Алданского щита — Становой, Амгинский, Маймаканский и Центрально-Алданский (рис. 18) разделяют щит на несколько блоков, которые рассматриваются как остатки древних складчатых систем. Эти разломы ограничивают зоны метаморфизма гранулитовой фации возрастом 3200—4600 млн. лет (Мокроусов, 1970) и отличаются от более поздних нарушений отсутствием брекчий и милонитов при широком развитии скрытых или залеченных тектонических несогласий.

Разлом по южной окраине Алданского щита (он имеет разные названия) разделяет область распространения пород алданского комплекса, прорванных древнестановыми гранитами, и область нижнепротерозойских (становых) складчатых сооружений. Протяженность разлома более 1000 км, простирание субширотное, волнистое. К северу от него породы Алданского комплекса не несут следов наложенной складчатости и метаморфизма позднеархейского возраста. Формирование синхронных древнестановых гранитоидных пород по обе стороны разлома происходило по-разному: на юге путем гранитизации осадочных толщ и одновременно со складкообразованием, в результате чего возникли распыльчатые тела гранито-гнейсов, унаследовавшие складчатую структу-

ру первичнослонистых пород, на севере путем внедрения магмы из глубин с обособлением резко очерченных дискордантных тел (Кирилюк, 1965).

Первоначальное залегание плоскости Южно-Алданского разлома и ширина полосы нижнеархейских пород, подвергшихся переработке, не установлены. Известно лишь (Данкевич и др., 1969; Другова, Неелов, 1960), что разлом выражен зоной диафторитов — зеленых хлоритовых сланцев, возникших за счет кристаллических пород архея. Диафториты прослеживаются в виде прерывистых линзовидных тел шириной до 10—15 км. Плоскости сланцеватости диафторитов наклонены преимущественно на юг под углами от 25—30° до 70—80°. К зоне разлома приурочены позднеархейские — раннепротерозойские анортозиты и небольшие тела протерозойских гипербазитов, габброидов и гранитов. Очевидно, разлом развивался длительно.

Другие крупные доплатформенные разломы Алданского щита имеют субмеридиональное или северо-западное простирание и состоят из многочисленных коротких и маломощных разрывных нарушений, расположенных кулисообразно и субпараллельно; они сочленяются с Южно-Алданским под углами 60—90°. А. И. Краснов (1964) выделяет среди них четыре зоны — Амгинскую, Тыркандинскую, Алданскую и Нельканскую.

Наиболее древние Амгинская (ранний архей) и Тыркандинская (поздний архей) зоны приурочены к осевым частям узких антиклинальных поднятий, опрокинутых на запад. Тыркандинская зона вытянута в северо-западном направлении на 600 км и имеет ширину от 5 до 20 км, падая к востоку под углом 60—80°. Магнитные аномалии в пределах зоны простираются на северо-запад и субмеридионально; повышенная магнитность пород связана с амфиболитовыми, амфибол-биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами. Тыркандинская зона разделяет щит на две тектонически разнородных структуры. Амгинская зона менее значительна. Ее длина 200 км, ширина 15—20 км. Эта зона также наклонена к востоку.

Прочие внутренние древние разломы щита характеризуются меньшими размерами и также подразделяются по возрасту, причем чем они древнее, тем они меньше и мельче. В Центрально-Алданском районе, например, раннеархейские разломы (их называют соскладчатыми, скрытыми, залеченными и т. п.) встречаются только в виде коротких элементарных швов. Время их возникновения соответствует времени складчатости метаморфизованных толщ алданского комплекса и процессам чарнокитизации. Они фиксируются по резким перегибам и стыкам складок, прерывистым зонам трещиноватости в виде сколов со смещением в несколько метров и раздвигов, заполненных пегматоидными гранитами. Разломы простираются параллельно складкам архейских метаморфических пород и пересекают их по падению. Длина разломов колеблется от нескольких до 35 км, ширина от 3 до 80 м.

По В. И. Казанскому (1965), зоны разломов выполнены сланцеватыми бластомилонитами, состоящими из калиевого полевого шпата и кварца и несущими на себе следы течения, то есть тектонические перемещения здесь были одновременны с локальными процессами гранитизации, которые происходили на больших глубинах при температуре 550—750° и давлении 4000—8000 бар.

Многие участки гранитизации, например Якокут-Ыллымахское поле (Угрюмов, Энтин, 1969), оказываются геохимически индивидуализированными в рамках долгоживущих региональных разломов, что также свидетельствует об одновременности движений по разломам и процессов гранитизации, которые в данном случае имели уже площадной характер.

Для начальных этапов развития Алданского щита, по-видимому,

были характерны массовая гранитизация пород и формирование куполообразных структур разного масштаба. В условиях высокой пластичности фундамента разломы, очевидно, были очень неустойчивы и именно по этой причине имели небольшие размеры. Некоторые авторы (Мокроусов, 1970 и др.) отмечают, что раннему архею щита линейные структуры вообще не были свойственны.

Архейско-раннепротерозойские разломы Центрально-Алданского района выражены значительно резче и составляют более устойчивую сеть. По Р. И. Гришкяну (1969), они сформировались в период повторного метаморфизма алданского комплекса, в становой цикл. Намечаются разломы диагональные (СЗ  $315^\circ$  и СВ  $50^\circ$ ), косодиагональные (СЗ  $285^\circ$ , СЗ  $345^\circ$ , СВ  $15^\circ$  и СВ  $75^\circ$ ) и ортогональные ( $360^\circ$  и  $90^\circ$ ).

В структуре диагональных и косодиагональных разломов широко проявляются «пластические» сколы, с которыми совмещены более поздние дизъюнктивные нарушения. Некоторые диагональные разломы прослеживаются через весь щит, их мощность достигает 10 км, а располагаются они относительно друг друга через 45 км. Ортогональные разломы представлены зонами дробления и повышенной трещиноватости; среди них намечаются широтные разломы длиной в несколько сот километров при ширине до 20—30 км. Смещения по архейским разломам измеряются десятками метров, по раннепротерозойским — сотнями метров. К некоторым из разломов тяготеют зоны гранитизации и мигматизации.

На Анабарском щите раннеархейским разломам отвечают широкие полосы ультраметаморфических биотит-амфиболитовых гнейсов и амфиболитов с интрузиями анортозитов, разделяющие метаморфические породы далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий. Таков, например, Верхнеломуйский и другие разломы. Их господствующее простирание — северо-западное или север-северо-западное, согласное с простиранием архейской складчатости (Абельский, 1970).

Более поздние доплатформенные разломы в пределах Анабарского щита образуют субмеридиональные зоны. Одна из них проходит через весь щит, осложняя Центральный антиклинорий; она состоит из серии кулисно расположенных разрывов, часто с горизонтальным смещением и сечет складки под острыми углами (Спижарский и др., 1968).

К категории доплатформенных относятся многие краевые разломы Сибирской платформы. На западе, например, Саянский и Восточно-Енисейский разломы, отделяющие платформу от области байкальской складчатости (Старицкий и др., 1970). На юге — Витимо-Патомский краевой шов, погребенный под верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями Предбайкальского краевого прогиба. Шов трансформируется по резкой смене магнитного и гравитационного полей; здесь же, по западной окраине Алданского щита, отмечаются связанные с разломами трюги (Таллаинский, Каларский и др.), сложенные метаморфизованными вулканогенно-терригенными и железисто-кремнистыми толщами раннего протерозоя и перекрытые протоплатформенным чехлом (Федоровский, Лейтес, 1968). На востоке Сибирской платформы известны Западно-Верхоянский и Нелькано-Кыллахский краевые швы; первый выражен резким градиентом силы тяжести и контролирует положение и развитие Предверхоянского прогиба, второй разделяет различные по строению и возрасту блоки фундамента и состоит из серии глубинных надвигов и взбросов, с которыми связаны проявления разновозрастного магматизма (Мокшанцев, 1968).

Доплатформенные разломы внутренней части Сибирской платформы, закрытой мощным платформенным чехлом, изучены недостаточно. Геофизическими методами установлено, что фундамент платформы имеет гетерогенное строение и состоит из ряда крупных древних блоков. Л. В. Булина и Т. Н. Спижарский (1970) подобные структуры назы-

вают палеоблоками. По их мнению, наиболее протяженные разломы длиной в сотни, а иногда более тысячи километров прослеживаются по границам таких палеоблоков: они простираются согласно структурам одного палеоблока и срезают аналогичные зоны в соседнем палеоблоке. С подобными разломами пространственно совпадают значительные магнитные и гравитационные аномалии или в их зонах происходят резкие нарушения гравитационного и магнитного полей — изменяются простираения аномалий, степень их интенсивности и т. п. Геофизическими методами разломы прослежены до глубины 15—20 км, но это не считается пределом.

На площади Тунгусской синеклизы в фундаменте платформы (Дашкевич и др., 1970) выявлены глубинные разломы северо-восточного и северо-западного простираний — Курейский, Бахтино-Туринский, Тунгусский, Ангаро-Курейский, Саяно-Анабарский и др. В раннем протерозое они контролировали геосинклинальные прогибы (см. рис. 14). Здесь же между меридианами 102 и 108° намечается крупный субмеридиональный разлом (Масайтис, 1964; см. рис. 13).

В восточной половине Сибирской платформы самыми протяженными и, возможно, наиболее древними являются разломы Лено-Анабарский (670 км), Оленекский (750 км), Далдынский (1000 км), Жигинский и Якутский (общей длиной 1700 км; Меньшиков и Кутузова, 1968). По К. Б. Мокшанцеву (1968), между Алданским и Анабарским выступами фундамента располагаются субпараллельные Баппагайский, Кемпендяйский, Нюрбинский и Вилуйско-Мархинский разломы, отстоящие один от другого на 70—100 км. Они выражены в гравитационном и магнитном полях в виде полосовых аномалий и контролируют распределение фаций и мощностей отложений от докембрия до мезозоя; в верхних горизонтах чехла разломы не проявляются.

Время заложения крупных разломов фундамента во внутренних частях и по периферии Сибирской платформы точно не определено. Как показывает все изложенное, по характеру проявления эти разломы существенно отличаются от раннеархейских. Вероятнее всего, они отвечают наиболее поздним стадиям доплатформенного развития Сибирской платформы.

### Разломы платформенной стадии

Разломы платформенной стадии, возникшие в процессе формирования осадочно-вулканогенного чехла и предопределившие положение и конфигурацию многих платформенных структур, составляют наиболее многочисленную группу в пределах Сибирской платформы. По структурному положению они подразделяются на краевые и внутренние, довольно существенно отличающиеся друг от друга.

Краевые разломы отделяют платформу от складчатых систем и представляют собой сравнительно узкие зоны, состоящие из серии хорошо выраженных в рельефе субпараллельных нарушений с амплитудой вертикальных перемещений до 1,5 км. Разломы начали формироваться при заложении геосинклиналей на границе с развивающейся платформой. Первоначально они были выражены в виде глубинных сбросов, по которым фундамент геосинклиналей опускался, затем, при инверсии геосинклиналей, они превратились во взбросы или крутые надвиги с плоскостью смещения, наклоненной в сторону складчатой системы (Спижарский и др., 1968). Краевые разломы образуют также систему входящих углов, от которых в тело платформы распространяются зоны своеобразных разломов (Иркинеевско-Ангарская, Уринско-Кемпендяйская, Хантайско-Рыбнинская, Курейская, Лено-Оленекская и др.), обусловившие формирование авлакогенов.

Внутренние разломы представлены главным образом крупными региональными сбросами, по которым произошло опускание некоторых блоков фундамента, вызвавшее в чехле радиальные флексуры, разрывы, зоны трещиноватости и т. п. Резкие перепады глубин до фундамента, иногда до 2 км и более, отмечены, например, по краям Шарыжалгайского, Сунтарского, Мунского, Анабарского и Якутского поднятий, а также по краям Вилюйской, Кемпендяйской и других впадин. Местами предполагаются сдвиги в фундаменте, отразившиеся в чехле кулисообразным расположением даек, разломов, мелких складок, оперяющих трещин и т. п.

Наибольшее число разломов приурочено к краям синеклиз и антеклиз, имеющих вследствие этого угловатые в плане очертания. Длина разломов определяется в десятки и первые сотни километров. Иногда они объединяются в широкие зоны протяженностью до 1500 км. Таковы, например, Ангаро-Катангская, Ангаро-Вилюйская, Вилюйско-Котуйская, Лено-Пясинская, Лено-Анабарская и др. (Басков и др., 1966; Масайтис, 1964). Однако следует заметить, что отдельные участки перечисленных зон имеют различную структуру, отличаясь не только простиранием разломов, но и их структурными рисунками в плане и разрезе.

Амплитуда вертикальных перемещений в зонах внутриплатформенных разломов иногда достигает нескольких тысяч метров, в других случаях они менее значительны, а нередко очень малы и даже отсутствуют; подобные разломы называют расколами.

Некоторые авторы (Спизарский и др., 1968) среди платформенных разломов выделяют разломы 1-го этапа (додевонские), 2-го этапа (девонские), 3-го этапа (перми и триаса), 4-го этапа (юры и мела) и еще более поздние, однако время возникновения каждой из этих групп не всегда определено достаточно надежно.

Разломы Енисейской системы сыграли огромную роль в формировании ряда впадин и горстов, а также в магматизме западной окраины Сибирской платформы. Наиболее протяженные дугообразные разломы — Енисейский и Саяно-Енисейский — послужили каналами для внедрения многочисленных удлиненных тел основных и ультраосновных пород, по расположению которых они сейчас и выявляются. С ними совпадают крупные магнитные аномалии, они являются границами структурно-фациальных зон фундамента и чехла, вдоль них же прослеживаются линейные зоны мощного накопления кайнозойских отложений.

Наиболее подробно разломы Енисейской системы охарактеризованы в северной и южной частях. На севере, как уже отмечалось, известны Малохетский, Дудинский и Рыбнинский разломы. По А. А. Межвилку (1964), Малохетский разлом отделяет Сибирскую платформу (см. рис. 15) от Усть-Енисейской впадины, заполненной юрскими, меловыми и четвертичными отложениями мощностью до 4—5 км. По данным бурения, палеозойские породы здесь поставлены круто — от 35 до 50° и более, интенсивно раздроблены (много брекчий, зеркал скольжения и т. п.), а близко расположенные скважины вскрывают под юрскими отложениями весьма разновозрастные образования, например силур и триас. Общая амплитуда перемещения по разлому достигает 1100—1500 м.

Дудинский разлом фиксируется повышенными значениями гравитационных аномалий. Синийские, кембрийские и другие породы в зоне этого разлома раздроблены на блоки и перекрыты маломощным (100—200 м) чехлом меловых отложений. В районе р. Пясины северное крыло разлома сложено юрско-меловой толщей мощностью 5—7 км, в южном крыле на поверхность выходят силурийские породы, перекрываемые далее к югу отложениями перми и триаса.

Рыбнинский разлом прослежен от оз. Пясино до р. Сухарихи по краю Тунгусской синеклизы; его длина 350 км, ширина 15—20 км. Зона разлома заполнена четвертичными отложениями, из-под которых местами выходит палеозой с углами падения пластов 20° и более. В западном крыле наблюдается густая сеть разрывных нарушений и грабены; в восточном крыле нарушений меньше и породы палеозоя и триаса собраны в симметричные складки с углами падения пластов до 10°. Восточное крыло приподнято относительно зоны разлома в современном рельефе на 1000 м.

Территория между Дудинским и Рыбнинским разломами пронизана густой сетью дизъюнктивных нарушений северо-восточного направления. Наиболее крупный среди них Норильский разлом, который представляет собой широкую зону ступенчатых сбросов; здесь же имеется грабен длиной 20 км, шириной 1—1,5 км и глубиной 1200 м. В восточном крыле разлома пермские угленосные отложения (до 100 м) резко несогласно налегают на породы кембрия—девона, в западном крыле угленосные отложения имеют мощность до 400 м и лежат согласно на девоне. Норильский разлом служил каналом при внедрении дифференцированных интрузивных пород.

Основной причиной, обусловившей структурный рисунок северной части Енисейской системы, А. А. Межвилк считает горизонтальное перемещение Сибирской платформы в северо-западном направлении с последующим обламыванием ее краев. В бассейне р. Чопко он же наблюдал многочисленные надвиги в отложениях кембрия, направленные на запад-северо-запад.

По И. Н. Горяинову (1965), разломы северо-восточного и северо-западного простираний в Енисейской рудной провинции являются соответственно левыми и правыми сдвигами (рис. 19) с амплитудой смещения в десятки километров. По его данным, Горбиачинский и Кулюмбинский северо-восточные разломы (см. рис. 15) прямолинейны и выражены в платформенном чехле складками и надвигами разных направлений; на их юго-западном продолжении находится излучина р. Енисей. Сместитель Горбиачинского разлома наклонен то к северо-западу, то к юго-востоку, амплитуда вертикального смещения невелика, изменчива, а сам разлом имеет шарнирный характер. Оперяющие его структуры сжатия (волнообразные поднятия, пологонаклоненные интрузии, складки с вертикальными шарнирами, взбросы и надвиги, зоны расланцевания и милонитизации) ориентированы субширотно. Структуры растяжения (сбросо-сдвиги, сбросы с амплитудой до 200 м, щелевидные трещины, заполненные туфами и т. п.) ориентированы субмеридионально.

В юго-западной части Горбиачинско-Кулюмбинской зоны выходы докембрийских пород сдвинуты по разломам на 35 км. Вдоль Кулюмбинского разлома изогипсы по кровле условного горизонта алданского яруса нижнего кембрия смещены против часовой стрелки на 20—55 км.

Наиболее крупный сдвиг (до 70—90 км) И. Н. Горяинов устанавливает вдоль тектонической зоны Курейского и Горбиачинского разломов. Он отражен в сигмоидальном изгибе Кулюмбинско-Горбиачинского и Курейско-Шорихинского валообразных поднятий и в смещении выходов докембрийских пород.

Субмеридиональный разлом вдоль р. Енисей определяется И. Н. Горяиновым как левый сдвиг с предполагаемой амплитудой до 100 км. Он установлен по наличию вдоль правого берега р. Енисей цепочки кулисообразно расположенных асимметричных антиклиналей, в которых широко проявляются следы горизонтальных перемещений в виде надвигов, взбросов, дисгармоничной складчатости и т. п. Сместитель сдвига и оперяющие его структуры рассечены разломами северо-восточного и северо-западного направлений.

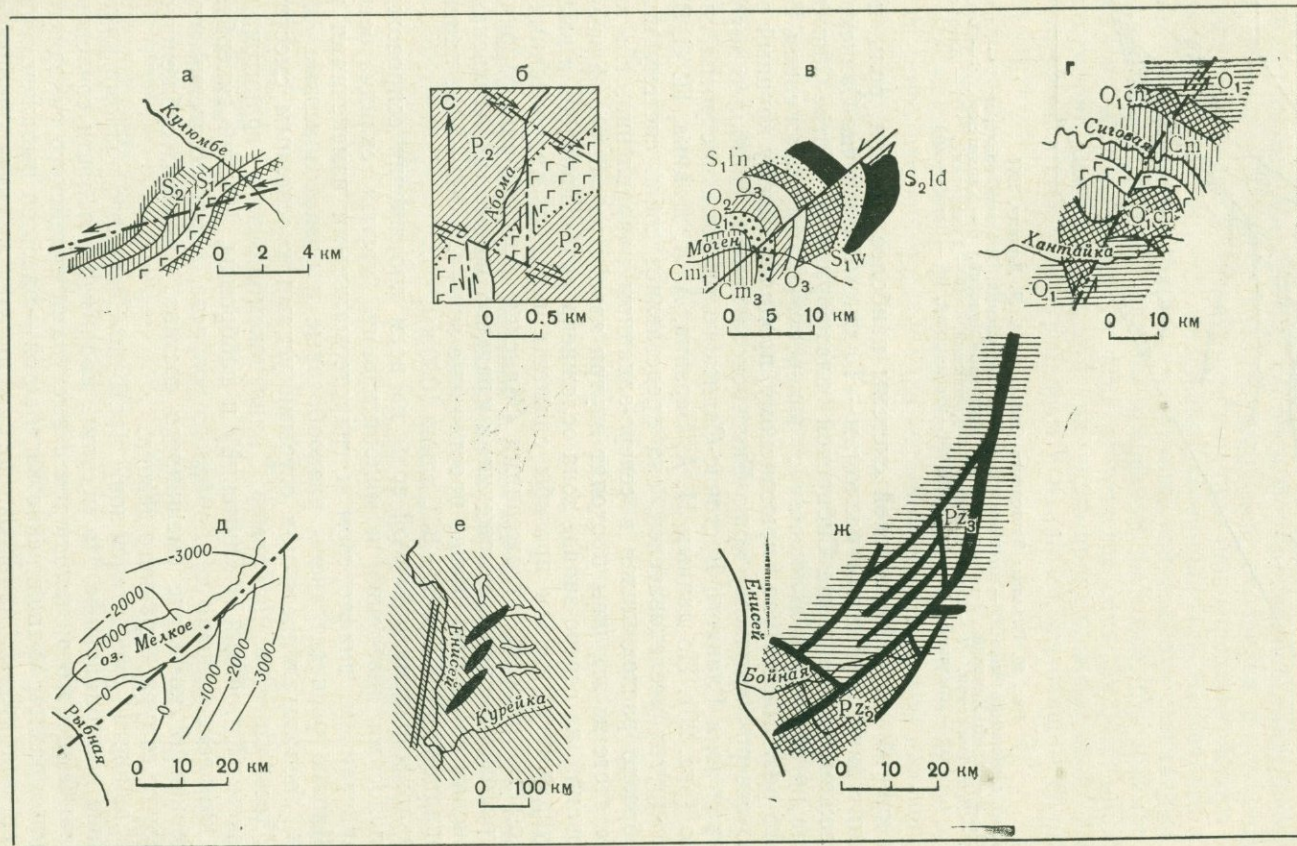


Рис. 19. Сдвиговые деформации Енисейской рудной провинции

а — сигмоидальный изгиб юго-восточного крыла Кулюмбинско-Горбичинской антиклинали (по Н. П. Голованову); б — система сбросо-сдвигов, смещающих интрузию долеритов и пермские отложения; нарушения северо-западного простирания — правые сбросо-сдвиги, меридионального — левые (по В. А. Черепанову) — левый сдвиг различных горизонтов палеозойских отложений вдоль Кулюмбинского нарушения (по Н. Н. Урванцеву); г — левый сдвиг по Туколандинскому разлому в междуречье Хантайка—Ситовая (по А. Г. Кравцову); д — смещение стратонизогипс по подошве отложений верхнего кембрия вдоль разлома северо-восточного простирания (по М. А. Вербе); е — соотношение разлома вдоль р. Енисей и складок волочения; ж — южное окончание сброса рч. Медвежьего (по В. М. Огаркову и Г. Г. Ремпелю — структура «конского хвоста»); среднепалеозойские отложения смещены в плане вдоль нарушений северо-восточного простирания против часовой стрелки

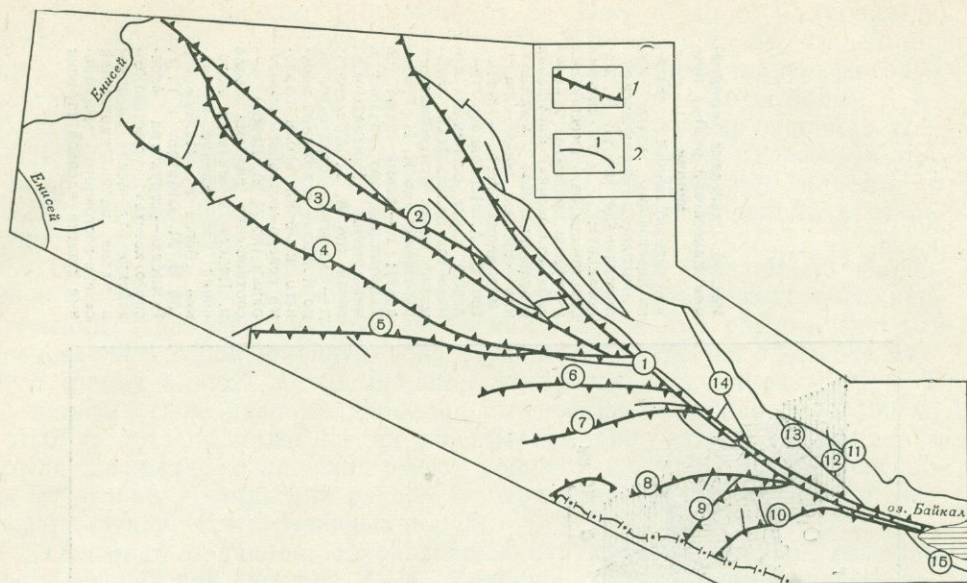


Рис. 20. Разломы Восточного Саяна. По А. Л. Додину, 1964

1 — разломы глубинного типа; 2 — крупные разрывные нарушения. Главные разломы: 1 — Главный Саянский, 2 — Ийско-Канский, 3 — Манский, 4 — Восточно-Саянский, 5 — Кандатский, 6 — Холбинский, 7 — Жомболокский, 8 — Сархойский, 9 — Китойский, 10 — Тункинский, 11 — Ангарский, 12 — Иретский, 13 — Онотский, 14 — Тагнинский, 15 — Слюдянский

В южной части Енисейской системы наиболее важная роль принадлежит двум глубинным разломам — Главному Восточно-Саянскому, расположенному на стыке Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области и являющемуся юго-восточным продолжением Енисейского разлома, и Чуно-Бирюсинскому, продолжающему крупный разлом по северо-восточному краю Енисейского кряжа. Наиболее хорошо изученная зона Главного Восточно-Саянского разлома построена очень сложно (рис. 20). По данным Н. А. Берзина, А. Л. Додина, Н. С. Зайцева и других исследователей, она представляет собой систему швов, веерообразно расходящихся в северо-западном направлении. На юго-востоке системы эти швы проходят внутри архейских метаморфических образований, на северо-западе зона осложнена рядом прогибов и выступов фундамента, причем прогибы сложены верхнепротерозойскими и вендско-кембрийскими отложениями (Манский синклинорий, Миричунский грабен), а также отложениями среднего палеозоя (Агульская и Рыбинская впадины). Общее простирание зоны СЗ  $300\text{--}340^\circ$ , падение юго-западное под углом  $60\text{--}80^\circ$ , длина 1000 км.

Разломы рассматриваемой зоны на всем протяжении сопровождаются полосами дробления и милонитизации, мелкой складчатостью, расщеплением, диафорезом и гидротермальными изменениями пород. Широко распространены разнообразные и разновозрастные интрузивы, располагающиеся под острыми углами к основным сместителям. Здесь известны, например, раннекембрийские гранитоидные комплексы (Китойский и Онотский) и габброиды, Ийский гипербазитовый комплекс условно кембрийского возраста, Манкрессовский кембро-ордовикский комплекс смешанного состава, наконец, субщелочные гранитоиды силура — раннего девона.

Большинство сместителей зоны Восточно-Саянского разлома крутые и в плане прямолинейные. Но местами, например в области сочленения Восточно-Саянского антиклинория с выступами архейского складчатого основания, разлом криволинейно изгибается — здесь он выражен серией взбросов или крутых надвигов, погружающихся к антиклинорию под

углами 40—70°; иногда эти нарушения сближаются и образуют полосы чешуйчатого строения. По наличию в различных участках зоны сигмоид и кулисообразно расположенных складок, например в Бирюсинской и Канской глыбах или в Восточно-Саянском антиклинории, по Главному Восточно-Саянскому разлому предполагаются левосторонние сдвиговые подвижки. Три сдвига с ориентировкой СЗ 300° установлены также в Присяянском прогибе. Наиболее крупный из них — Бельский, протягивающийся от слияния рек Малой и Большой Бирюсы в район Рыбнинской впадины. Два других сдвига расположены к северу и югу от Бельского разлома; в юго-восточном направлении они постепенно затухают. Сопряженные со сдвигами взбросы и крутые надвиги ориентированы по азимуту 330—340°.

Все разломы Енисейской системы формировались длительно. Главный Восточно-Саянский разлом, например, отразился в региональной структуре с позднеархейского или с начала раннепротерозойского времени, к которому относится заложение геосинклинали Восточного Саяна, затем неоднократно проявлялся позднее, контролируя магматизм и седиментацию структур в раннем и среднем палеозое. От докембрия до девона в развитии этого разлома намечается семь фаз (Додин, 1964). В докембрии наиболее существенная роль принадлежала сдвиговым перемещениям, в палеозое — взбросам и надвигам, вызвавшим сближение ряда структур.

На севере Енисейской системы разломов более отчетливы позднепалеозойские и мезозойские подвижки. В зоне Малохетского разлома, например, самые ранние дислокации проявились в конце палеозоя — в это время тектонический рельеф характеризовался большими неровностями, в связи с чем отложения пермо-триаса перекрыли различные породы палеозоя. Следующие этапы поднятия зоны пришлись на конец триаса и конец юры, тогда как основное погружение произошло в среднем лйасе. Интересно, что в смежной Дудинской зоне основное прогибание датируется поздним мелом, а в Рыбнинской зоне — плиоценом. Таким образом опускания, следовавшие за поднятиями, с течением времени перемещались с запада на восток, захватывая все новые пограничные районы Сибирской платформы (Межвилк, 1964).

Отмеченные выше горизонтальные перемещения масс, очевидно, тесно связаны с вертикальными, о характере и масштабе которых можно судить по табл. 3, составленной для центральной части Норильского плато (Лившиц, 1964).

Таблица 3

Сопоставление мощностей отложений позднего палеозоя—триаса в блоках между Южно-Ергалахским, Фокинско-Далдыканским и Норильским разломами

Название свит	Мощность свит, м		
	Западный блок	Центральный блок	Восточный блок
Мокулаевская . . . . .	?	300	300
Моронговская . . . . .	310	320	330
Надеждинская . . . . .	400	360—400	400
Логанчинская . . . . .	—	30—60	30—40
Хаканчанская . . . . .	—	50	10
Сыверминская . . . . .	100	150—170	150—170
Дегалинская . . . . .	30	30	60
Пеляткинская . . . . .	83—90	120	70
Бургуклинская . . . . .	160	70—90	80
Катская . . . . .	115	60—70	—
Всего	До 1205	До 1610	До 1460

Охваченная разломами Енисейской системы западная окраина Сибирской платформы в стадию формирования платформенного чехла представляла собой довольно мобильную зону. Главным фактором ее развития было, очевидно, устойчивое горизонтальное сжатие горных масс и, как результат этого, их неуклонное воздымание и дробление.

Разломы Ангаро-Тунгусской системы развивались иначе. В этой части Сибирской платформы, расположенной между Енисейским кряжем и Среднесибирской зоной поднятий, фундамент опущен на глубины 3—4 км и более, а в некоторых впадинах эти глубины достигают 10—12 км (Гришин и др., 1970). Длительное и интенсивное прогибание явилось, очевидно, главной предпосылкой возникновения мозаичной структуры территории.

Самые древние глубинные разломы Ангаро-Тунгусской системы (см. рис. 14) простираются в двух направлениях — северо-восточном (Курейский, Бахтино-Туринский, Тунгусский, Ангаро-Вилуйский) и северо-западном (Ангаро-Курейский, Кочечумо-Хетский, Саяно-Анабарский). В раннем протерозое в зонах этих разломов развивались геосинклинальные прогибы, в рифее — авлакогены. Они же контролировали внедрение основных и ультраосновных пород и формирование в связи с этим блоково-куполовидных и линейных поднятий (Дашкевич и др., 1970).

Краевые разломы системы, подчеркнувшие ее ромбовидную конфигурацию, явились путями проникновения огромных масс базальтовых расплавов в верхние структурные этажи. На северо-западе они представлены группой небольших разрывов северо-восточного и субширотного простираения (Люмский, Северореченский, Бургухлинский, Кулюмбинский, Горбиачинский и др.), ответвляющихся от более крупных разломов Норильского плато. На северо-востоке выделяется Вилуйско-Котуйская зона петельчатых разломов, отделяющая Путоранскую наложенную синеклизу от Анабарской антеклизы и Мархинской наложенной синеклизы. На юго-западе проходят петельчатые разломы Ангаро-Катангской зоны северо-западного направления, параллельные окраине Саяно-Енисейской складчатой зоны. На юго-востоке в качестве краевого глубинного нарушения известна Ангаро-Вилуйская зона, ограничивающая с востока Ванаварскую наложенную синеклизу и параллельная байкалидам (Масайтис, 1964; Виленский, 1966 и др.).

Внутри Ангаро-Тунгусской системы наиболее крупными глубинными разломами считаются Тунгусский и Ангарский. Тунгусский разлом, установленный еще работами С. В. Обручева, прослеживается от северной оконечности Енисейского кряжа в широтном направлении вдоль р. Подкаменной Тунгуски; он пересекает нижнее течение р. Ахтаранды и затем затухает. По А. М. Виленскому (1966), разлом отделяет Путоранскую и Мархинскую наложенные синеклизы от Ванаварской и Мурской, разграничивая одновременно области распространения траппов с повышенной магнезиальностью (на севере) и с повышенной щелочностью (на юге):

А. С. Кириллов (1966) отмечает поперечный Ангарский (Иркинеевско-Ангарский,) разлом, выраженный в платформенном чехле узкой зоной линейновытянутых складок и разрывов. По этому разлому соприкасаются два крупных блока западной окраины Сибирской платформы. Южный блок между поперечным Ангарским и продольным Восточно-Саянским разломами в раннем кембрии и позднее преимущественно погружался, что привело к образованию дугообразного Ангаро-Канского прогиба; мощность флишoidов алданского яруса здесь составляет 6—7 км. Северный блок, ограниченный Ангарским и Тунгусским разломами, был более приподнят, и мощность алданского яруса в его пределах значительно меньше.

В южной части Ангаро-Тунгусской системы на площади Иркутского

амфитеатра выявлена сеть субмеридиональных разломов длиной от 250 до 600 км (Окинский, Кулингский и др.) и более короткие длиной около 100 км поперечные разломы, широко развитые в бассейне рек Киренги, Лены и на западе амфитеатра. С разломами пространственно совпадают крупные магнитные (до 900 гамм) и гравитационные аномалии; последние выражены в виде гравитационных «валов» с глубиной залегания возмущающих масс до 10—12 км. Многие разломы контролируют распределение изверженных пород и являются границами структурно-фациальных зон. В осадочном покрове с ними связаны протяженные флексуры и антиклиналы. К пересечениям разломов тяготеют трубки взрыва (Ансимов, Замаараев, 1960).

Здесь же прослеживаются так называемые приразломные валы. Один из них, Марковский, прослежен по склону Усть-Кут-Непского свода в север-северо-восточном направлении на несколько сот километров. Сопряженные с подобными структурами разломы характеризуются «сквозным» развитием в фундаменте и осадочном чехле. Приразломные валы хорошо выражены в надсоленосном и хуже (более сложно) в соленосном ярусах; они характеризуются малоамплитудным поднятием (десятки метров) подсолевых отложений и поверхности фундамента, их возникновение относится к позднему рифею.

На западной окраине Сухотунгусского поднятия амплитуда перемещения по одному из разломов составляет не менее 3—4 км (Гришин и др., 1970).

В северной части Ангаро-Тунгусской системы соотношения глубинных разломов более сложные. Вдоль северного края платформы, по аэромагнитным данным, фундамент разбит серией часто расположенных субширотных сбросов, которые вблизи р. Енисея плавно изгибаются к югу; ширина зоны разломов не менее 100 км. От широтных разломов под углами 35—40° к юго-востоку отходят разломы меньшего размера (Амбардахский, Далбыхо-Маймечинский, Крестяхский и др.), маркируемые локальными положительными магнитными аномалиями; длина оперяющих разломов 200—250 км, ширина 7—8 км. С севера к этой тектонической зоне подходит Б. Таймырский разлом, который, вероятно, продолжается внутрь Тунгусской синеклизы. На пересечении субширотного и субмеридионального разломов залегает Гулинский гипербазитовый массив, от которого по радиусам к югу прослежены Маймечинский, Маймеча-Котуйский и Котуйский глубинные разломы. Они сопровождаются интрузиями и прослежены на расстоянии более 200 км. Возникновение всей группы разломов связывается с подкоровыми тангенциальными движениями магмы; на это же указывает установленный Л. С. Егоровым в 1964 г. факт смещения центра излияний с востока на запад почти на 100 км.

Очень своеобразны разломы Тунгусской синеклизы. Кроме вышеотмеченных крупных петельчатых разломов здесь развита густая сеть разнообразных дизъюнктивных нарушений, заполненных дайками траппов, зонами дробления, складками и флексурами с углами падения до 70—80°. Эти нарушения протягиваются на расстояния в несколько десятков километров. Вертикальные смещения в них отсутствуют или измеряются первыми метрами. Ширина зон дробления колеблется от десятков до первых сот метров. Трещины подчинены более крупным магмопроводящим каналам, уходящим на большие глубины (рис. 21).

По А. С. Кириллову (1963, 1966), разломы Тунгусской синеклизы образуют полигональную систему с простирающими, подчиненными общей форме синеклизы. Они характеризуются незначительной протяженностью и не обнаруживают признаков длительного и унаследованного развития. Наиболее сильно они нарушают осевую зону синеклизы. Платформенные разломы синеклизы этот исследователь называет расколами и подразделяет на три группы — трапповые, контролировавшие бурный

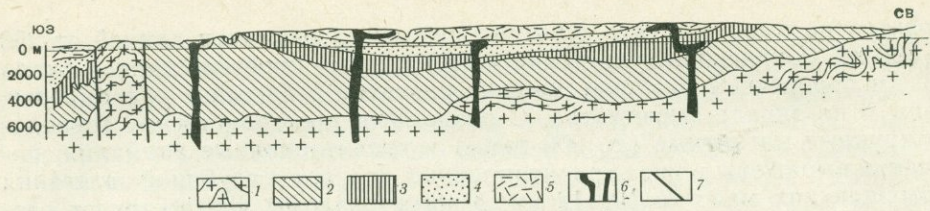


Рис. 21. Схематический геологический профиль через Тунгусскую синеклизу от северной части Енисейского края до Южного склона Анабарской антеклизы. По И. Н. Сулимову и др., 1968 г. с упрощениями

1 — нижний и верхний докембрий; 2 — нижний палеозой, кембрий, ордовик; 3 — силур, средний палеозой; 4 — верхний палеозой; 5 — триас, мезозой нерасчлененный; 6 — интрузии траппов в зонах глубинных разломов; 7 — разрывные нарушения

трапповый магматизм ( $C_3-T_1$ ), поздне-трапповые, определившие пути движения гидротермальных растворов после завершения магматической фазы, и послетрапповые.

Трапповые расколы криволинейной или кулисообразно-кольцевой формы развиты в основном в отрицательных структурах и не группируются в какие-либо определенно ориентированные зоны. Поздне-трапповые расколы более прямолинейны, имеют длину до 150 км и ориентированы в различных направлениях, но чаще всего либо перпендикулярны, либо параллельны бортам синеклизы. Разломы представляют собой узкие зоны дробления с системой оперяющих трещин; по некоторым из них помимо небольших вертикальных смещений констатируются горизонтальные смещения от нескольких до многих сот метров.

А. М. Виленский (1966) подразделяет разломы Тунгусской синеклизы на пять групп: 1) глубинные по краям трапповых впадин (1-го порядка); 2) оперяющие 2-го порядка, более поздние; 3) локальные, с которыми связано образование грабенов, или кальдер, опускания, а также диагональные, образующиеся на пересечениях двух первых или в их крыльях; 4) мелкие типа сбросов, выполненные недифференцированными долеритами; 5) трещины с небольшими смещениями, выполненные дайками и жилами.

В бассейнах рек Курейки и Нижней Тунгуски диагональные магмопроводящие разломы располагаются через 20—40 км и образуют решетчатую структуру. В большинстве случаев они проникают до глубины базальтового слоя, причем ширина полос между разломами отвечает толщине земной коры, т. е. тектонические напряжения разбивают земную кору на геометрические фигуры со стороны грани, равной толщине коры (Варанд, 1970).

Вдоль разломов Курейского района отмечено неоднократное (четыре фазы) поступление магматического материала, который проникал в толщу чехла как по крутым, так и по пологим и даже горизонтальным поверхностям, образуя силлы и пластовые тела на расстояниях до 5—6 км от магмоподводящих каналов. Однако наибольшая насыщенность интрузивными образованиями наблюдается на участке пересечений разломов, где сосредоточены почти все разновидности интрузий долеритового состава (рис. 22).

Наибольшее число колец кольцевых разломов установлено на Катангском палеозойском своде, между Путоранской впадиной и Ангаро-Вилуйским прогибом. Их поперечник 50—135 км, а оконтуренная ими площадь 2—10 тыс. км<sup>2</sup>. Разломы выражены в виде дуг, реже полуколец и колец и заполнены дайками и наклонными интрузиями траппов, дайками и жилами гидротермально-метасоматических пород, зонами интенсивной трещиноватости, дробления, кластическими дайками мощностью до первых сот метров. Как отмечает Ю. С. Вязовов (1967), эти структуры в разрезе представляют собой либо цилиндрические тела с почти вертикальными стенками, либо тела конической формы с наклоном стенок 15—20°,

либо блюдцеобразные. Амплитуда вертикальных перемещений составляет 100—200 м, но есть и безамплитудные кольцевые разломы.

Образование в чехле Тунгусской синеклизы сложной сети траптовых тел, поразному ориентированных в плане и разрезе (рис. 23), связывается рядом исследователей с развитием множества открытых трещин, возникших в результате растяжения, направленного в каждом конкретном случае нормально к общему простиранью этих тел. По мнению Л. М. Плотникова (1963 и др.), в момент образования траптовых тел платформенный чехол Тунгус-

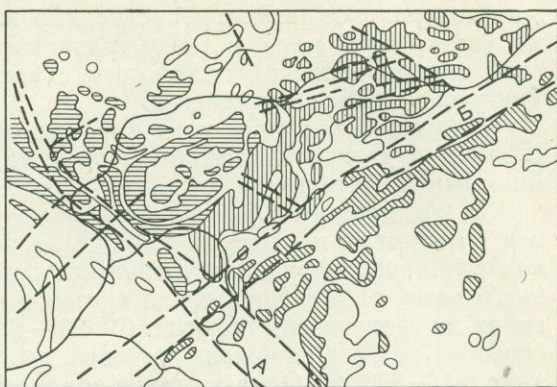


Рис. 22. Обзорная карта Курейского района. По Л. И. Кравцовой, 1966

1 — глубинные разломы: А — Имангдино-Летнинский, Б — Мундуйско-Курейский; интрузии тектоно-магматических фаз: 2 — I и II, 3 — III, 4 — IV; 5 — неподразделенные интрузии

ской синеклизы испытывал общее растяжение, не связанное с сжатием в каком бы то ни было направлении. Кроме траптовых интрузий следами такого растяжения он считает всевозможные жилы, зоны брекчий, кластические дайки, ограниченные сбросами горсты и грабены, расланцованные горизонтально лежащие породы, диапировые структуры.

Все сказанное в отношении разломов Ангаро-Тунгусской системы позволяет рассматривать занятую ими территорию как обширную зону латерального растяжения и неравномерных проседаний. Вопрос о причине такого растяжения пока открыт. Как нам представляется, мозаичная Ангаро-Тунгусская зона, обрамленная линейно-дугообразной Енисейской зоной, является своего рода антиподом этой последней. В то же время обе зоны связаны между собой и составляют одну динамическую систему. Сжатие и воздымание фронтальной Енисейской зоны сопровождается растяжением и проседанием Ангаро-Тунгусской. Есть основание полагать, что в основе механизма согласованной «работы» обеих зон ле-

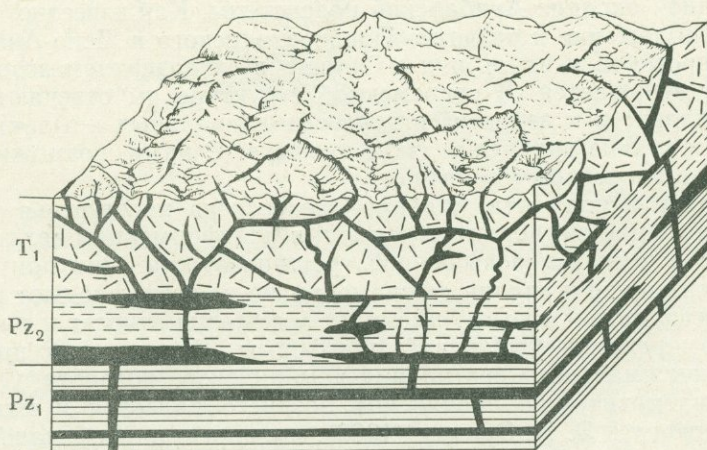


Рис. 23. Блок-диаграмма распределения морфологических разновидностей траптовых интрузий в осадочно-вулканогенном чехле Сибирской платформы в бассейне р. Тычаны. По Л. М. Плотникову, 1963

жит латеральное перемещение подкорковых масс, продолжительное время (по крайней мере, в эпоху траппового магматизма) направленное в этой части Сибирской платформы с востока на запад, из-под Ангаро-Тунгусской зоны в Енисейскую.

Платформенные разломы Анабарской подсистемы представлены несколькими разновозрастными зонами, так или иначе связанными с глубинными нарушениями фундамента (рис. 24).

В пределах Анабарской антеклизы кристаллический массив сочленен с породами платформенного чехла по системе глубинных разломов, которые обуславливают ступенчатое погружение фундамента и проявление в чехле ряда относительно крутых ( $5-10^\circ$ ) флексуобразных перегибов на фоне очень пологих ( $0^\circ 20'-0^\circ 40'$ ) склонов антеклизы. Некоторые из них ограничивают крупные прогибы, прослеживаясь на расстояние 600—800 км. Одна из таких зон, по К. Б. Мокшанцеву (1968 и др.), проходит по юго-западному краю Суханского прогиба и продолжается вдоль восточного склона сводового поднятия антеклизы. Другая прослежена от р. Молодо к среднему течению р. Попигай; ее ширина 20—50 км и более. Третья зона заключена между Уджинским поднятием и резко погружающимся западным бортом Суханской впадины; она разграничивает на глубине нижнеархейские и верхнеархейско-нижнепротерозойские складчатые сооружения в кристаллическом субстрате.

Разломы Вилюйско-Котуйской зоны, разделяющей Анабарскую антеклизу и Тунгусскую синеклизу, также характеризуются длительным развитием. Предполагается, что они достигают мантии. Их заложение относится к рифею или раннему палеозою, а связанное с ними изменение фаций и мощностей отложений прослеживается на протяжении всего палеозоя и мезозоя. В рельефе фундамента они выражены резкими уступами или зонами ступенчатого погружения, в чехле им отвечают участки сгущения интрузий и трапповых даек, кимберлитовые трубки, флексуры и различные малоамплитудные разрывы. С Вилюйско-Котуйской зоной разломов связаны также линейные дислокации протяженностью в десятки и сотни километров.

Другие межглыбовые разломы, например Куойский, определяют границы сводовых поднятий и прогибов и имеют меньшую длительность развития — от конца рифея до позднего мезозоя; они не выходят, по-видимому, за пределы коры и к ним приурочены магматические проявления главным образом среднего и кислого состава (Мокшанцев, 1968).

Особняком стоят Западно-Верхоянский и Лено-Анабарский разломы по восточной окраине Анабарской подсистемы. Как известно, они контролируют положение и развитие Предверхоянского и Лено-Анабарского краевых прогибов и вдоль них мощность всех доверхнемезозойских отложений уменьшается. В современной структуре им отвечают системы крупных надвигов и взбросов в пригеосинклинальных крыльях краевых прогибов и резкие градиенты силы тяжести. С ними, возможно, связан девонский и триасовый магматизм.

Разломы фундамента Анабаро-Оленекского междуречья контролируют размещение кимберлитовых тел и в платформенном чехле выражены только в виде зон повышенной трещиноватости. Они приурочены к перегибам склонов и впадин фундамента, но не везде следуют простиранию этих структур и поэтому время их заложения относят к ранним стадиям формирования Сибирской платформы. К разломам приурочены участки максимального прогибания кембрийского возраста. С ними же связаны магматические проявления позднего палеозоя и мезозоя. По П. С. Воронову и Э. Н. Эрлиху (1962), в сини и раннем палеозое движения по разломам были вертикальными. В позднем палеозое и мезозое в зонах разломов господствовали сдвиговые напряжения. На это указывает субширотная ориентировка кимберлитовых тел, заполнивших дополнительные трещины отрыва, одинаковые простирания складок чехла

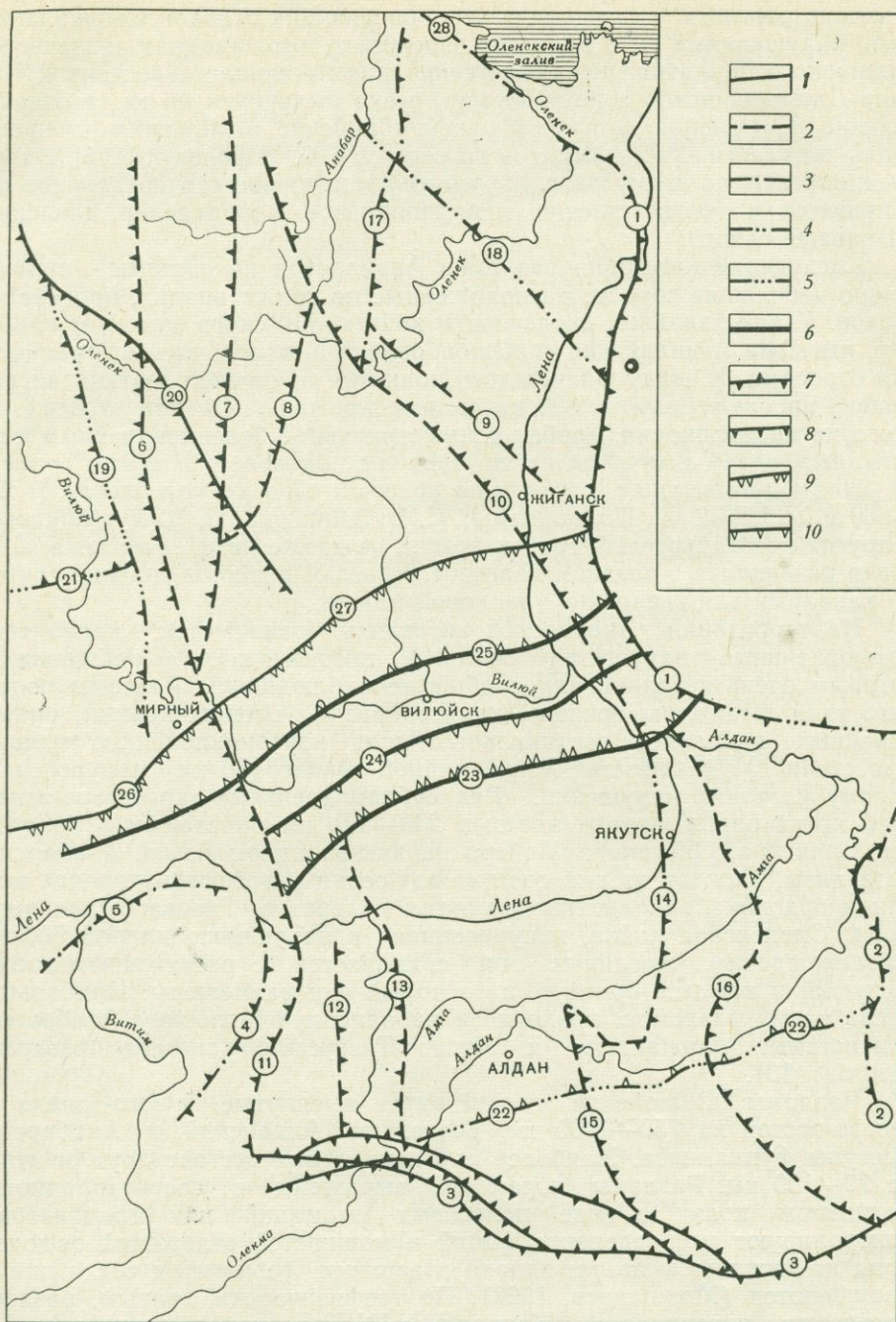


Рис. 24. Схема разломов восточной части Сибирской платформы. По Д. К. Горнштейну и др., 1968 г.  
 1 — разломы сквозного развития; 2 — разломы, консолидировавшиеся в дорифейское время; 3 — разломы, развивавшиеся в рифее; 4 — разломы, развивавшиеся в верхнем палеозое — мезозое; 5 — разломы, вновь образованные в верхнем палеозое — мезозое; 6 — сквозные разломы; 7 — краевые швы платформы; 8 — разломы фундамента, возникшие в доплатформенный этап и разделяющие разновозрастные складчатые системы археид и временами проявившиеся в чехле; 9 — разломы фундамента и чехла, унаследованные от доплатформенного этапа; 10 — разломы фундамента и чехла, возникшие в платформенный этап. Разломы: 1 — Западно-Верхоянский; 2 — Нелькано-Кыллахский; 3 — Южно-Якутский; Витимо-Патомский; 4 — Жуинский; 5 — Пилькинский; 6 — Моркокинский; 7 — Анабарский; 8 — Куонамский; 9 — Мунский; 10 — Жиганский; 11 — Чарский; 12 — Токинский; 13 — Олекминский; 14 — Якутский; 15 — Тыркандинский; 16 — Улканский; 17 — Улжинский; 18 — Куойский; 19 — Ахторандинский; 20 — Вилюйско-Котуйский; 21 — Тунгусский (Яно-Мунхабинский); 22 — Суннагинский; 23 — Баппагайский; 24 — Кемпендяйский; 25 — Нюрбинский; 26 — Ангаро-Вилюйский; 27 — Вилюйско-Мархинский; 28 — Лено-Анабарский

и трещин отрыва и скалывания, связь оперяющих складок с межпластовыми нарушениями типа надвигов. Поскольку юго-западная оконечность Уджинского поднятия, непосредственно примыкающая с востока к Чымара-Джелидинской зоне разломов, резко выдвинута на юг, а очерчивающие Суханский прогиб верхнекембрийские отложения смещены вдоль западного крыла разлома на север, П. С. Воронов и Э. Н. Эрлих предполагают по этому разлому многокилометровое горизонтальное перемещение и соответственно меридиональное направление давления, вызвавшее сдвиги.

Следующая категория разломов Анабарской подсистемы — сравнительно небольшие сбросы, расположенные по краям впадин, прогибов и сводов. У юго-западной оконечности кристаллического массива, например, известна Агинлийская грабенообразная впадина, также ограниченная сбросами. К своду Оленекского поднятия приурочен Кютингдинский грабен, прослеженный на 300 км от левобережья р. Оленек до Верхоянского мегантиклинория. Грабен асимметричный с более опущенным юго-западным краем и небольшим внутренним поднятием. Ширина грабена 40—50 км, амплитуда опускания по краевым сбросам колеблется от 200—600 м до 1,5—2 км. По данным Е. С. Кутейникова, Н. С. Кутейниковой и других исследователей, грабен возник не позже визейского века и активно развивался в позднем палеозое. Краевые разломы грабена служили каналами для внедрения трапповой магмы.

На территории Анабарской антеклизы отмечаются, кроме того, дизъюнктивные нарушения большой протяженности, смещения по которым очень невелики или вообще не наблюдались. Разломы подобного типа выражены зонами кулисообразно расположенных, прямолинейных в плане, вертикальных или крутонаклоненных трещин. Известная Мунаканская дайка длиной около 150 км приурочена к одному из таких нарушений. Ряд субпараллельных зон северо-западного простирания протяженностью 250—300 км прослежен в бассейне рек Силигира, Оленека и Мойеро на юго-западном крыле Анабарской антеклизы. Каждая из них состоит из серии разрывов в породах кембрия и ордовика, заполненных дайками долеритов. Такова же, по-видимому, Оленекская дайка, приуроченная к нарушению длиной 500 км. Происхождение указанных зон связывается с растяжением сводов поднятий и крыльев флексур, на которых они размещены. Наибольшее число таких разломов приходится на западную половину Анабарской подсистемы, ближайшую к Ангаро-Тунгусской системе разломов (см. рис. 13).

Разломы Вилюйской подсистемы, вытянутые с юго-запада на северо-восток на 750—1000 км, разделяют Алданский и Анабарский выступы фундамента. Наиболее крупные из них отстоят друг от друга на 70—100 км. Разломы отчетливо выражены в гравитационном и магнитном полях в виде полосовых аномалий или градиентов и контролируют распределение фаций и мощностей отложений от докембрия до нижнего мезозоя; однако в верхних горизонтах чехла они не проявляются (Мокшанцев, 1968). По геофизическим данным, разломы достигают поверхностей Конрада и Мохоровичича, смещая их на 5—6 км по вертикали (рис. 25).

На юго-западе Вилюйской синеклизы Линденская впадина отделяется от Нижне-Тюнгского сводового поднятия сбросом с амплитудой 1000 м. В северо-восточной части Предбайкальского прогиба Уринское поднятие сочленяется с Нюйско-Джербинской и Березово-Черекдейской впадинами зонами ступенчатых разломов с общей амплитудой по вертикали до 4,5 км. На южном борту синеклизы в рельефе фундамента выделяются Верхне-Синское, Мекелинское, Верхне-Ситенское и Чакыйское сводовые поднятия, образование которых связывается с вертикальными подвижками фундамента по глубинным разломам.

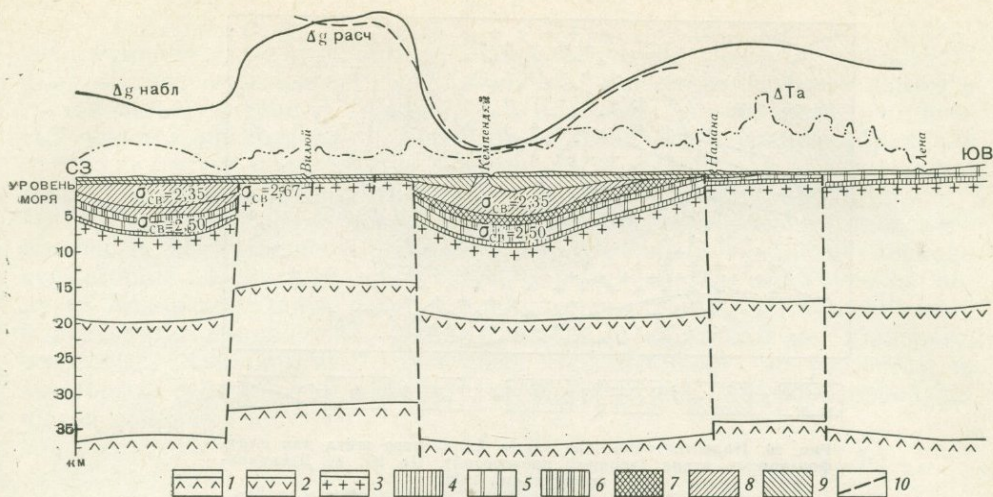


Рис. 25. Геолого-геофизический разрез Вилюйской синеклизы. По Г. Д. Бабаяну, 1970

Поверхности: 1 — Мохоровичича, 2 — Конрада, 3 — кристаллического фундамента; породы: 4 — верхнего протерозоя, 5 — нижнего кембрия, 6 — среднего+верхнего кембрия, 7 — ордовика+силура, 8 — девона+карбона+перми, 9 — юры+мела; 10 — разломы

Мощность чехла на этих поднятиях измеряется 3500—5000 м. Формирование глыбовых структур субмеридионального и северо-западного простирания началось в рифейское время, северо-восточного — в конце нижнего — начале среднего кембрия, субширотного — в конце силура — начале девона (Бабаян, 1970).

Вдоль северо-западной окраины Вилюйской синеклизы протягивается зона наиболее молодых разломов. Она прослежена от среднего течения р. Нюи к г. Мирному, в среднем течении р. Мархи и по р. Лене у г. Жиганска. Длина ее более 800 км, ширина 150 км. Здесь же к выпуклому крылу Вилюйско-Мархинской флексуры приурочена группа расколов без смещений с дайками долеритов; их общая длина около 400 км. Аналогичные дайки в большем количестве известны и на юго-восточном крыле Вилюйской синеклизы (см. рис. 13).

Разломы Алданской подсистемы, проявившиеся после завершения геосинклинальных процессов (моложе 1900 млн. лет) и отвечающие платформенной стадии развития, простираются в нескольких направлениях.

Е. П. Максимов и А. Н. Угрюмов в 1966 г. отметили важную роль разломов северо-западных и северо-восточных направлений; по их мнению, они представляют собой зоны повышенной проницаемости, с которыми связано внедрение магматических пород платформенной стадии. Другие авторы большое значение придают разломам субширотной и субмеридиональной ориентировки.

На востоке Алданского щита А. Л. Ставцев (1968) выделяет и характеризует несколько субширотных зон. По его данным, Южно-Алданский краевой шов отделяет Алданский щит от Джугджуро-Станового поднятия и контролирует пространственное размещение огромных трещинных интрузий различного состава и возраста. Дыгдано-Огонекская зона разломов длиной более 500 км нарушает протерозой и кембрий и выражена поднятиями или флексурами. Магматизм здесь проявлен слабо, зона сечет и смещает по горизонтали на 35 км Нельканский меридиональный взброс по восточной границе Алданского щита. Некоторые разломы, например Аимский и Урахинский, располагаются в виде кулис. В большинстве своем субширотные разломы контролируют цепочки субшелочных гранитоидов Алданского комплекса и в тектоническом рельефе представлены поднятиями. В зоне

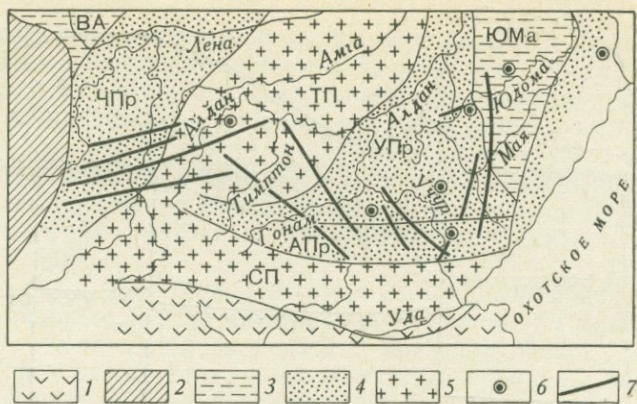


Рис. 26. Палеотектоническая схема Алданского щита для платформенного этапа (верхний протерозой). По Ю. К. Дзевановскому и др., 1970

1 — Тукурингра-Джаджинская геосинклиналь; 2 — Байкало-Патомское перикратонное опускание; 3 — авлаогены (ВА — Вилюйский, ЮМа — Юдомо-Майский); 4 — прогибы (ЧПр — Чарский, УПр — Учуро-Майский, АПр — Альгомский); 5 — поднятия (ТП — Тимптонское, СП — Становое); 6 — интрузии центрального типа пород ультраосновной — щелочной формации; 7 — рои даек диабазов, кварцевых диабазов, конгadiaбазов

наиболее крупного Южно-Алданского разлома установлен дефицит плотности не менее чем в  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Этот разлом распространяется на глубину до 10 км при ширине от 25 до 80 км (Данкевич и др., 1969).

В центральной части Алданского щита Р. И. Гришкян (1968) наметил платформенные разломы четырех направлений — северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального. Разломы первых двух направлений, образующие ромбическую решетку, представлены зонами бластомилонитов, бластокатаклизитов, дробления и трещиноватости. Их ширина колеблется от нескольких до двух-трех десятков километров, длина достигает многих десятков километров. Углы падения сместителей крутые, до вертикальных. Эти разломы считаются наиболее ранними. Субширотные разломы, например, в бассейне рек Джелтулы, Тимптон и др., вытягиваются на несколько сот километров при ширине до нескольких десятков километров и представлены большей частью зонами повышенной трещиноватости и дробления при подчиненном значении бластомилонитов и бластокатаклизитов; местами они незначительно смещают диагональные зоны. Субмеридиональные разломы распространены менее широко. Это в основном крутопадающие зоны дробления, расположенные группами или одиночными нарушениями. Они пересекают и диагональные и субширотные разломы и являются, таким образом, наиболее молодыми.

По Р. И. Гришкяну, в зонах диагональных и частично субширотных разломов движения были в основном сбросовыми, для субмеридиональных разломов характерно отсутствие перемещений крыльев. Все разломы (субмеридиональные реже) сопровождаются дайками диабазов протяженностью в первые километры и мощностью в десятки метров. Их расположение показано на рис. 26. Пространственное положение позднепротерозойских ультраосновных и щелочных интрузивов центрального типа определяется пересечением субширотных разломов с субмеридиональными или диагональными.

Помимо разломов в центральной части Алданского щита в платформенную стадию существовали совершенно обособленные участки, которые до этого представляли собой индивидуализированные архейские магматические структуры, сопряженные с обособленными магма-

тическими очагами (например, Якокут-Ыллымахское поле гранитизации), а теперь проявились как жесткие консолидированные глыбы с густой сетью трещин и разрывов. В палеозое, в частности, упомянутый участок представлял собой горст. Мощность нижнекембрийских отложений в его пределах не превышает 30 м, тогда как в окружающих структурах она достигает 680 м (Угрюмов, Этин, 1969).

Разломы четырех основных направлений Центрально-Алданского района Р. И. Гришкян принимает за компоненты одного периода деформации, возникшие при сводовом поднятии Олекмо-Учурской области Алданского щита под действием вертикальных сил в поле общепланетарных напряжений. Однако подобный механизм не объясняет, во-первых, субширотных сдвиговых перемещений по разломам и, во-вторых, субширотной вытянутости ромбической дизъюнктивной решетки района.

### Разломы послеплатформенной стадии

В мезозое и кайнозое некоторые районы Сибирской платформы, особенно по ее юго-восточной окраине, претерпели существенную структурную перестройку, которая одновременно охватила и смежные области завершенной палеозойской складчатости. Здесь проявились несвойственные платформе мощные сводно-глыбовые движения и своеобразный щелочной и кислый магматизм. Исследователи Сибирской платформы (В. Л. Масайтис, Ю. Т. Старицкий и др.) охарактеризовали эту стадию развития термином «дива», который был введен в литературу Чэнь Го-да в конце 50-х гг. на примере Китайской платформы.

Структурам дива, по мнению упомянутых авторов, присущи следующие особенности: резко дифференцированные вертикальные глыбовые движения, образование сводовых поднятий и впадин байкальского типа, внедрение средних, кислых и щелочных интрузий, излияния аналогичного состава лав, накопление во впадинах преимущественно молассоидных нередко угленосных осадков, отсутствие линейности в простирании складчато-глыбовых форм; данной стадии, вероятно, свойственны также латеральные напряжения и значительные горизонтальные перемещения горных масс.

Примером структур дива обычно считается Алданская антеклиза. Характер проявления разломов послеплатформенной стадии (дива) в пределах Алданской антеклизы довольно разнообразен. Среди разломов главную роль играют восток-северо-восточные и запад-северо-западные разломы, которые в некоторых местах (на западе и востоке) дополняются или замещаются субмеридиональными (рис. 27). На площади Алданского щита, по Ю. К. Дзевановскому, развито не менее шести субширотных зон глубинных разломов, вдоль которых в мезозое внедрялись щелочные и щелочноземельные магмы. Здесь же местами присутствуют кольцевые и конические разломы, заполненные изверженными породами среднего и кислого состава и ограничивающие кальдеры опускания (Басков и др., 1966).

Согласно Р. И. Гришкяну (1969), мезозойские разломы Алданского щита имеют длину десятки и первые сотни километров и выражены зонами трещиноватости, минерализации, роями даек и т. п. Они предопределены ортогонально-диагональной сетью дорифейских разломов, которая обновлялась отдельными звеньями. При этом в одних случаях объединялись отрезки разломов двух или более направлений, образуя дуговые или резко изломанные в плане зоны. В других случаях единые линии разломов, например Могочинско-Бушулейская (Кирилюк, 1965), распадалась на несколько частей, которые затем проявились по-разному вплоть до четвертичного времени.

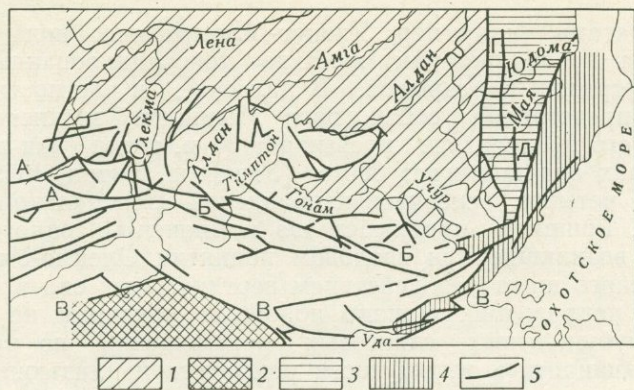


Рис. 27. Схема основных мезозой-кайнозойских тектонических структур Алданского щита и сопредельной территории с упрощениями. По Ю. К. Дзевановскому и др., 1970

1 — чехол платформы; 2 — Монголо-Охотская складчатая область; 3 — Юдомо-Майский прогиб; 4 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 5 — главные разрывные нарушения — глубинные разломы (А — Байкальский, Б — Становой, В — Монголо-Охотский, Г — Сетте-Дабанский, Д — Юдомский)

Вместе с тем отдельные блоки предшествующей стадии развития в мезозое сохранили свои границы. Таково, например, Якут-Ыллымахское поле гранитизации (Угрюмов, Энтин, 1969), которое, как и в кембрии, продолжало оставаться воздымающимся горстом, хотя и сильно усложнялось за счет появления новых разломов и внедрения по этим последним и в узлах их пересечений мезозойских интрузивных пород.

В. И. Казанский и И. Б. Иванов в 1968 г. показали, что мезозойский метаморфизм в разломах Центрально-Алданского района происходил в обстановке хрупких деформаций с образованием низкотемпературных гидротермальных метасоматитов кварц-ортоклазового состава. Сопоставив метасоматиты мезозоя и бластомилониты позднего архея, они пришли к выводу, что в Центрально-Алданском районе при тектонической активизации были омоложены раннепротерозойские разломы, возникшие почти 2 млрд. лет тому назад; эти разломы ими отнесены к категории разломов «сверхдлительного развития».

В новейшем морфоструктурном плане разломы разделяют зоны более интенсивного и менее интенсивного роста, ориентированные широтно и субмеридионально. В субмеридиональный ряд входят: Чарско-Олекминское поднятое плоскогорье, Алдано-Чульманская зона замедленного роста, Тимптоно-Гомомская поднятая зона, Алдано-Токинская зона замедленного роста и Верхне-Учурская поднятая зона. Широтный ряд образуют следующие структуры: северный склон Алданского щита, погребенный под кембрийскими отложениями и представляющий собой зону замедленного роста, сводовая зона щита, или зона интенсивного роста, южный склон щита, превращенный в зону предгорного юрского прогиба и замедленного более позднего роста (Пиотровский, 1968).

Средняя амплитуда общих новейших глыбовых поднятий Алданского щита составляет, по М. В. Пиотровскому, 500—800 м. Наряду с этим здесь отмечаются горстовые поднятия с амплитудой до 3 км (например, Суннагинский горст, по Т. Н. Спичарскому и др., 1968). Наибольшие амплитуды вертикальных перемещений по разломам отмечаются на южном обрамлении щита.

В зонах некоторых разломов известны значительные надвиговые и взбросовые перемещения. Таков, например, Южно-Чульманский над-

виг, проходящий по осевой части Южно-Алданского разлома. По этому надвигу архейские толщи южного края Алданского щита сместились к северу и перекрыли мезозойские отложения Чульманской впадины на расстоянии от нескольких сот метров (район Алданского пережима) до 15 км (Усмунская синклиналь); вертикальная составляющая амплитуды равна 5 км.

У сместителя надвига породы раздроблены, рассланцованы и пронизаны кварцевыми жилами. Мощность зоны расланцевания несколько десятков метров. Наклон плоскости надвига, по геофизическим данным, на глубинах 1,5—2,5 км не превышает 30—40°, а далее с глубиной плоскость надвига становится почти вертикальной. Фундамент Ульманской впадины, наиболее опущенный близ надвига, расчленен здесь на ряд блоков с вертикальной амплитудой до 1,5—2 км (Данкевич и др., 1969).

Возрастные соотношения горизонтальных и вертикальных перемещений по разломам структур дива в Алданской антеклизе окончательно еще не выявлены. Наиболее правдоподобным представляется мнение Р. И. Гришкина (1969), что в течение юры и раннего мела движения по разломам были сбросовыми и сопровождалась формированием даек щелочных и щелочноземельных пород, а в позднем мелу и в раннем неогене эти движения трансформировались в надвиговые и взбросовые.

Для других районов Сибирской платформы разломы структур дива менее показательны, но так или иначе, в некоторых из них проявляются особые черты, не свойственные платформенным разломам. В северо-восточной части платформы в конце палеозоя и в мезозое действовали преобладающие латеральные напряжения, обусловленные, скорее всего, сдвиговыми перемещениями по разломам фундамента. Принципиально такой же характер имеет Ленский структурный шов на стыке Сибирской платформы и Верхоянской миогеосинклинали. На его меридиональных отрезках, как отмечено в 1970 г. А. А. Межвилком, преобладают глубинные надвиги, а на субширотных — глубинные левые сдвиги. Шов занимает площадь шириной от 10—15 до 60—70 км. Охарактеризованные выше сдвиги Енисейской рудной провинции также являются в какой-то мере отголоском движений, создавших структуры дива.

По восточному борту Ангаро-Ленского прогиба отмечаются покровные надвиги с амплитудой перемещения до 5—6 км. Надвиговые поверхности имеют сложную волнистую форму и полого наклонены к западу в направлении движения масс к соседнему прогибу. Аллохтон слагает отложение хибеленской и ушаковской свит (средний протерозой — нижний кембрий), которые образуют покровы размером до 5×4 км. Они считаются реликтами более крупных шарьяжей, возникших, по-видимому, в мезозой-кайнозойское время в связи с образованием Байкальского нагорья. Следы горизонтальных перемещений наблюдались и по северо-западному борту Ангаро-Ленского прогиба, где Г. В. Рязановым в 60-х гг. установлено несколько сдвигов — Ангаро-Непский, Илим-Тунгусский, Устькутско-Киренгский и др.

Молодым сдвигам и надвигам Енисейского и Ангаро-Байкальского районов отвечают сбросы и раздвиги района оз. Байкал, глубокая впадина которого, согласно многолетним исследованиям В. В. Ламакина, возникла под действием новейших горизонтальных растягивающих усилий.

Однако механизм образования Байкальской рифтовой зоны представляется более сложным. Исследованиями Ю. А. Зорина, И. В. Лучицкого, А. А. Трескова, Н. А. Флоренсова, С. И. Шермана и других геологов установлено, что эта зона состоит из нескольких элементов широтного, меридионального и северо-восточного простирания. Каждый из этих элементов образован группой ограниченных разломами и разделенных перемычками впадин, располагающихся вдоль оси Байкальского свода.

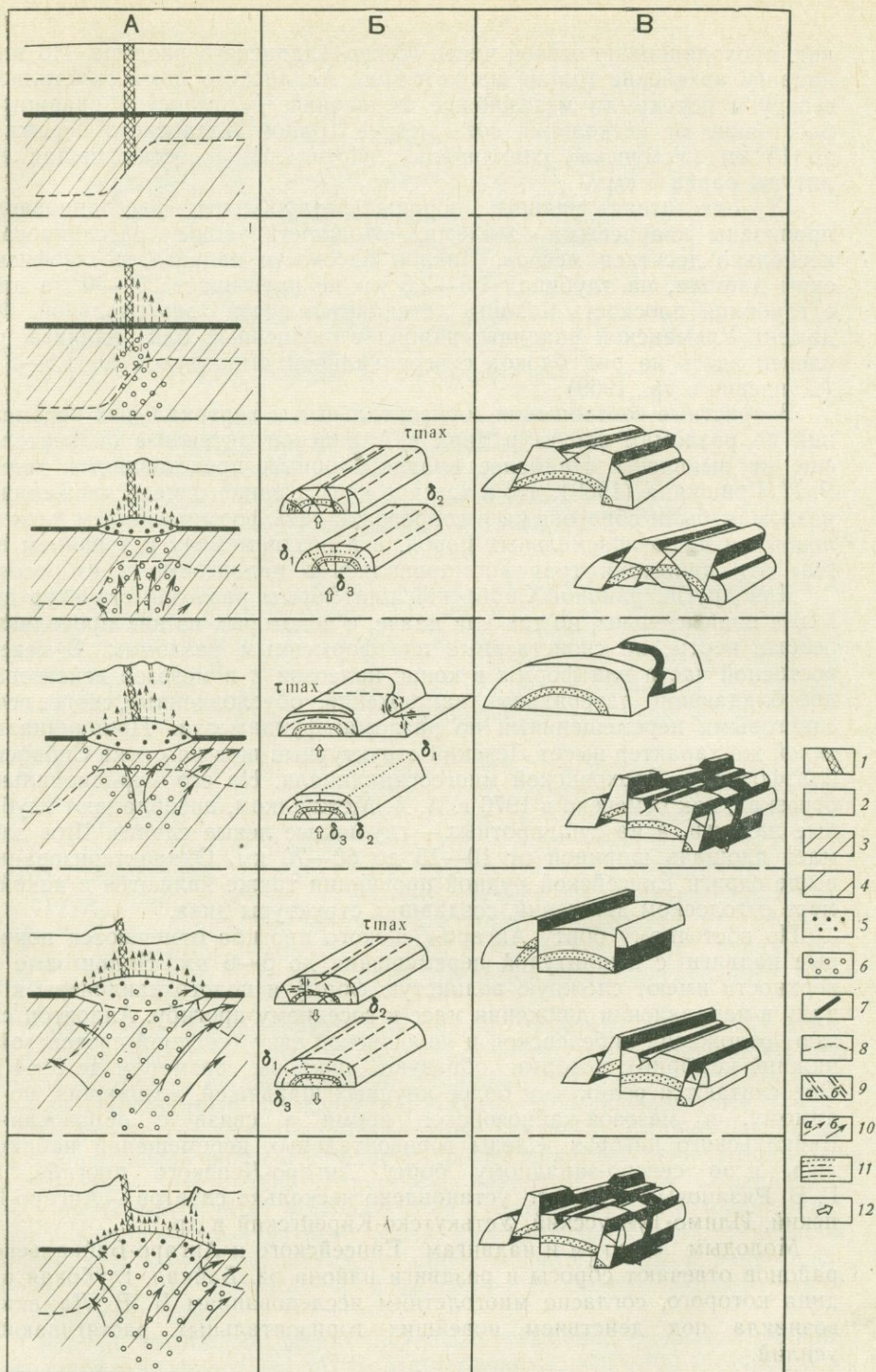


Рис. 28. Схема основных этапов развития Байкальской рифтовой зоны. По С. И. Шерману, 1971

А — схематическое изображение процессов в коре и верхней мантии; Б — ориентировка главных напряжений в различные этапы формирования складок поперечного изгиба (по М. В. Гзовскому); В — экспериментальное воспроизведение структур, образующихся при соответствующей ориентировке деформирующих сил (по М. В. Гзовскому)

1 — Главный разлом; 2 — кора; 3 — верхняя мантия; 4 — астеносфера; 5 — корово-мантийная смесь; 6 — легкий материал мантии и астеносферного слоя; 7 — граница Мохоровичича; 8 — граница кровли астеносферного слоя; 9 — разломы; а — глубинные, б — крупные региснальные; 10 — вектор движения потоков: а — тепловых в коре, б — конвекционных в мантии; 11 — ориентировка главных напряжений: растягивающих,  $\delta_1$ , наибольшего сжатия;  $\delta_2$ ,  $\delta_3$ , сколовых,  $\tau$ , средних; 12 — направление главных деформирующих сил

Главная роль в рифтовой зоне принадлежит сдвиго-сбросам. На юго-западе, в Тункинских гольцах, выявлены постсреднемиоценовые надвиги. Здесь же в Тункинской впадине и на северо-востоке в Чарской впадине имеются разломы с проявлениями базальтового магматизма.

В полосе от Тункинской впадины до Станового хребта в сейсмических очагах преобладают растягивающие горизонтальные напряжения, тогда как в полосе от восточных отрогов Туранской «перемычки» до Убсунур-Тёсхемской впадины — сжимающие горизонтальные напряжения. При этом направления растягивающих и сжимающих напряжений составляют в горизонтальной плоскости углы меньше  $40^\circ$ .

Механизм образования Байкальской рифтовой зоны связывается с конвекционными течениями масс в верхней мантии и астеносферном слое, а в ее развитии намечается несколько фаз (рис. 28) — от появления линейной ослабленной зоны на границе Сибирской платформы с горноскладчатым обрамлением до возникновения структур сжатия в верхней части свода.

Наконец, к категории разломов стадии дива, возможно, могут быть отнесены наиболее поздние, интенсивно проявившиеся разломы восточной части Сибирской платформы — северо-западной окраины Вилюйской впадины, Украинского антиклинория, Сунтарского поднятия и Мурбайской депрессии, а также поздние разломы Тунгусской синеклизы. Однако выделить их из серии разломов, платформенной стадии пока невозможно.

---

Приведенные данные о глубинных разломах Сибирской платформы указывают на их сходство с разломами Восточно-Европейской платформы. Здесь также устанавливаются диагональная и ортогональная ориентировка разломов, их неравномерная, изменяющаяся от района к району плотность, мозаичное расположение ограничиваемых ими глыбовых структур и полигональная форма последних.

Платформенные глубинные разломы во многих местах достигают подошвы земной коры и смещают ее по вертикали на несколько километров. Они же контролируют накопление осадков платформенного чехла и основной и ультраосновной магматизм.

Сквозь глыбовую мозаику в пределах западной половины Сибирской платформы столь же отчетливо проступают две сопряженные системы, одна из которых (Енисейская), представляет собой узкое, дугообразно выпуклое к западу поднятие, а другая (Ангаро-Тунгусская) является крупной депрессией, в виде ромба и овала прилегающей к этому поднятию. Как и на Восточно-Европейской платформе эти две структурные единицы парагенетически тесно связаны между собой и по своим масштабам и конфигурации могут соответствовать некоторым современным островным дугам и впадинам окраинных морей.

Помимо сходства, сибирские разломы имеют и ряд отличий от восточно-европейских разломов. Так, например, в восточной половине Сибирской платформы выявляется несколько подсистем, которые структурно никак не увязываются между собой и являются, по-видимому, реликтами каких-то древних, ныне не сохранившихся систем.

Среди разломов очень много безамплитудных глубоких швов (расколов растяжения), связанных с глубинным магматическими очагами и обусловивших массовый трапповый магматизм. Значительные горизонтальные перемещения на территории Сибирской платформы происходили, вероятно, не только в заключительные фазы доплатформенной стадии, но и в некоторые фазы платформенного развития (в позднем карбоне — раннем триасе). При этом здесь в движение, по-видимому, вовлекались и отдельные участки верхней мантии. Не исключено, что

горизонтальное растяжение и обусловленный им трапповый магматизм были вызваны направленными к западу перемещениями Енисейской системы. Проседание Тунгусской синеклизы стимулировалось, возможно, оттоком глубинных масс из-под нее в тех же западных румбах. Аналогичный механизм, возникший на несколько более высоком гипсометрическом уровне, рассматривался нами (Суворов, 1969<sub>3</sub>) на примере Центрального Казахстана.

Стадия дива в пределах Сибирской платформы проявилась, очевидно, в более широких масштабах, чем принято думать в настоящее время.

---

### III

## ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ МОЛОДЫХ ПЛИТ

### 1. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

#### Общая характеристика разломов

На территории Западно-Сибирской плиты разломы устанавливаются главным образом по данным геофизических исследований. При этом у различных исследователей сложились разные представления как о количестве разломов, так и о их ориентировке и глубинности. Одни авторы (Н. Н. Ростовцев, И. И. Нестеров и др.) придерживаются мнения о почти полном отсутствии разломов в осадочном чехле, тогда как другие (Ф. Г. Гурари, И. В. Дербигов, Г. А. Ковалевский, В. Д. Наливкин, Н. В. Умперович и др.) считают, что разломы здесь очень широко распространены. В итоге работ, сделанных группами многочисленных геологов и геофизиков, создано свыше 30 вариантов карт и схем внутренней структуры Западно-Сибирской плиты, на которых структурные рисунки зон разломов при сравнении оказываются далеко не идентичными.

В 1967 г. несколько научных и производственных геологических организаций (СНИИГГИМС, ВНИГРИ, НИИГА, Новосибирское, Тюменское и Красноярское ГУ) занимались составлением карты дизъюнктивной тектоники плиты. При этом были учтены все имевшиеся к тому времени геофизические, геологические и геоморфологические материалы, которые позволили дать наиболее полную и объективную оценку распространенности и характера всех разрывных нарушений чехла и фундамента. Поэтому в дальнейшем изложении мы будем придерживаться главным образом данных этой карты и объяснительной записки к ней (Гурари и др. 1967), дополняя их в соответствующих разделах данными из других литературных источников.

В пределах Западно-Сибирской плиты выделено и систематизировано пять групп разрывных нарушений (табл. 4).

Таблица 4

Количественная и пространственная характеристика разрывов Западно-Сибирской плиты

Типы разрывов	Количество разрывов		Общая длина разрывов		Преобладающая ориентировка разрывов, % от общей длины			
	число	%	км	%	северо-восточная	северо-западная	север-юг	запад-восток
В фундаменте . . . . .	282	13,7	14892	13,3	6,2	15,0	16,6	33,7
В фундаменте, проникновение их в осадочный чехол не выяснено . . . . .	333	16,2	21496	19,2	13,7	20,4	27,9	18,2
Проникающие в осадочный чехол и затухающие в нем . . . . .	283	13,7	21984	19,5	14,9	14,6	31,8	23,3
Рассекающие фундамент и чехол . . . . .	285	13,8	18984	16,8	19,0	20,4	11,3	11,1
Поверхностные с неясной глубиной . . . . .	879	42,6	35178	31,2	46,2	29,6	12,4	13,7

По расчетам, абсолютное большинство выявленных разрывных нарушений (83% по количеству и 66,5% от общей протяженности) имеют длину от 10 до 80 км и являются поверхностными. Разломы длиной 80—130 км составляют 6,8 и 17,6%, длиной 130—420 км 10,2 и 15,9%; последние больше всего подходят к категории глубинных. Плотность нарушений (в километрах на 1 км<sup>2</sup>) в чехле равна 0,025, в фундаменте 0,01.

В структурном рисунке плиты преобладают разломы северо-восточного и северо-западного простираний, составляющие 28,0 и 43,2% от их общего количества и 25,6 и 42,7% от их общей длины. Нарушения субмеридионального и субширотного простираний выражены слабее (9,4 и 19,4% от общего количества и 8,4 и 23,3% от общей длины).

Довольно детальная схема глубинных разломов Западно-Сибирской плиты выполнена Л. Я. Проводниковым (1968). На ней выделены следующие разломы: 1) субмеридиональные (Гыдан-Омский, Таймыр-Кузнецко-Алатауский и др.); 2) субширотные (Хадутинский, Танлово-Турханский, Вижай-Вахский, Кыртымьинско-Касский и др.); 3) северо-западные (Ямальский, Вассис-Чанский, Васюганский, Большереченский и др.); 4) северо-восточные (Танама-Хетский, Таз-Хетский, Атлымский, Тюменско-Нахрачинский и др.).

По мнению А. А. Борисова (1967), продольные разломы вполне обоснованно выделены по протяженным полосам аномалий физических полей, тогда как поперечные разломы, намечаемые по некоторым осложнениям полос аномалий, наблюдающихся примерно на одних широтах, аргументированы недостаточно.

Если принять во внимание высказанные оговорки относительно трассирования поперечных разломов и снять с карты фактического материала (рис. 29) заведомо мелкие поверхностные нарушения, то в общей сети разломов Западно-Сибирской плиты могут быть выделены две главных системы — Иртыш-Надымская (западная) и Таз-Алейская (восточная), разделенные субмеридиональным Гыдан-Омским глубинным разломом.

Иртыш-Надымская система характеризуется преобладанием разломов субмеридионального и северо-восточного простираний, которые как бы опережат меридиональные глубинные разломы Урала. Таз-Алейская система образована главным образом разломами субмеридионального и северо-западного простираний, опережающими разломы западной окраины древней Сибирской платформы. В основании первой системы наиболее развиты герцинские и каледонские структуры, в основании второй — байкальские, салаирские и позднегерцинские структуры (Проводников, 1968). Кроме того, на западе плиты установлены обратные соотношения между знаками гравитационных и магнитных аномалий и структурных форм, тогда как на востоке эти соотношения прямые (Фотиади и др., 1968).

В пределах Иртыш-Надымской системы можно различать Приуральскую, Сургутскую и Иртышскую подсистемы, в Таз-Алейской — Приенисейскую, Тазовскую и Кулундинскую. Эти подсистемы отражают, с одной стороны, глубинно-глыбовое строение самой плиты, а с другой — влияние на Западно-Сибирскую плиту соседних геосинклинальных и платформенных областей.

Приуральская подсистема охватывает западные склоны Западно-Сибирской мезозой-кайнозойской впадины от Обской губы на севере до бассейна р. Тобола на юге. С наибольшей резкостью в структуре этой территории выделяются пересекающиеся разломы север-северо-восточного и север-северо-западного простираний, такие, как Березовский, Атлымский, Тюменско-Нахрачинский, Курганский и т. п. Некоторые из них, расположенные в районе Челябинска, в бассейне р. Тобола и в других местах, являются продолжением разломов Уральской складчатой

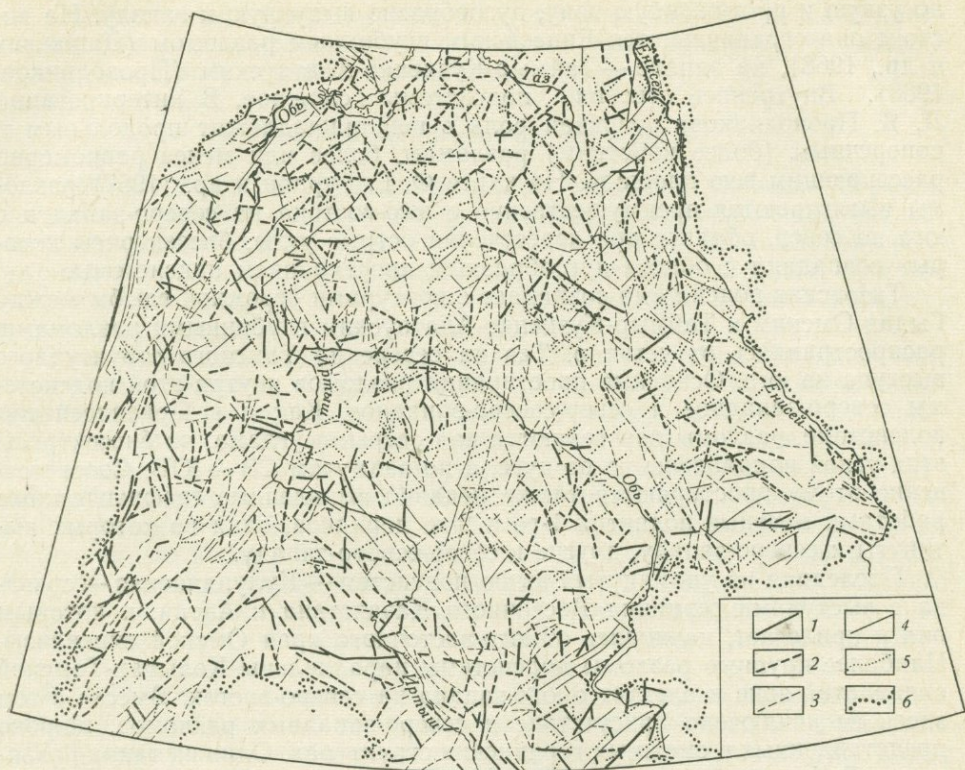


Рис. 29. Карта дизъюнктивной тектоники Западно-Сибирской плиты. Составил коллектив авторов под редакцией Ф. Г. Гурари, 1967

Разрывные нарушения: 1 — в фундаменте, не проникающие в чехол, 2 — проникновение которых в чехол не выяснено, 3 — проникающие в чехол и затухающие в различных его горизонтах, 4 — проникающие из фундамента и секущие всю толщу чехла (сквозные), 5 — с неясной глубиной проникновения, выявленные на поверхности, 6 — граница палеозойского обрамления

области. Вместе с тем к главным разломам Урала они подходят под острыми углами, открытыми в северных румбах.

Сургутская подсистема разломов занимает наиболее погруженные части плиты, отвечающие Надымской и Ханты-Мансийской синеклизам и построена иначе. Как показывает рис. 29, здесь присутствуют разломы и северо-восточного, и северо-западного простираний. Биссектрисы острых углов пересекающихся разломов направлены по меридианам. Местами отмечены субмеридиональные и субширотные разломы (Наливкин и др., 1964; Проводников, 1968). В целом эта часть плиты имеет ярко выраженное мозаично-глыбовое строение, а ограничивающий ее с востока крупнейший Гыдан-Омский разлом придает ей вид одностороннего грабена.

Иртышская подсистема прилегает к Казахской складчатой стране и занимает северные склоны Кокчетавского массива и Омскую синеклизу. Разломы простираются в двух направлениях — северо-западном и северо-восточном. Одна их ветвь выходит из Тургайского прогиба, другая следует вдоль долины р. Иртыша. Южнее устья последнего обе ветви соединяются почти под прямым углом, огибая подземное продолжение Кокчетавского массива, вдающегося в тело Западно-Сибирской плиты в виде угловатого выступа. Соотношение Иртышской ветви с Гыдан-Омским глубинным разломом не выяснено, хотя предполагается, что последний продолжается непосредственно в Центральный Казахстан (Борисов, 1967).

Приенисейская подсистема включает многочисленные разломы вдоль западного края Сибирской платформы и представляет собой сравнитель-

но узкую и протяженную зону, дугообразно выпуклую к западу. На востоке она ограничивается Енисейским глубинным разломом (Дашкевич и др., 1968), на западе — Таймыр-Кузнецко-Алатауским (Проводников, 1968). Внутреннее строение подсистемы сложное. В интерпретации Л. Я. Проводникова основная роль в ней принадлежит продольным и поперечным (более коротким) разломам, более или менее равномерно рассекающим всю площадь. На карте Ф. Г. Гурари и др. (1967) разломы вытягиваются преимущественно с юго-востока на северо-запад и с юга на север, образуя при пересечении острые углы, биссектрисы которых совпадают с общим дугообразным простираем подсистемы.

Тазовская подсистема совпадает с контурами огромной глыбы между Гыдан-Омским и Таймыр-Кузнецко-Алатауским глубинными разломами, распространяясь от устья р. Таз на севере до Томского структурного выступа на юге. Основные простираения разломов внутри этой подсистемы северо-западное и север-северо-западное. Как и в Приенисейской подсистеме, разломы пересекаются под острыми углами, но биссектрисы этих углов направлены не по дуге, а по азимутам СЗ — ЮВ. Соответственно этому простираются также недавно выявленные геофизическими работами местные поднятия 1-го и 2-го порядков, одни из которых вытянуты к северо-западу, другие к север-северо-западу.

Последняя из упомянутых выше подсистем — Кулундинская — связана с выступами герцинид Восточного Казахстана и Алтая, к которым она и прилегает, начинаясь от юго-восточного края Омской синеклизы. Наиболее крупные разломы подсистемы параллельны Кольван-Томской складчатой зоне и следует с юго-запада на северо-восток. Вместе с тем здесь не исключено присутствие и северо-западных разломов, широко представленных в смежных герцинских структурах. Один из таких разломов — Рубцовский — показан на схеме Л. Я. Проводникова, на других (см. рис. 29) изображены сравнительно короткие разломы северо-западной, субмеридиональной и субширотной ориентировки. Основные разломы пересекаются под углами, близкими к прямым. Это несколько сближает данную подсистему с соседней Иртышской, однако ее структурный рисунок несравненно более сложный.

Перечисленные системы разломов Западно-Сибирской плиты, а также заключенные в них подсистемы, как следует из сказанного, проявляются в значительной мере независимо друг от друга и в большинстве своем конформны смежным тектоническим структурам, к которым они прилегают. В первую очередь это относится к главным, Иртыш-Надымской и Таз-Алейской системам, одна из которых повторяет Енисейско-Туруханское складчатое направление, а другая — Уральское. Данная структурная особенность существенно отличает разломы Западно-Сибир-

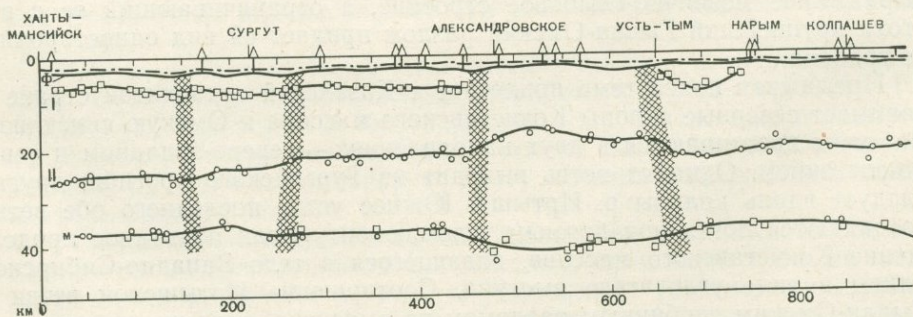


Рис. 30. Схематический профиль по линии Ханты-Мансийск — Сургут — Александровское — Усть-Тым — Нарым — Колпашев. 1 — сейсмические границы; 2 — глубины, рассчитанные соответственно по данным преломленных волн; 3 — зоны предполагаемых глубинных разломов; 4 — скважины, вскрывшие границы в толще консолидированных пород; 5 — границы в толще консолидированных пород I и II — границы в толще консолидированных пород

ской плиты от рассмотренных выше разломов древних платформ, системы и подсистемы которых, особенно внутри Восточно-Европейской платформы, более связаны между собой и при всех различиях в каждом случае представляют собой единое целое.

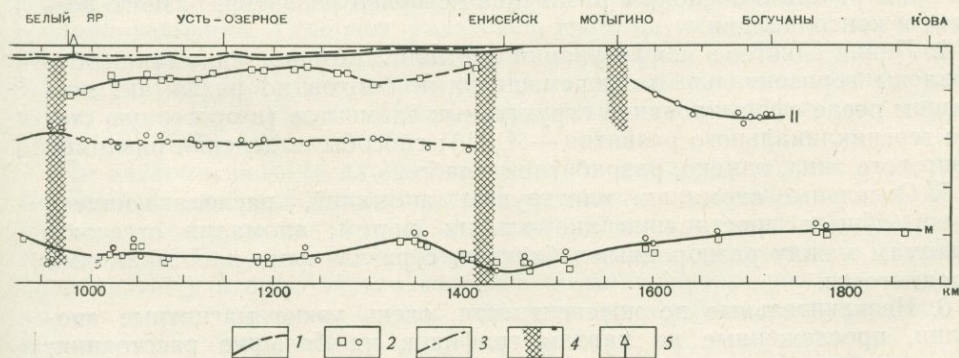
### Разломы доплатформенной стадии

К категории доплатформенных разломов относятся главным образом согласные разломы складчатого фундамента, ограничивающие его некоторые крупные структурные элементы, складчатые системы, зоны разного возраста и т. п. Одни из них проявляли активность только в палеозойское время, другие продолжали развиваться и в мезозой-кайнозойское, нарушая платформенный чехол (см. рис. 29).

По особенностям глубинного строения Западно-Сибирская плита подразделяется (Крылов и др., 1968) на три крупные части, разграниченные Гыдан-Омским и Алтае-Кузнецким субмеридиональными глубинными разломами. Западная часть, пересеченная сейсмическим профилем вдоль широтного течения р. Оби, характеризуется выдержанными параметрами верхних толщ консолидированной коры при относительно малой ее мощности (36—37 км). Восточная часть имеет утолщенную до 44 км земную кору, а на глубинах 5—11 км здесь прослежена преломляющая граница, совпадающая, по-видимому, с поверхностью древнего фундамента. Территории, промежуточной между западной и восточной частями плиты, свойственны изменчивые величины мощности (37—12 км) и сейсмических параметров земной коры.

В соответствии с сейсмическим профилем Западно-Сибирская плита состоит из ряда блоков с поперечником 100—400 км, которые разделены глубинными разломами и отличаются друг от друга мощностью коры, толщиной ее некоторых слоев, особенностями строения верхней части разреза и упругими свойствами толщ горных пород (рис. 30).

В фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяются также и складчатые системы (Сурков и др., 1968): Предуральская (поздние герциниды), Центрально-Казахстанская (каледониды, на востоке ранние герциниды), Алтае-Саянская (салаириды, каледониды), Енисейско-Туруханская (байкалиды), Таймырская (поздние герциниды) и Центрально-Западно-Сибирская (поздние герциниды). Каждая из складчатых систем фундамента ограничивается разломами и, по существу, представляет собой глыбу. Глыбы же территориально совпадают с перечисленными выше основными подсистемами разломов (рис. 31). Так, Предуральская глыба отвечает Приуральской подсистеме, Центрально-Казахстанская — Иртышской, Таймырская и Енисейско-Туруханская — Приенисейской.



Колпашево—Кова. По С. В. Крылову и др., 1968

ленных и отраженных волн; 3 — линии равных скоростей (км/сек), по данным рефрактро-фундамент. Ф — поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты и Кузнецкого прогиба; ванной коры; М — раздел Мохоровичича

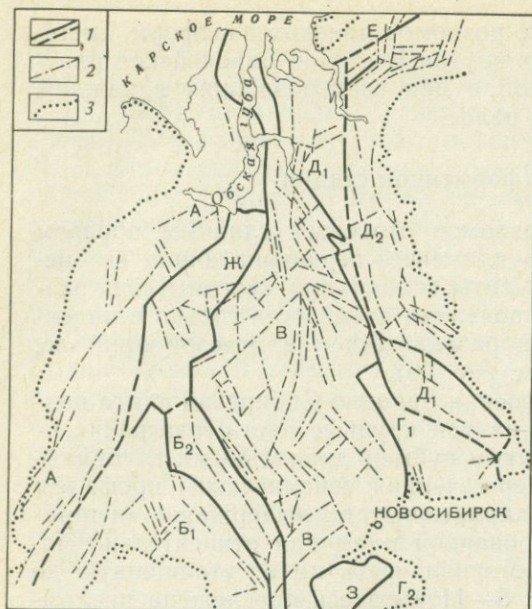


Рис. 31. Схематическая тектоно-геологическая карта фундамента Западно-Сибирской плиты. По В. С. Суркову и др., 1968

1 — глубинные разломы, разграничивающие складчатые системы и зоны разного возраста консолидации (пунктир — не выходящие на поверхность фундамента); 2 — прочие разломы; 3 — обрамленные плиты. Складчатые системы фундамента: А — Уральская (поздние герциниды); Б — Центрально-Казахстанская (Б<sub>1</sub> — каледониды, Б<sub>2</sub> — ранние герциниды); В — Центрально-Западно-Сибирская (поздние герциниды); Г — Алтае-Саянская (Г<sub>1</sub> — салаириды, Г<sub>2</sub> — ранние герциниды); Д — Енисейско-Туруханская перикратонная зона (Д<sub>1</sub> — архены, Д<sub>2</sub> — байкалиды); Е — Таймырская (поздние герциниды); Ж — Уват-Хантымансийский срединный массив (байкалиды); З — Рубцовско-Барнаульский срединный массив (салаириды)

Центрально-Западно-Сибирская глыба, рассеченная Гыдан-Омским глубинным разломом, как нам представляется, состоит из двух глыб, отвечающих Сургутской (сюда входит также Уват-Хантымансийский массив) и Тазовской подсистемам разломов.

Доплатформенные разломы в большинстве случаев усугубляются по зонам больших градиентов поля силы тяжести, в ряде случаев совпадающих с полосами магнитных максимумов, или по предполагаемому гипербазитовым поясам. Однако этим не исчерпывается диагностика подобных разломов, для определения которых в литературе известен целый ряд признаков. Такими признаками являются (Гурари и др., 1967) следующие.

1. Узкие полосы или цепочки интенсивных гравитационных или магнитных аномалий разного знака, местоположение которых часто совпадает; такие аномалии вызываются глубинными поясами гипербазитов и габброидов, полосами эффузивов и приразломными структурами типа

грабенов, шовных актиклиналей и зон смятия.

2. Протяженные зоны гравитационных реже магнитных ступеней, разделяющие гравитационные (магнитные) поля, резко различающиеся уровнем, знаком и общим характером; эти зоны приурочены к границам крупных блоков с различной историей геологического развития.

3. Зоны сочленения гравитационных (магнитных) полей с различными простираниями и характеристиками аномалий, если такие изменения не сопровождаются повышенными горизонтальными градиентами; подобные зоны разделяют блоки с различной историей развития, разного возраста и консолидации.

4. Линии сдвигов в конфигурации аномалий; обычно такие линии обусловлены горизонтальными перемещениями блоков по разломам, возникшим после формирования структурных элементов (в орогенную стадию геосинклинального развития — А. С.); способы выделения разломов сдвигового типа, однако, разработаны слабо.

5. Отдельные аномалии или группы аномалий, располагающиеся вкрест общего простирания аномальных систем; аномалии отвечают разломам между разнородными блоками с различными простираниями складчатости.

6. Незначительные по интенсивности, очень узкие магнитные аномалии, прослеженные по картам графиков на большие расстояния; приходятся на зоны разрывных нарушений, заполненные магматическими телами небольшой мощности.

7. Наличие флексурных изгибов слоев внутри земной коры, опре-

деляемых по данным ГСЗ и совпадающих с зонами гравитационных и магнитных аномалий или максимумов магнитного поля.

Л. Я. Проводников (1968) прослеживает разломы по границам разнотипных гравимагнитных полей, часто со значительным перепадом глубин до магнитных пород, и по торцевым сочленениям осей магнитных и гравитационных аномалий. По его мнению, такие разломы оконтуривают Байдарацко-Надымскую позднегерцинскую геосинклинальную структуру и Ямальский выступ, являются южной и западной границами срединного массива Тоболии, западной границей древних Енисейских массивов, ограничивают, наконец, погребенные складчатые структуры Кузнецкого Алатау и поздние герциниды Обь-Зайсанской зоны. Между Касской впадиной и погребенной частью Енисейского массива наблюдается сочленение магнитных полей резко различного характера и интенсивности, свидетельствующее, по Л. Я. Проводникову, о крупном разломе с опущенным западным крылом.

По сопоставлению гравиметрических и магнитных данных Ю. Я. Ващилов (1969) установил ряд линейных зон геофизических полей и интерпретировал их как разломы и вертикальные контакты плотностных и магнитных неоднородностей. Он же определил их глубины и соответственно подразделил разломы на несколько групп с глубиной меньше 14, 14—32, 50—90 и свыше 85 км.

Общая схема глубинных доплатформенных разломов фундамента Западно-Сибирской плиты, составленная по главным из перечисленных признаков, представлена на рис. 32.

Глубинным сейсмическим зондированием в зонах некоторых глубинных разломов фиксируются резкие флексурные перегибы всех границ раздела земной коры вплоть до поверхности Мохоровичича; амплитуда этих перегибов колеблется от 2—4 до 10 км и более (Мурзина, Потапьев, 1968). Здесь же отмечаются скачки граничных скоростей, участки аномальной записи и появление дифрагированных волн. А разграниченные подобными разломами блоки характеризуются неодинаковыми значениями граничных и пластовых скоростей.

Переходя к описанию отдельных конкретных нарушений, следует остановиться прежде всего на Гыдан-Омском разломе, который считается крупнейшим разломом Западно-Сибирской плиты. По А. А. Борису (1967), он состоит из нескольких сместителей и протягивается в субмеридиональном направлении почти через всю плиту, имея длину около 2000 км при ширине 30—50 км. Положение нижних кромок разлома зафиксировано на глубинах свыше 25—30 км — в низах базальтового слоя (Мурзина, Потапьев, 1968).

От Тазовской губы до р. Ваха Гыдан-Омский разлом прослежен по совпадающим осям гравитационных и магнитных аномалий в области поздних герцинид. Севернее Тазовской губы он пересекает структуру поздних герцинид, южнее р. Ваха сечет каледониды срединного массива Тоболии и Северного Казахстана, а также поздние герциниды Иртышской ветви, уходя во внутренние части Казахской складчатой страны (Проводников, 1968).

По разлому, помимо данных гравиметрии и магнитометрии, имеются сейсмические и буровые материалы. С разломом совпадают, по А. А. Борису, пояса и полосы дробления, проплавления и частичной «базальтификации». В южной части зоны депрессии выклиниваются и разлом преобразуется в шов, внутри которого предполагаются интрузивы преимущественно основных пород; одновременно разлом отклоняется в юго-западном направлении.

А. А. Борисов совершенно правильно относит Гыдан-Омский разлом к структурам древнего заложения с последующим унаследованным развитием в раннем мезозое. Это ставит под сомнение высказываемые не-

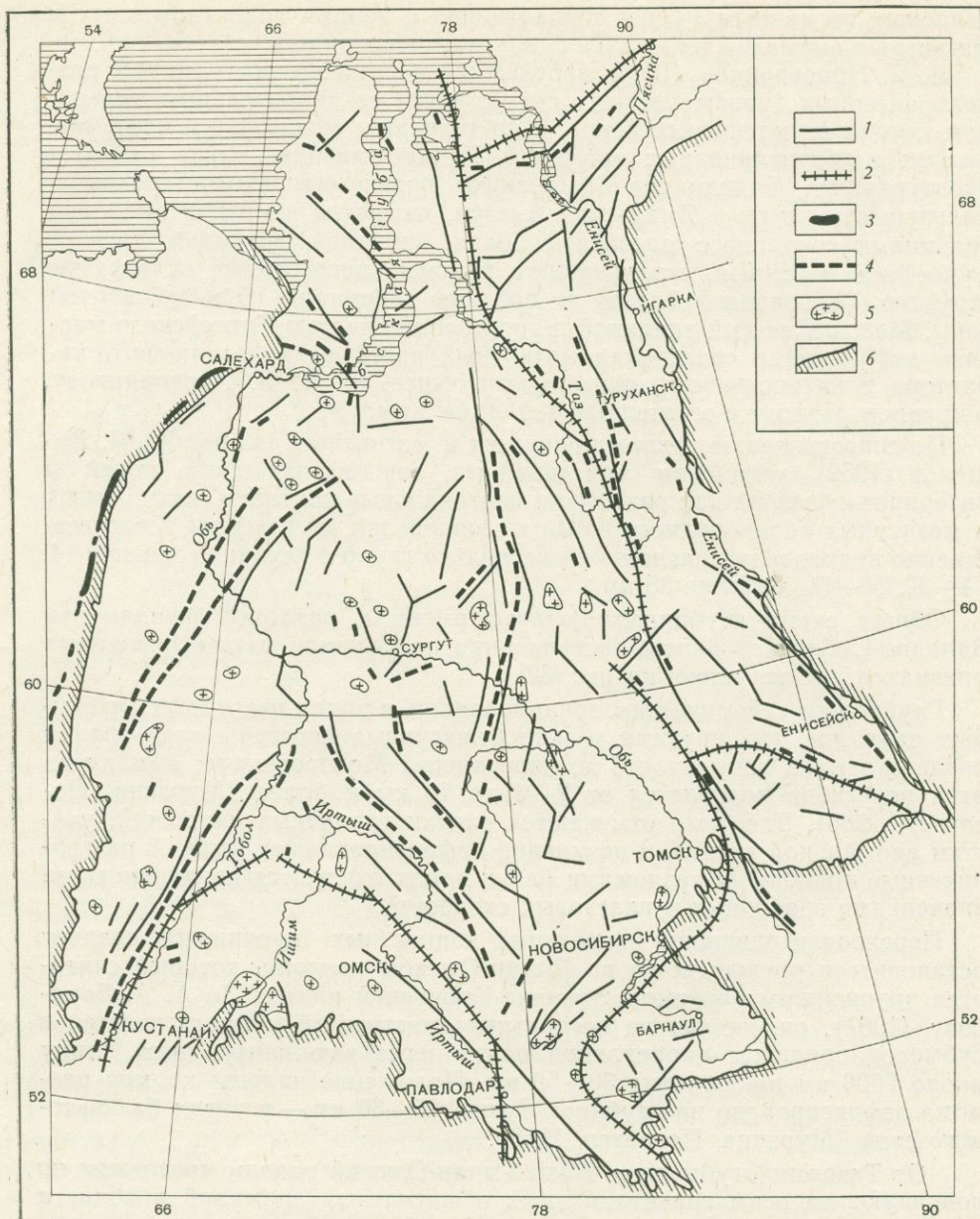


Рис. 32. Схема расположения разломов фундамента Западно-Сибирской плиты. По Э. Э. Фотиади, В. С. Суркову, Д. Ф. Уманцеву (с упрощениями), 1966 г.

1 — глубокие разломы (внутригеосинклинальные и межглыбовые); 2 — краевые швы; интрузии основного и ультраосновного состава (гипербазитового пояса); 3 — на поверхности, 4 — погребенные; 5 — гранитные интрузии; 6 — граница регионов, обрамляющая Обскую койлогенную область

которыми авторами предположения о тождестве крыльев разлома на некоторых его отрезках.

Аналогичные масштаб и значение имеет Таймыр-Кузнецко-Алатауский разлом, вытягивающийся от северного погружения Кузнецкого Алатау почти до Усть-Порта. По представлениям В. С. Суркова, он является границей между погребенными байкальскими и салаирскими структурами окраины Сибирской платформы и палеозойскими складчатыми структурами Западно-Сибирской плиты. К западу от разлома преобладают обратные соотношения между знаками структур и соответствующи-

ми им аномалиями, а к востоку — прямые. На северном участке (Проводников, 1968) разлом ортогонально сечет структуру поздних герцинид.

Таймыр-Кузнецко-Алатауский разлом (как и Гыдан-Омский) имеет чрезвычайно четкую гравимагнитную характеристику и в поле граничных скоростей фиксируется резким скачком их значений (до 7—9 км/сек). В совокупности с данными  $\Delta g$  и  $\Delta T_a$  это свидетельствует об основном и ультраосновном составе магматических пород, которые заполняют зону разлома. Непосредственная же корреляция последних с гипербазитовыми поясами Алтае-Саянской области за пределами плиты, а также наличие на месте разлома флексуорообразных перегибов в рельефе поверхности Мохоровичича, указывают на его принадлежность к числу мантийных разломов (Мурзина, Потапьев, 1968).

К этой же категории относятся и некоторые разломы Приуральской подсистемы — Березовский, Атлымский, Тюменско-Нахрачинский и Курганский, простирающиеся с юго-запада на северо-восток. Длина их 700—800 км. Два первых из них составляют мощную зону в 250 км ниже устья р. Иртыш, два других — зону вдоль р. Тобол. С разломами связаны погребенные магматические породы основного и ультраосновного состава (см. рис. 32). К погребенному продолжению гипербазитовых поясов Урала приурочены участки высоких (свыше 6,0 км/сек) значений граничных скоростей.

В центральных частях Западно-Сибирской плиты, по геолого-геофизическим данным, выделяется группа разломов более низкого порядка и меньшей глубинности — продольные (Иртышский, Тымский, Сургутский) и поперечные (Тарский, Демьянский и др.). Этим разломам, например Сургутскому, в отличие от Гыдан-Омского, Таймыр-Кузнецко-Алатауского и др., отвечают полосы интенсивных гравитационных минимумов и ряд менее интенсивных магнитных максимумов; значение граничных скоростей здесь на разряд ниже (5,0—5,5 км/сек). Предполагается, что Сургутский разлом заполнен гранитным материалом, хотя и принадлежит протяженной зоне (Мурзина, Потапьев, 1968).

Тымский разлом выражен рядом локальных минимумов силы тяжести и замкнутых контуров отрицательного магнитного поля. Значения  $V_T$  здесь изменяются в интервале 5,5—6,0 км/сек. Иртышский разлом, разделяющий разнохарактерные гравимагнитные поля, отмечается полосой несколько более высоких граничных скоростей (свыше 6,0 км/сек). Тарский и Демьянский разломы, установленные по границе субмеридиональных магнитных аномалий и отдельным широтным элементам гравитационного и магнитного полей, подчеркнуты также граничными скоростями от 5,0 до 6,0 км/сек. Некоторые из этих разломов, по Г. А. Мурзиной и С. В. Потапьеву, проходят, по-видимому, в породах от кислого до основного состава.

Выявленные геофизическими методами небольшие массивы гранитоидов, как показано на рис. 32, довольно беспорядочно разбросаны по поверхности фундамента. Некоторые из них отчетливо тяготеют к разломам, большинство же интродуцирует крупные антиклинории фундамента и располагается непосредственно под валообразными структурами платформенного чехла.

В отношении кинематики доплатформенных разломов Западно-Сибирской плиты до сих пор остается много неясного. Наличие приразломных прогибов, грабенов и флексурных изгибов глубинных слоев указывает на широкое развитие вертикальных перемещений в крыльях разломов. Вместе с тем, в литературе имеются нечеткие указания на проявление горизонтальных сдвигов (Гурари и др., 1967) и крутых надвигов с амплитудой около 200 м (рис. 33).

Установленные в последние годы в складчатом обрамлении Западно-Сибирской плиты многочисленные сдвиги и надвиги палеозойского возраста позволяют предполагать их и в фундаменте плиты (в связи с

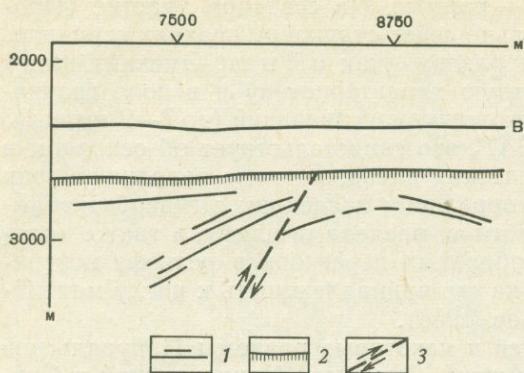


Рис. 33. Сейсмический разрез (Западно-Сибирская низменность, Бочкаревская площадь, профиль III). По Н. В. Умперовичу и др., 1967

1 — отражающие границы и площадки; 2 — отражающая граница, приуроченная к поверхности фундамента; 3 — дизъюнктивные нарушения; В — опорная отражающая граница, приуроченная к подошве марьяновской свиты

конечными фазами байкальско-го, каледонского и герцинского орогенезов). Не исключено также, что местами они проявлялись и в более поздние интервалы времени.

### Разломы платформенной стадии

В мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты, главным образом вблизи обрамляющих горных сооружений, разломы впервые были установлены в 50-е гг. На восточном погружении Северного Урала они были отмечены Н. А. Архангельским и В. А. Лидером, в юрско-меловой толще на северо-востоке плиты — В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной.

Позже на возможность проявления разломов в платформенном чехле указывали Ф. Г. Гурари, И. В. Дербилов, В. Д. Наливкин и др.

Одним из наиболее эффективных методов выявления разломов в платформенном чехле и на поверхности фундамента считается сейсморазведка, особенно МОВ. Разломы выделяются по резкой смене динамических и кинематических параметров отраженных волн, значительной интерференции волн различного класса, по регистрации волн-помех, по аномальному уменьшению интенсивности отраженных волн, по смене волновой картины в опорных горизонтах и по другим признакам.

Сейсморазведкой в разное время были выявлены разломы раннего триаса, среднего и позднего триаса, рэта — юры и неокома. При этом было установлено, что вверх по разрезу разломы затухают. В пределах Мыльджинской площади, например, разломы на уровне поверхности фундамента имеют характер сбросов с амплитудой 110—120 м (рис. 34).

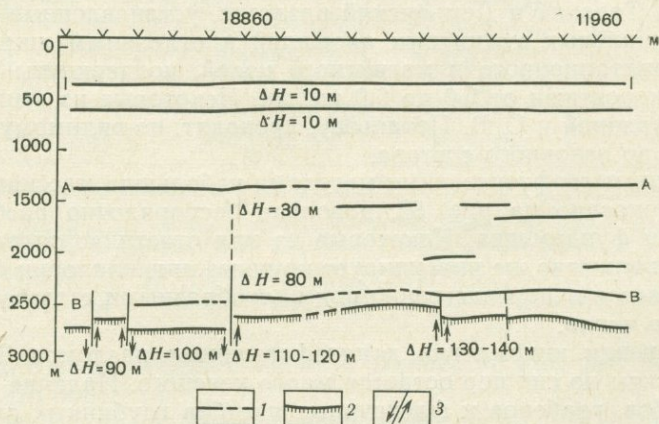


Рис. 34. Сейсмический разрез (Западно-Сибирская низменность, Мыльджинская площадь, профиль IV). По Н. В. Умперовичу и др., 1967

А — опорная отражающая граница, приуроченная к нижней части покурской свиты (подошва альба?);  $\Delta H$  — величина смещения отражающей границы по вертикали в случае сброса или флексуры; 1 — отражающие границы и площадки; 2 — отражающая граница, приуроченная к поверхности фундамента; 3 — дизъюнктивные нарушения; В — опорная отражающая граница, приуроченная к подошве марьяновской свиты

Стратиграфически выше амплитуда уменьшается и в юрском горизонте В не превышает 80 м. Еще выше, в горизонте А, разлом проявляется в виде флексурного изгиба слоев с амплитудой 30 м. В подошве палеоцена амплитуда флексурного изгиба уменьшается уже до 10 м и, наконец, разлом затухает. Установлено также, что в приподнятых крыльях флексур мощностью отложений уменьшается, на основании чего сделан вывод о длительном, конседиментационном развитии платформенных разломов (Умперович, Полканова, 1967).

С разломами часто ассоциируют группы трещин. Там, где на изучение трещиноватости обращалось должное внимание (например, на площади Каймысовского свода или Средне-Васюганского мегавала) установлено, что зоны повышенной трещиноватости совпадают с гравитационными и магнитными аномалиями.

Трещиноватость пород чехла связывается с движением блоков фундамента по разломам, затрагивающим значительные объемы мезозойских отложений до апт-альбских включительно. Трещины в ряде случаев прямолинейны и характеризуются углами наклона от 45 до 90° к оси керна. Они обычно выполнены кальцитом, реже пиритом, глинисто-алевролитовым и пелитовым материалом. Установлено, что движения по разломам проявлялись неоднократно, иногда со сменой знака, вследствие чего произошло сочленение разно ориентированных трещин, выполненных различными минеральными образованиями (Ковалевский и др., 1965).

Наиболее крупные и глубокие платформенные разломы совпадают с зонами повышенного теплового потока. В зонах разломов Трехозерного и Мулымьинского поднятий, на границе Сургутского свода с Ханты-Мансийской и Юганской впадинами, западнее Мегионского вала и в других местах региональная скорость изменения температур в основании платформенного чехла возрастает от 0,2—0,3 °/км до 2—3 °/км (Гурари и др., 1967).

Наконец, с некоторыми разломами совпадают прямолинейные приподнятые и опущенные зоны рельефа соответственно с разной степенью заболоченности и увлажненности, как это установлено В. Б. Полкановой на междуречье Пяку-Пура и Вынга-Пура в центральной части плиты.

Показанная на рис. 29 густая сеть платформенных разломов выявлена на основании перечисленных признаков. Однако пока еще не все разломы подтверждены бурением. По мнению М. Я. Рудкевича, В. С. Бочкарева и других исследователей (1970), количество твердо доказанных разломов в настоящее время не превышает первых десятков. Наиболее значительные нарушения приурочены к зоне Гыдан-Омского разлома, где по сейсмическим и буровым данным установлен ряд кулисно расположенных в рельефе фундамента грабенообразных депрессий, выполненных досреднеюрской (?) серией осадочно-эффузивных отложений мощностью 1,5—2 км.

Крупные по амплитуде и протяженности разломы платформенного чехла обнаружены на северо-западной и северо-восточной окраинах Западно-Сибирской плиты. В Усть-Енисейском районе, например, наиболее резко выделяется сброс по юго-восточному крылу Малохетского вала; в нижне-среднеюрских отложениях его амплитуда составляет 1000 м. На восточном склоне Приполярного Урала, в Северо-Сосьвинском буровугольном бассейне, известны разломы, секущие и смещающие поверхность фундамента по высоте на 200—800 м. В Ивдельском районе на восточном склоне Северного Урала прослежен крупный взброс (300—400 м), наклоненный на запад под углом 45—60°. На восточных склонах Северного и Приполярного Урала разломы нарушают чехол вплоть до палеогеновых слоев, при этом их амплитуда возрастает с юга на север по мере увеличения интенсивности неогенового воздымания.

Разломы в центральных районах плиты (Межовский, Кожурлинский

купола) смещают поверхность фундамента на 150—170 м. В среднем Приобье, на Надым-Тазовском междуречье, в Березовском и Шаимском газонефтеносных районах, по геофизическим данным, разломы нарушают самые нижние горизонты чехла с амплитудой смещения по вертикали в 30—50 м (Рудкевич и др., 1970).

По данным Н. В. Умперовича и В. Б. Полкановой (1967), один из сбросов Красноярской площади имеет амплитуду по поверхности фундамента 300 м и прослеживается в отложениях чехла до подошвы палеоцена. Ширина образуемой им зоны 600 м. Зоне соответствует хаотическая запись на сейсмограммах и отсутствие отражений от поверхности фундамента и подошвы палеоцена. На дневной поверхности с ней совпадает дизъюнктивное нарушение, установленное геоморфологическим анализом. На профиле через Северо-Убинскую площадь сбросы по кровле фундамента имеют амплитуду 170 м, на профиле через Ново-Васюганскую площадь по подошве верхней юры 180 м.

Сбросы, амплитуда которых в юрских отложениях достигает 150—200 м, отмечались на Сургутском своде, Средне-Васюганском, Александровском, Старосолдатском, Верхне-Демьяновском мегавалах и на других структурах (Фотиади и др., 1968).

Подавляющее большинство сбросов в осадочном чехле плиты совпадает с крупными разломами фундамента, выделяемыми по гравимагнитным данным, или тяготеют к ним. Многие из разломов находятся в краях региональных структур, также генетически связанных с подвижками фундамента (Наливкин и др., 1964). Вместе с тем имеются данные, что места образования сбросов могло быть вызвано и атектоническими причинами; подобные нарушения прослеживаются лишь до глубины 200—300 м и ниже затухают.

Начало формирования структур платформенного чехла и в том числе разломов датируется обычно концом триаса — началом юры, и зоны триасовых разломов рассматриваются в составе структур складчатого фундамента. Однако, по справедливому замечанию М. Я. Рудкевича, триасовые грабены и ограничивающие их разломы центральных и южных районов Западно-Сибирской плиты, погребенные под плащеобразным чехлом юрских и меловых отложений, нельзя причислять к структурам, строго унаследованным от предшествующего геосинклинального этапа. Одни из них нарушают различные по возрасту положительные и отрицательные структуры складчатого фундамента и нередко пересекают эти палеозойские образования под углом. Другие же, согласные с палеозойскими складчатыми зонами, приобрели активность в другой кинематической обстановке, после завершения геосинклинального процесса и отделены от него значительным интервалом времени. Вероятнее всего, они представляют собой начальную (тафрогенную) стадию платформенного развития разломов, предшествующую собственно плитной стадии.

Платформенные разломы западной и восточной половин Западно-Сибирской плиты (как и доплатформенные) существенно отличаются друг от друга, что отражается в различных тектонике, литологии и нефтегазоносности осадочного чехла по обе стороны от центрального Гыдан-Омского разлома (Крылов и др., 1968). К востоку от этого разлома нижние горизонты чехла характеризуются наиболее крутыми наклонами а угол погружения поверхности фундамента местами достигает 3—4°; эта часть плиты первой вовлекалась в погружение, величина которого здесь максимальна: в Усть-Енисейской впадине и в Худосейском прогибе подошва осадочного чехла находится на глубине 4,5—6 км. К западу от разлома вблизи Уральского и Казахстанского обрамлений, углы наклона поверхности фундамента по юрским горизонтам не превышают 1°30'; в погружение они были вовлечены в раннем мелу (Фотиади и др., 1968).

В горизонтах верхнего мела и палеогена зона максимального прогиба приходится на область к западу от Гыдан-Омского разлома — Надымскую, Ханты-Мансийскую и Омскую синеклизы.

Таким образом, знак вертикальных движений областей к западу и востоку от Гыдан-Омского разлома в течение мезозоя изменялся. Равным образом изменялось и строение зоны разлома. В триасе вдоль него локализуется Уренгойско-Колтогорский грабен (Сурков и др., 1968), выполненный эффузивно-интрузивными породами основного состава. Длина грабена составляла 1800 км, ширина 30—40 км, глубина до кровли складчатого основания на юге 3—4 км, на севере 8—10 км.

В течение юры, мела и палеогена по долготе  $78^\circ$  (как раз в зоне Гыдан-Омского разлома — А. С.) и в непосредственной близости к ней существовала серия продольных прогибов и поднятий, образовавших несколько кулис (Рудкевич и др., 1970). Прогибы проседали непрерывно в мезозое и палеогене, будучи наиболее активными в юрско-неокомское время (Колтогорский, Салацкий) или в юрско-меловое (Пурский), тогда как поднятия наиболее активными были в олигоцене — неогене; при этом одни поднятия достигли по размерам более 75% современной площади к концу неокома (Средне-Васюганский свод), вторые к концу сеномана (Гыданский мегавал), третьи — к концу мела (мегавалы Нижне-Пурский, Вынгапурский, Айтульский).

Наиболее ранние платформенные разломы возникли в начале триаса. Они локализовались главным образом в северной части рассматриваемой территории (рис. 35) по краям так называемой Ямало-Тазовской синеклизы — зародышевого ядра современной Западно-Сибирской плиты (Рудкевич и др., 1970). Один из разломов проходил по восточному борту Гыданского мегавала, он был частью Гыдан-Омского глубинного разлома. Несколько разломов локализовались по южной центрклинали синеклизы, в зоне того же разлома. Еще один крупный разлом располагался по границе синеклизы с Турухано-Енисейским поднятием. Остальное пространство представляло собой геосинклиналь и входило в состав Уральско-Сибирской складчатой области.

В связи с общим сводовым поднятием Уральско-Сибирской геосинклинали в среднем и позднем триасе древние глубинные разломы оживляются и возникает ряд новых. Появляется густая сеть грабенов, заполненных осадочно-эффузивными образованиями траппового состава. Грабены располагаются преимущественно на юге плиты, в зоне Гыдан-Омского разлома и к западу от него — на Кустанайской седловине, Средне-Уральской моноклинали, Туринском выступе, в Тюменской и Сургутской зонах и в других местах (см. рис. 35).

Об амплитудах триасовых разломов можно судить по мощности осадочно-эффузивных толщ в грабенах. В районе Кустаная средняя мощность 1,2 км, на Средне-Уральской моноклинали от 1 до 4,5 км, в Тюменской зоне 200—400 м. Очевидно, наибольшие амплитуды сбросов были в южной части Приуральской подсистемы, во много раз уменьшаясь к востоку и северу. Что же касается глубинности триасовых разломов, то преобладающий основной состав эффузивных образований в грабенах указывает на то, что они достигали, по крайней мере, базальтового слоя, а крупнейшие из них, близ Урала, — верхней мантии.

Зоны разломов триасового возраста, как полагают многие, представляли собой структуры растяжения и возникали в условиях воздымания Уральско-Сибирской геосинклинали. Однако перистое расположение многих из них по отношению к разломам Урала позволяет рассматривать их генезис в связи с возможными сдвиговыми подвижками по Уральским разломам, направленным, скорее всего, по часовой стрелке. Так или иначе структурный рисунок разломов Кустанайской седловины, Тюменской зоны и Средне-Уральской моноклинали, несомненно, сдвиговый.

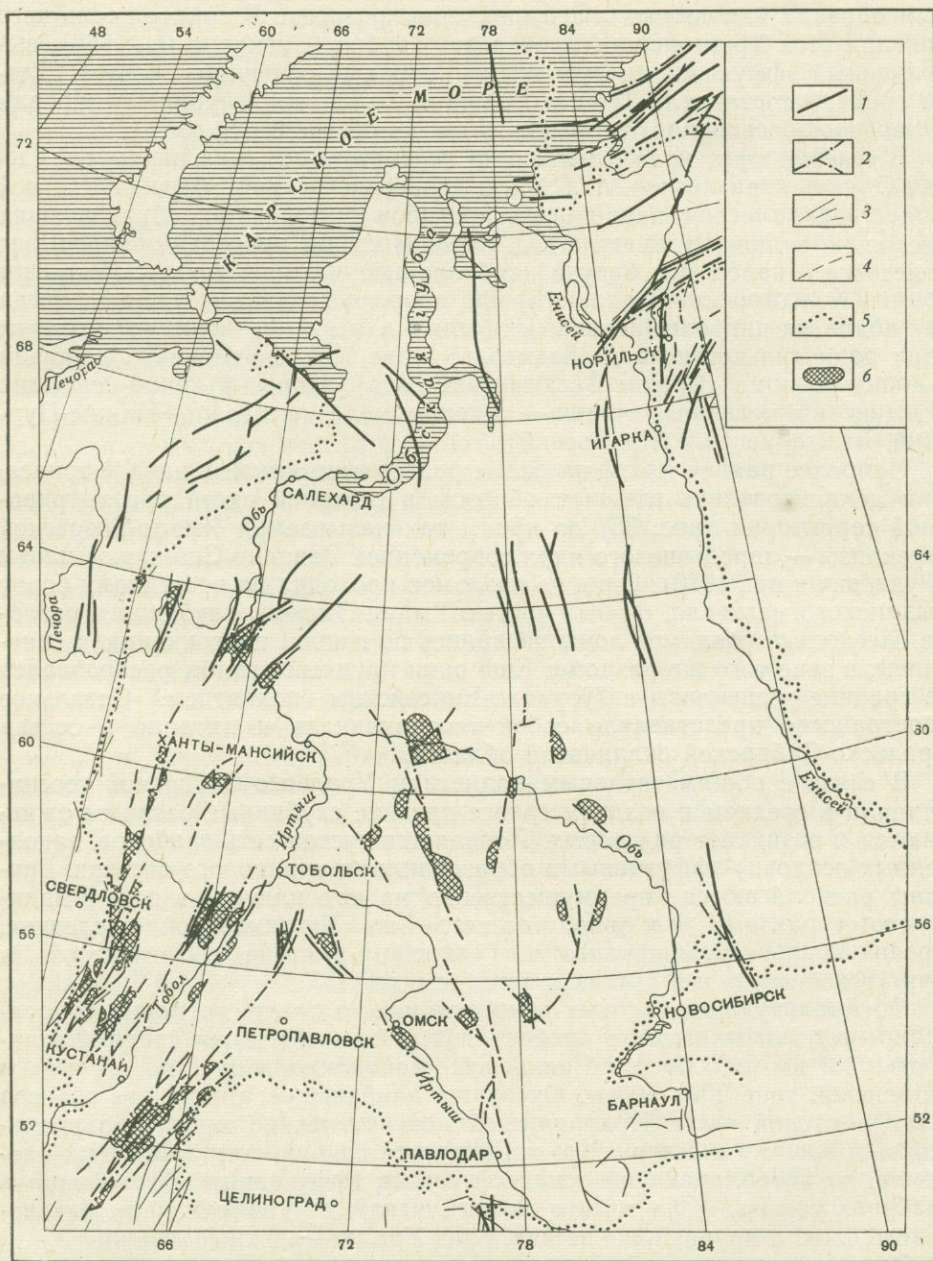


Рис. 35. Схема расположения мезозойских разломов на территории Западно-Сибирской низменности. Составил автор по материалам В. С. Бочкарева, Е. М. Максимова, А. А. Тимофеева, М. Я. Рудкевича, 1969—1970 гг.

Разломы: 1 — раннего триаса, 2 — среднего и позднего триаса, 3 — рэт-юрские, 4 — неокома, 5 — граница плиты; 6 — грабенообразные впадины, выполненные триасовыми вулканогенно-осадочными образованиями под юрско-меловым плащеобразным чехлом

В юрское время разломы в открытой форме продолжали существовать главным образом близ Урала в Ивдельском районе, в западном борту Северо-Тургайской депрессии и в бессточных котловинах Кустанайского района — Убаганской, Панфиловской, Джаныспайской, Кызылтальской и Мхатовской, а также на северо-востоке и юго-востоке плиты — в Усть-Енисейском прогибе и в районе Барнаула. Параллельно с разломами развивались грабены, но заполнялись они не осадочно-эффузивной толщей, а конгломератами и песчано-глинистыми отложениями с максимальной мощностью от 500 до 1000 м.

Во внутренних частях плиты юрские разломы проявлялись в виде незначительных флексур, а в зоне Гыдан-Омского разлома — прогибами типа Колтогорского с мощностью отложений до 0,5 км.

Прекращение вулканической активности в юрское время связывается с общим опусканием плиты, но это, может быть, и не так.

В Кустанайском районе, например, грабены по своей морфологии и положению мало отличаются от триасовых, но они амагматичны. Это связано, вероятно, с общей глубинной консолидацией структур по мере их длительного существования в платформенных условиях и с закрытием глубинных магматических очагов.

В мелу и палеогене разломы отражались в формирующемся осадочном чехле преимущественно в виде пликативных изгибов и «сквозной» характер имели в ограниченном числе мест по периферии плиты (Приуральская, Приенисейская и Кулундинская подсистемы) и в зоне центрального Гыдан-Омского разлома.

Спокойное платформенное развитие разломов продолжалось до конца кайнозоя и еще не завершилось в настоящее время. По всеобщему признанию, Западно-Сибирская низменность является самой обширной в мире территорией почти сплошного распространения четвертичного покрова, достигающего по мощности 200—300 м. Предполагается, что формирование его контролируется новейшими поднятиями и впадинами, обусловленными глыбовыми движениями фундамента.

На севере (в низовьях рек Оби и Енисея) и на юго-востоке Западно-Сибирской плиты в связи с активными орогеническими движениями смежных складчато-глыбовых областей новейшие разломы выражены довольно отчетливо и многие из них являются сквозными, секущими всю толщу осадочного чехла (см. рис. 29). Может быть, это уже разломы послеплатформенной стадии, которые вообще-то здесь представлены слабо, не так, как в областях древних платформ.

---

Изложенные данные о системах и подсистемах глубинных разломов Западно-Сибирской плиты свидетельствуют о резком преобладании в них диагональных направлений, тогда как ортогональные выражены значительно хуже. Тем не менее, в структурном рисунке плиты, так же как и в рисунках древних платформ, наиболее ярко отражена мозаичность строения, определяемая перекрещиванием разломов и расчлененностью фундамента на глыбы угловатых разной формы очертаний.

Разломы в ряде случаев достигают верхней мантии (глубины свыше 85 км), преимущественно вертикальны с амплитудой перемещений в платформенном чехле и фундаменте от десятков метров до первых километров. С некоторыми из них в триасе был связан основной магматизм.

Обращает на себя внимание исключительная автономность двух основных систем разломов плиты — Иртыш-Надымской и Таз-Алейской, которые на протяжении платформенной и доплатформенной стадий развивались независимо друг от друга, находясь под влиянием соседних геосинклинальных областей (Урала, Казахстана, Алтая и Саян). Это

влияние сказывается в тождественности направлений разломов в этих геосинклиналях и ближайших к ним подсистемах плиты, в большом сходстве их структурных рисунков и во взаимопереходах зон и даже отдельных разломов из структурных элементов геосинклиналей в различные структурные элементы плиты. На этом основании мы приходим к выводу, что доплатформенное развитие разломов плиты полностью отвечает геосинклинальному развитию и может быть подразделено на такие же стадии, какие выделяются в геосинклиналях.

Интересно отметить, что некоторые подсистемы разломов Западно-Сибирской плиты характеризуются дугообразным простиранием. Приенсейская подсистема, например, протягивается вдоль Енисейского дугообразного поднятия, равновеликого, как уже отмечалось, современным островным дугам и сходного с ним по общей конфигурации.

В платформенном развитии разломов Западно-Сибирской плиты можно было бы наметить две самостоятельные стадии — тафрогенную (по Д. Ф. Уманцеву, В. С. Суркову и О. Г. Жеро, — промежуточную) и собственно плитную. Однако за недостатком материала они специально не разбираются, и эволюция разломов всех систем и подсистем в совокупности рассмотрена в рамках одной платформенной стадии.

## 2. ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

### Общая характеристика разломов

Основные сведения о разломах Туранской плиты получены за последние 10—15 лет в связи с комплексом проведенных геолого-геофизических и буровых работ. Именно в этот период опубликованы наиболее важные и интересные материалы о распространенности и главных особенностях разломов фундамента и чехла, тогда как до этого в литературе встречались лишь весьма отрывочные данные о некоторых разрывных нарушениях по периферии плиты.

Разломы плиты описаны в работах Р. Е. Айзберга, Г. И. Амурского, А. Г. Бабаева, Н. С. Бескровного, А. А. Борисова, Р. И. Быкова, Н. К. Булина, В. Т. Воловика, Б. С. Вольвовского, В. П. Гаврилова, Р. Г. Гарецкого, А. В. Глазуновой, Ю. Н. Година, Д. М. Мильштейна, Ф. М. Мирхамидова, О. А. Рыжкова, В. В. Семеновича, В. И. Шрайбмана, К. А. Эргашева и др.

Исходя из опыта геофизических исследований на Туранской плите, установлены следующие признаки разломов (Амурский и др., 1968).

1. Магнитометрические — локальные максимумы  $\Delta T_a$  в виде «цепочек» и протяженных зон, сгущение изолиний  $\Delta T_a$ , резкая смена знака и характера аномального магнитного поля, резкая смена простираний магнитных аномалий, скачки в глубине залегания магнитных пород.

2. Гравиметрические — «цепочки» интенсивных максимумов силы тяжести, линейные зоны интенсивного градиента силы тяжести, резкая смена простираний аномальных зон, резкие изменения характера гравитационного поля, срезание периклинальных окончаний аномальных зон, сдвиги осей максимумов силы тяжести.

3. Сейсмометрические — регистрация дифрагированных волн, смещение фаз осей синфазности во времени, резкие аномальные затухания амплитуд преломленных волн, сложные интерференционные явления (КМПВ), резкая потеря корреляции полезных волн, наличие на сейсмограммах волн с осями синфазности, близкими по форме к гиперболе, неизменность форм годографа дифрагированной волны при изменении угла наклона и простирания фронта падающей волны, изменение времени регистрации волн по обе стороны от зоны потери корреляции

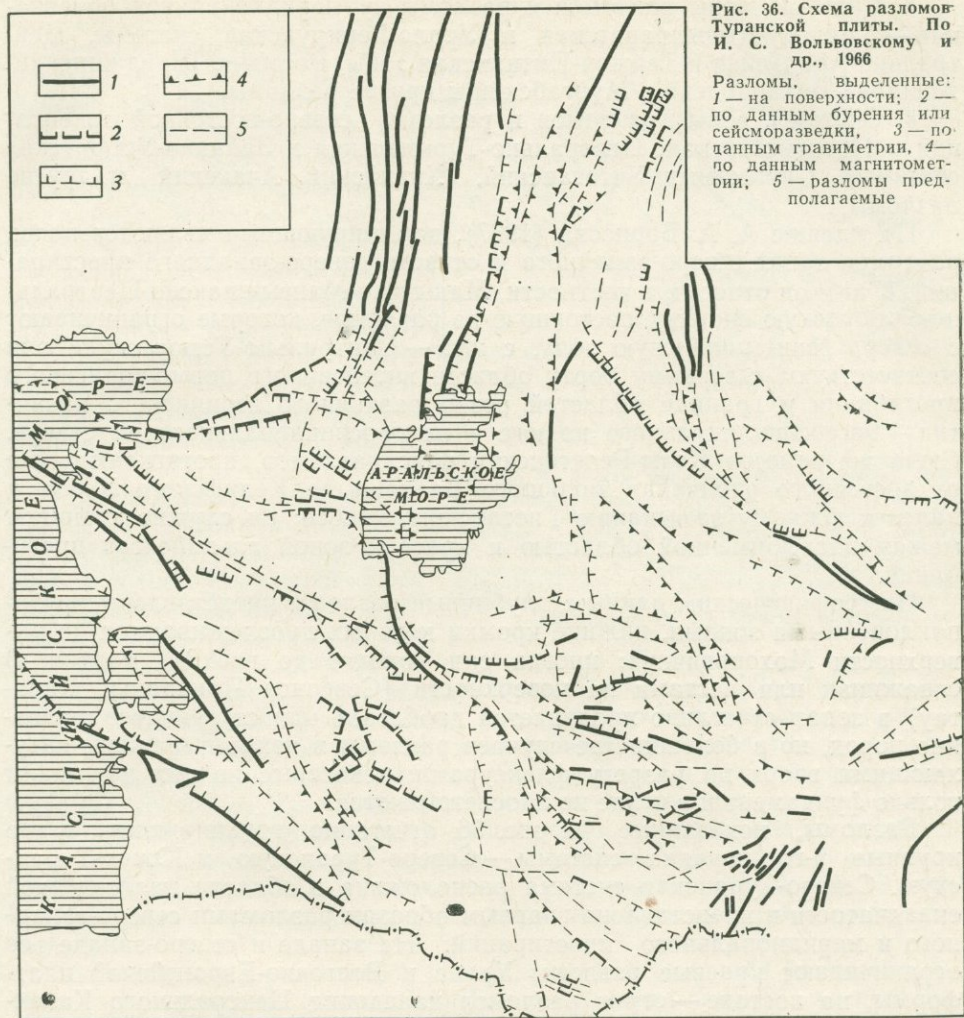


Рис. 36. Схема разломов Туранской плиты. По И. С. Вольвовскому и др., 1966

Разломы, выделенные: 1 — на поверхности; 2 — по данным бурения или сейсморазведки; 3 — по данным гравиметрии; 4 — по данным магнитометрии; 5 — разломы предполагаемые

(МОВ, способ плоского фронта), закономерное расположение узлов дифракции, спектральные особенности отражений, эффективный период шероховатости отражающей границы, затухание горизонтов перед плоскостью нарушения, особенности формы записи отражений (МОВ, способ регулируемого направленного приема).

На основании перечисленных признаков, особенно по данным КМПВ, а также бурения и геологических съемок, в пределах Туранской плиты обнаружена густая сеть разломов различных размеров и простираний (рис. 36). В последнее время среди них выделяются (Фундамент, основные разломы..., 1970) следующие.

1. Системы, зоны разломов и разломы субширотной и запад-северо-западной ориентации — Южно-Эмбенская, Южно-Туранская и Южно-Туркменская (Донгузсырт-Ербентская) системы, Модар-Чемшинская и Репетек-Келифская зоны, Мангышлак-Тяньшаньская система, Бадхыз-Карабильская зона, Кассарминский, Южно-Устюртский и другие разломы.

2. Зоны разломов и разломы северо-западной ориентации — Туаркырская зона, Карашорские разломы, Амударьинский, Учаджи-Шахмолинский, Центральнo-Карабогазский, Тумгачинский и другие разломы.

3. Системы, зоны разломов и разломы субмеридиональной ориентации — Уралтау-Кызылраватская и Урало-Герирудская системы, Центрально-Аральская и Теджен-Питнякская зоны, Восточно-Шорджинский, Ашхабад-Бахардокский, Мургабский и другие разломы.

4. Системы, зоны разломов и разломы северо-восточной ориентации — Предгиссарская, Центрально-Туркменская и Западно-Устюртская системы, Сарыкамыш-Учтаганский, Хивинский, Ачакский и другие разломы.

По мнению А. А. Борисова (1967), доминирующими являются пояса разломов запад-северо-западного и отчасти северо-западного простираний. К ним он относит, в частности, Мангышско-Мангышлакско-Центрально-Устюртскую систему, состоящую из разломов, которые ограничивают с севера Мангышлакскую зону, с юга — Центрально-Устюртскую; они соответствуют северному борту области интенсивного пермо-триасового прогибания и границе областей резко различного герцинского развития — эвгеосинклинального на юге и миогеосинклинального на севере. Сюда же отнесен Казы-Репетекский пояс разломов, протягивающийся от восточного окончания Большого Балхана до Келифского Узбоя и далее к южному замыканию Гиссарского хребта; он служит границей между платформенной областью и краевой зоной альпийского прогибания.

По геофизическим данным, глубинные разломы представлены крутонаклоненными зонами, нижние кромки которых прослеживаются до поверхности Мохоровичича; иногда они доходят до верхней мантии. В скважинах или местами на поверхности (Северное Приаралье, Кара-тау) в зонах отчетливо проявляется дробление или ступенчатое смещение пород, но в большинстве случаев разломы в чехле выражены затухающими вверх по разрезу флексурами; некоторые из них нарушают только фундамент и в чехле не прослеживаются.

Разломы, показанные на рис. 36, отчетливо группируются в две крупные 1-го порядка системы — Северо-Туранскую и Южно-Туранскую. Северо-Туранская система расположена в области палеозойской складчатости и представлена главным образом разломами северо-западного и меридионального простираний. На западе и северо-западе ее ограничивают краевые разломы Урала и Восточно-Европейской платформы, на востоке — серия разломов каледонид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, на юго-западе — разломы Северо-Мангышлакский, Центрально-Устюртский, Ташаузский и Предкызылкумский, составляющие крупнейшую Мангышлак-Южно-Тяньшаньскую дизъюнктивную зону. На большей части территории, занятой Северо-Туранской системой, поверхность Мохоровичича находится на глубинах 30—40 км, к северу она увеличивается до 40—50 км.

Южно-Туранская система располагается к югу от Мангышлак-Южно-Тяньшаньской дизъюнктивной зоны, на территории простирающейся от Мангышлакской впадины на северо-западе до Мургабской на юго-востоке, и примыкает непосредственно к области альпийской складчатости, будучи отделены от нее Северо-Балханским, Предкопетдагским и Восточно-Предгиссарским разломами. Поверхность Мохоровичича на площади Карабогазского и Центрально-Каракумского сводов залегает на глубинах 28—35 км и погружается к югу и юго-востоку до глубины 45—65 км.

Северо-Туранская система разломов может быть подразделена, в свою очередь, на три различно построенные подсистемы — Тургайско-Чуйскую, Приаральскую и Кызылкумскую, отвечающие наиболее крупным глыбам фундамента плиты.

Тургайско-Чуйская подсистема охватывает районы Тургайской и Чуйской синеклиз и ограничивается контурами каледонид Казахстана и Тянь-Шаня. Фундамент плиты под Тургайской синеклизой погребен на

0,5—1,5 км, под Чуйской синеклизой на 0,5—2 км (Вольвовский и др., 1966). В плане подсистема имеет форму выпуклой к юго-западу дуги. Соответственно этому простирание разломов изменяется в направлении Чуйская синеклиза — Кустанайская седловина от северо-западного к субмеридиональному. Во многих местах разломы перекрещиваются под острыми углами, причем биссектрисы этих углов остаются параллельными дугообразному простиранию подсистемы.

Приаральская подсистема примыкает к южной оконечности уральских герцинид, занимающая Северо-Устьуртский прогиб, Восточно-Аральскую впадину, Северо-Аральские и некоторые другие структуры, отвечающие крупной глыбе между Южно-Эмбенским (Донбассо-Уральским), Центрально-Устьуртским и Восточно-Уральским разломами (рис. 37). Глубина прогибания поверхности фундамента в Северо-Устьуртской впадине колеблется от 2 до 5—6 км, в Восточно-Аральской впадине достигает 2,5—3 км. Входящие в состав подсистемы разломы простираются меридионально и субширотно, намечая новую структурную дугу, выпуклую в сторону Тургайско-Чуйской подсистемы. Вследствие наложения субширотных разломов на субмеридиональные по западным берегам Аральского моря эта дуга становится прерывистой.

Кызылкумская подсистема располагается в границах глыбы между Восточно-Уральским, Мангышлак-Южно-Тяньшаньским и Главным Каратауским разломами и принадлежит к области герцинид (см. рис. 37). Глубины до фундамента здесь определяются величинами от 1—2 км (Сырдарьинская впадина) до 2—3 км (Ташкентская впадина). Внутренние разломы подсистемы простираются с юго-востока на северо-запад и в этом направлении в виде веера расходятся.

Местами на них накладываются разломы северо-восточной ориентировки, вследствие чего структурный рисунок подсистемы приобретает довольно сложные очертания. Нередко разломы перекрещиваются под острыми углами и биссектрисы острых углов оказываются параллельными общему простиранию зоны.

В Южно-Туранской системе разломов также различают три подсистемы — Мангышлак-Туаркырская, Каракумская и Бухаро-Мургабская (рис. 38). Мангышлак-Туаркырская подсистема заключена в четырехугольной глыбе, ограниченной Северо-Мангышлакским, Центрально-Туркменским и Северо-Балханским разломами. Сюда же входят Мангышлакская и Верхнеузбойская впадины, разделенные Койматдаг-Сарыкамышским поднятием, и Карабогазский свод. Поверхность фундамента в перечисленных структурах находится на глубинах от 1,5 до 4—6 км (Вольвовский и др., 1966), характеризуя его очень неровный рельеф. Структурный рисунок подсистемы остроугольно-ромбический, обусловленный северо-западным и запад-северо-западным простиранием внутренних разломов.

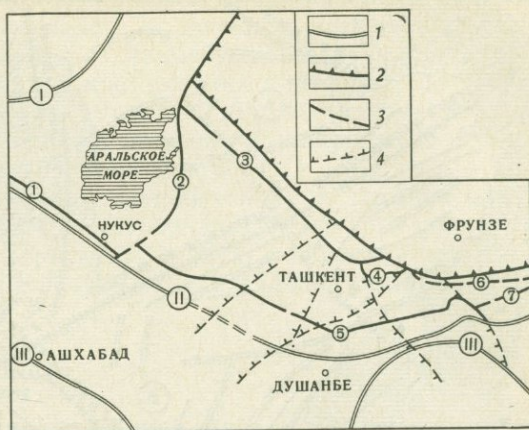


Рис. 37. Схема разломов Средней Азии с упрощениями. По М. А. Ахмеджанову и О. М. Борисову, 1966 г. 1 — разломы первого порядка: I — Донбассо-Уральский, II — Мангышлакско-Южно-Тяньшаньский, III — Копетдаг-Памирский; 2 — разломы второго порядка («Важнейшая линия Тянь-Шаня»); 3 — разломы третьего порядка: 1 — Центрально-Устьуртский, 2 — Восточно-Уральский, 3 — Южно-Каратауский, 4 — Чаткальский, 5 — Южно-Ферганский, 6 — Баубашатинский, 7 — Атбашинский; 4 — главные поперечные разломы

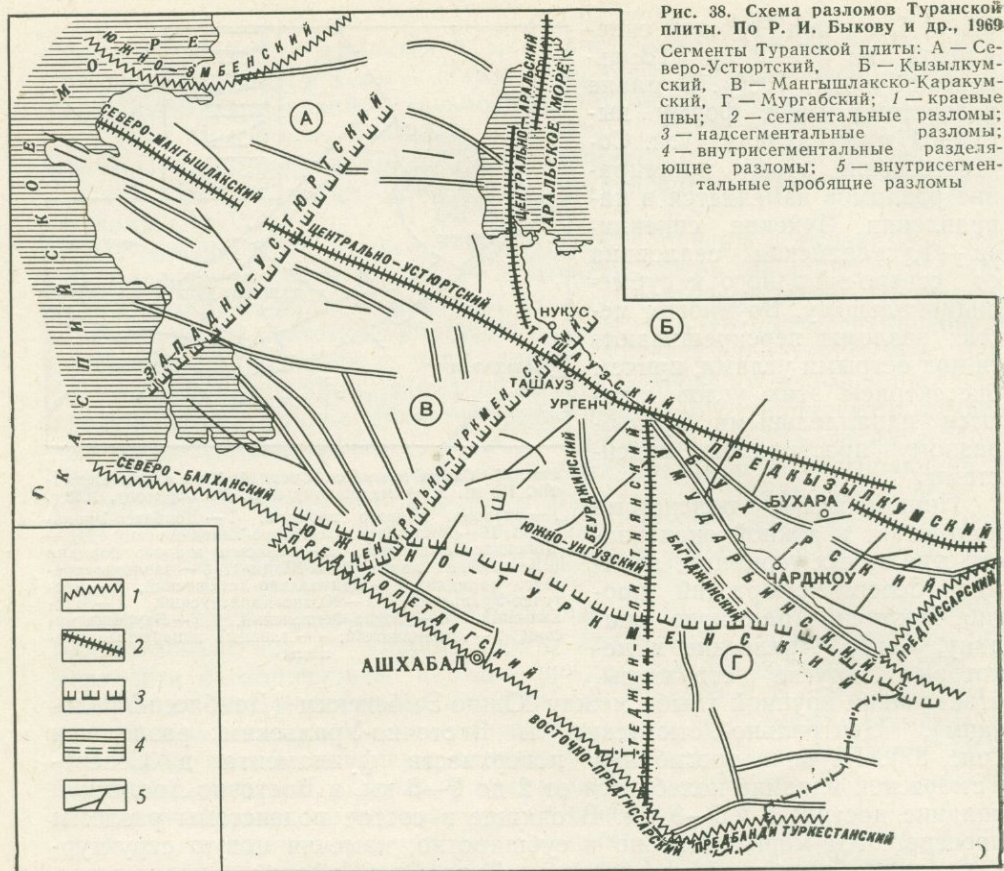


Рис. 38. Схема разломов Туранской плиты. По Р. И. Быкову и др., 1969  
Сегменты Туранской плиты: А — Северо-Устьюртский, Б — Кызылкумский, В — Мангышлякско-Каракумский, Г — Мургабский; 1 — краевые швы; 2 — сегментальные разломы; 3 — надсегментальные разломы; 4 — внутрисегментальные разделяющие разломы; 5 — внутрисегментальные дробящие разломы

Каракумской подсистеме отвечает глыба между Центрально-Туркменским, Теджен-Питнякским, Ташаузским и Предкопетдагским разломами. Наиболее характерная структура подсистемы — Центрально-Каракумский свод (с отметками фундамента до  $-2,5$  и  $-3$  км), сопряженный на востоке и юге со ступенчатыми впадинами, фундамент которых опущен на  $6-10$  км. В фундаменте свода выявлены интенсивно гранитизированные участки (Вольвовский и др., 1966), которые, вероятно, и обусловили кольцевое расположение разломов, выделенных в 1961 г. Г. А. Габриэлянцем и А. Г. Блискавкой. Кроме того, здесь имеются разломы субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний (см. рис. 38).

Бухаро-Мургабская подсистема разломов охватывает Бухаро-Хивинскую зону ступеней и Мургабскую впадину. На западе она ограничивается Тежден-Питнякским разломом, на северо-востоке — Предкызылкумским, на юго-востоке — Предгиссарским и Предбандитуркестанским. В наиболее погребенной, Мургабской, впадине фундамент залегает в среднем на глубинах около  $10$  км, в Бухаро-Хивинской зоне глубины колеблются от  $1$  до  $5$  км. Преобладающее простирание внутренних разломов северо-западное и субмеридиональное, причем они образуют открытый к юго-востоку веер. Таким образом глыбовая структура подсистемы вырисовывается в виде серии глыб-клиньев, сходящихся на северо-западе в районе Ургенча.

Перечисленные подсистемы разломов характеризуют Туранскую плиту как крайне гетерогенное мозаично-глыбовое сооружение, отдельные звенья которого отличаются друг от друга структурным рисунком и

глубинным строением и довольно автономны в своем развитии. Глыбовая гетерогенность плиты предопределена ее разновозрастным обрамлением, включающим, как уже отмечалось, элементы каледонской, герцинской и альпийской складчатости, а также древних платформ. По существу, почти все структуры молодой Туранской плиты (в том числе и разломы) принадлежат этим элементам, хотя они и прикрыты на огромной территории мощным платформенным чехлом.

В этом мы видим коренное отличие молодых плит от древних платформ, глыбовые структуры которых по отношению к структурам обрамления представляли собой в платформенную стадию монолитное целое, а системы и подсистемы разломов с разломами обрамления были связаны в значительно меньшей степени.

### Разломы доплатформенной стадии

Наиболее протяженные тектонические швы Туранской плиты, ограничивающие основные системы и подсистемы разломов, являются, очевидно, и наиболее древними, возникшими еще в геосинклинальную стадию развития. Они отделяют плиту от смежных структур и служат границами между крупнейшими внутренними глыбами. По Р. И. Быкову, В. П. Гаврилову и Л. П. Полкановой (1966), им отвечают краевые и сегментальные разломы, по И. С. Вольвовскому и др. (1966) — это разломы между областями складчатости разного возраста и частично разломы внутри областей разновозрастной складчатости. Одни из них формировались только в доплатформенную стадию (затухающие разломы), другие продолжали развитие и при накоплении осадков платформенного чехла (возрожденные разломы). Соотношение тех и других показано на рис. 39.

На северо-западе плиты в качестве краевого доплатформенного разлома известен Южно-Эмбенский разлом. Он разделяет докембрийскую Восточно-Европейскую платформу и эпипалеозойскую Туранскую плиту и является частью дизъюнктивной зоны на юге и юго-востоке Восточно-Европейской платформы. Разлом отчетливо выражен в фундаменте и смещает слои земной коры по вертикали на несколько километров. С ним связывается образование Южно-Эмбенского авлакогена в раннем и среднем палеозое, он же разграничивает карбонатную и граувакковую формацию девона — раннего карбона. В магнитном поле разлому соответствует резкая смена простираний магнитных аномалий, в гравиметрическом — линейные зоны интенсивных максимумов силы тяжести. В отложениях платформенного чехла разлом не выражен (Фундамент, основные разломы..., 1970).

На юго-западе Туранская плита оконтурена зоной Северо-Балханского, Предкопетдагского и Восточно-Предгиссарского разломов, которые отделяют плиту от альпийской складчатой области. Зона состоит из серии разрывных нарушений северо-западного простирания между протяженными глубинными разломами, составляющими «пару». Общая длина зоны около 1000 км, ширина порядка 50 км, глубина более 30 км.

В юго-западной зоне доплатформенных разломов находятся Кубадагское и Большебалханское складчатые сооружения и передовая система антиклиналей Копетдага с прилегающей частью Предкопетдагского прогиба. По сейсмологическим данным, здесь же имеется горстовое поднятие фундамента, с обеих сторон ограниченное приразломными прогибами; внутренняя часть зоны характеризуется относительно поднятым уровнем подошвы земной коры и верхних горизонтов мантии (Амурский и др., 1968). Зона сейсмична и в настоящее время.

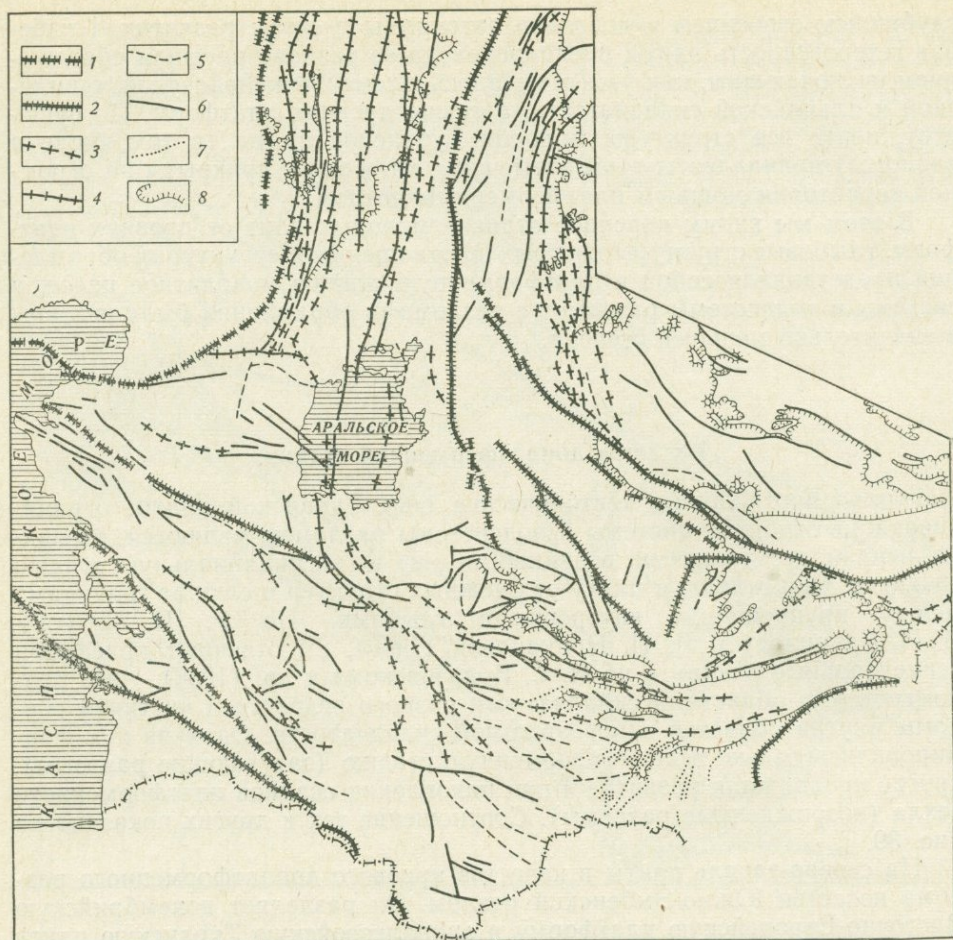


Рис. 39. Схема расположения разломов в фундаменте Туранской плиты. По И. С. Вольвовскому и др., 1966

Разломы между областями складчатости разного возраста: 1 — сформировавшиеся в доплатформенный этап развития, 2 — продолжавшие развиваться в платформенный этап. Разломы между зонами внутри областей разновозрастной складчатости: 3 — сформировавшиеся в доплатформенный этап развития, 4 — продолжавшие развиваться в платформенный этап. Разломы подчиненного значения: 5 — сформировавшиеся в доплатформенный этап развития; 6 — продолжавшие развиваться в платформенный этап; 7 — наложенные разломы эпиплатформенного орогенеза; 8 — контур выходов палеозойского фундамента на поверхность

Другие доплатформенные краевые разломы, преимущественно на востоке плиты, представлены фрагментарно, в виде отдельных отрезков Западно-Улутавского, Джалаир-Найманского, Главного Каратауского и Предгиссарского разломов; последние принадлежат главному образом геосинклинальным областям и будут рассмотрены в следующих главах.

Внутри Туранской плиты самым значительным доплатформенным разломом является Мангышлак-Южно-Тяньшаньский, по которому проходит граница между Северо-Туранской и Южно-Туранской системами разломов. Он представляет собой часть планетарного пояса глубинных разломов в фундаменте платформенной территории юга СССР длиной свыше 4000 км и протягивается от Белорусского массива до Тянь-Шаня (Успенская, 1961; Айзберг и др., 1971).

Мангышлак-Южно-Тяньшаньский разлом состоит из серии кулисно расположенных нарушений северо-западного простирания общей длиной около 1500 км. Каждое из них дополняется многочисленными оперяющимися разрывами субширотной ориентировки, отходящими от глав-

ных сместителей под острыми углами. Разлом отчетливо выражен в фундаменте и, по Ю. Н. Годину, достигает поверхности Мохоровичича.

Как уже отмечалось, Мангышлак-Южно-Тяньшаньский разлом разделяет области очень несходного герцинского развития — эвгеосинклинального на юге и миогеосинклинального на севере с несколько различным строением и возрастом складчатого фундамента и промежуточного комплекса. В позднем палеозое и раннем мезозое в зоне разлома рядами закладывались грабены (авлакоген Мангышлака) и горсты (Центрально-Устюртский, Карабурско-Айбугирский).

Наряду с этим в герцинскую орогению по некоторым элементам зоны разлома происходили существенные горизонтальные подвижки. К северо-востоку от разлома в горах Букантау, Тамдытау и Джетымтау, например, В. С. Буртман (1970) выявил складчатые шарьяжи, которые возникли, по его мнению, в конце среднего карбона. Перистое расположение дополнительных разрывов зоны указывает, кроме того, на возможное проявление в доплатформенную стадию и сдвиговых перемещений по разлому. По смещению магнитных аномалий под чехлом мезозой-кайнозой В. Г. Гарьковец в 1957 г. по западной окраине Центральных Кызылкумов наметил крупный Урало-Тяньшаньский левый сдвиг.

Следующий по величине глубинный доплатформенный разлом внутренних частей Туранской плиты — Восточно-Уральский, заключенный между дугообразно направленными друг к другу Приаральской и Тургайско-Чуйской дизъюнктивными подсистемами. Он вытянут в субмеридиональном направлении более чем на 1000 км (см. рис. 37) и является составной частью Урало-Герирудской, или Урало-Оманской, зоны. С глубинным разломом сопряжены многочисленные, также субмеридиональные разломы, вдоль которых протягивается цепочка ультраосновных пород (рис. 40).

В палеозойском фундаменте Восточно-Уральский разлом разделяет герцинские и каледонские структуры. К западу от него установлена система узких, вытянутых с юга на север герцинских геосинклинальных и геоантиклинальных зон, к востоку — несколько палеозойских геосинклинальных зон северо-западного и субмеридионального простирания (Вольвовский и др., 1966).

В виде границы между каледонидами и герцинидами Восточно-Уральский разлом проявлялся уже в среднем палеозое, а в позднем палеозое в его восточном крыле возникли Кушмурунский и Тюратамский прогибы, выполненные эффузивно-терригенными породами. Прогибы наложился на край каледонид и продолжали формироваться в раннем триасе.

Важную роль в доплатформенном развитии южной части Туранской плиты играли Центрально-Туркменский и Теджен-Питнякский глубинные разломы, расчленившие эту часть на три глыбы. Центрально-Туркменский разлом простирается в северо-восточном направлении почти на 500 км и, по Г. И. Амурскому, входит в состав глубинно-дизъюнктивной Эльбурс-Кзылординской зоны, пересекающей платформы с разновозрастным фундаментом и геосинклинальные горноскладчатые сооружения Копетдага и Аладаг-Биналуда. Разлом зафиксиро-

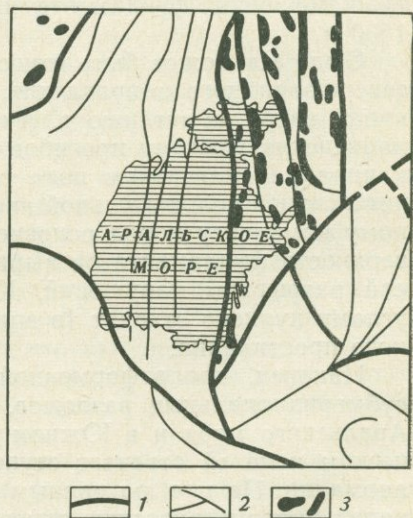


Рис. 40. Схема геологического строения Приаралья. По Д. П. Голуб, 1964  
Разломы: 1 — по границам зон; 2 — внутри зон; 3 — ультраосновные породы

ван главным образом в аномальном магнитном поле и на северо-востоке сопровождается гравитационной ступенью Ургенчского максимума силы тяжести. По сейсморазведочным данным, отдельные фрагменты разлома смещают поверхность фундамента по вертикали на несколько сот метров, сам же разлом, как показало глубинное сейсмическое зондирование, прослеживается до поверхности Мохоровичича; Центрально-Туркменский разлом относится к нарушениям, не проникающим в платформенный чехол (Фундамент, основные разломы..., 1970).

Теджен-Питнякский разлом, установленный А. В. Глазуновой в 1964 г., проходит между Каракумской и Бухаро-Мургабской глыбами, простираясь в субмеридиональном направлении на 650 км (см. рис. 38). Он состоит из трех второстепенных разломов, кулисно подставляющих друг друга — Кошуйского, Дорткуинского и Серахского — и сопровождается серией оперяющих нарушений, отходящих от него под острым углом к юго-западу и юго-востоку. Разлом считается фрагментом Урало-Герирудской зоны. К западу от него глыбы консолидировались в позднегерцинское время, к востоку — в раннемезозойское (Быков и др., 1966).

Г. И. Амурский с соавторами (1968) полагают, что Теджен-Питнякский разлом представляет собой зону стыка различных систем складчатости. Расположенные к востоку от него магнитные аномалии они принимают за продолжение Тяньшаньских структур. Обрывая под платформенным чехлом эти структуры, разлом таким образом контролирует их формирование. Время его заложения относится к моменту возникновения герцинид.

К числу разломов доплатформенной стадии развития может быть отнесена также часть второстепенных разрывных нарушений, которые у различных авторов фигурируют под названием разломов подчиненного значения (Вольвовский и др., 1966) или надсегментальных и внутрисегментальных разломов (Фундамент, основные разломы..., 1970). Таков, например, субширотный Репетек-Келифский разлом, прослеженный от Теджен-Питнякского глубинного разлома к востоку на 400 км. По данным сейсмологии, разлом наблюдается в земной коре до подкорового слоя и смещает базальтовый слой и поверхность Мохоровичича по вертикали на 3—4 км. Плоскость сместителя разлома наклонена к север-северо-востоку под углом 60°. Ширина зоны разлома около 5 км, амплитуда смещения фундамента на западе составляет 200 м, на востоке 1500 м.

Сюда же может быть отнесен Амударьинский региональный разлом северо-западного направления, протягивающийся от питнякских дислокаций вверх по течению р. Амударьи на 500 км. Он отделяет Приамударьинскую систему прогибов от Бухаро-Хивинской ступенчатой моноклинали. В магнитном поле разлом выделяется по линейновытянутой интенсивной положительной аномалии, отвечающей интрузивно-эффузивному комплексу пород основного или ультраосновного состава. На поверхности фундамента он выражен сложно построенной широкой полосой разрывных нарушений. К востоку от этой полосы под острыми углами кулисно отходят (в виде «конского хвоста») грабены субширотного простирания.

Наконец, доплатформенной считается Центрально-Аральская зона субмеридиональных разломов, прослеженная в центральной акватории Аральского моря и в Южном Приаралье (см. рис. 38). В гравиметрическом поле ей отвечает ступень, в магнитном — линейные магнитные аномалии. На юге, по данным бурения, в зоне разломов установлен перепад гипсометрических отметок кровли фундамента в 1,5—2 км. По мнению Р. И. Быкова и других исследователей (1966), зона разломов разделяет раннегерцинский (или каледонский) Северо-Устьюртский сегмент и герцинский Кызылкумский.

## Разломы платформенной стадии

Начало формирования осадочного чехла в различных районах Туранской плиты растянулось от конца перми до конца триаса и только в позднем триасе вся территория плиты вступила в стадию платформенного развития.

Нарушающие платформенный чехол разломы довольно разнообразны по характеру проявления и подразделяются на три большие группы: 1) частично проникающие в чехол; 2) имеющие непрерывное платформенное развитие; 3) возрожденные. Разломы, частично проникающие в чехол, затрагивают горизонты пермо-триаса и юры и затухают в меловых отложениях. Они разделяют различные литофациальные зоны, выражаются в виде градиентов мощностей пермо-триасовых и юрских отложений и фиксируются в магнитном и гравиметрическом полях, а также на сейсмопрофилях. Пространственно разломы приурочены к наиболее древним участкам плиты и известны в Северо-Устьюртском сегменте, на Каракумском и Карабогазском сводах, в южной части Бухаро-Хивинской моноклинали. Ориентировка их преимущественно северо-восточная и субмеридиональная, изредка встречается северо-западная. К ним относятся Модарский, Беурдешикский, Косбулакский, Уралтау-Кызылраватский, Амударьинский, Сундуклинский и другие разломы.

Разломы непрерывного развития распространяются снизу вверх на большую часть платформенного чехла. В отложениях пермо-триаса и юры они выражены аномальным сгущением изопахит или сменой литофациальных комплексов, в отложениях мела и палеогена разделяют более расплывчатые литофациальные зоны; в современном рельефе они почти не отражены. Разломы ограничены контурами Южно-Туранской системы. Таковы, например, Теджен-Питнякский, Бухарский, Мургабский, Западно-Газлинский, Южно-Устьюртский, Жетыбай-Узеньский и другие разломы. Все они выделяются в магнитном и гравиметрическом полях и на сейсмопрофилях.

С наиболее активными разломами непрерывного развития связаны крупные зоны опусканий — с Бухарским — Киммерекский грабен юрского возраста, с Теджен-Питнякским — Хивинский грабен пермо-триасового возраста. Преобладающее простирание разломов северо-западное, некоторые из них простираются в северо-восточном и субмеридиональном направлениях.

Возрожденные разломы активно развивались в доплатформенную стадию и вновь проявились в разные, преимущественно начальные (пермо-триас, юра) и конечные (неоген — антропоген) стадии платформенного развития территории. Они составляют наиболее обширную группу нарушений Туранской плиты. Они пересекают и фундамент и чехол и контролируют пространственное размещение фаций чехла и их мощности. Одни из них существенно сказываются на мощностях и фациях пермо-триаса и юры, конседиментационно почти не отражаются в отложениях мела и палеогена и отчетливо предопределяют размещение поднятий и прогибов неогена и антропогена. Другие же развиваются без мел-палеогенового перерыва и обуславливают возникновение градиентов мощностей как в мел-палеогеновых, так и во всех других отложениях. Все возрожденные разломы выделяются в рельефе местности и вполне отчетливы в геофизических полях.

Большинство возрожденных разломов встречаются группами и приурочены к мобильным поясам Туранской плиты. Отмечается, например, Мангышлакско-Центрально-Устьюртский пояс, куда входят разломы северо-западного простирания — Северо-Бузачинский, Кызанский, Северо-Мангышлакский, Центрально-Устьюртский и др. Этот пояс протягивается от форта Шевченко на западе до Кызылкумов на востоке и имеет ширину 100—150 км. Другой пояс — Центрально-Аральский — субмеридио-

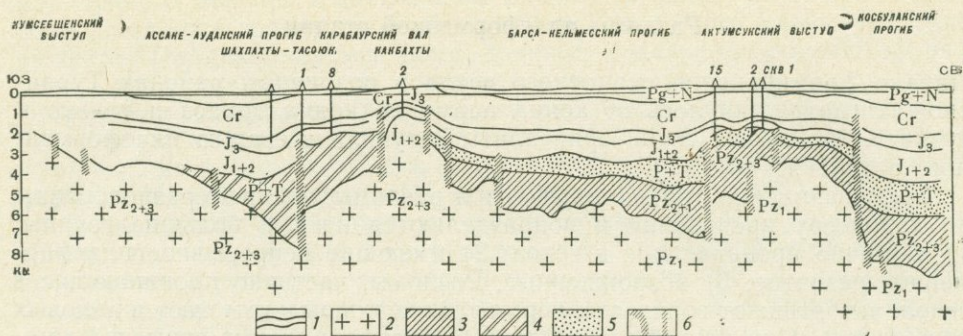


Рис. 41. Геолого-геофизический разрез по линии Кумсебенский выступ — Косбулакский прогиб. По Р. И. Быкову, В. П. Гаврилову, 1969

1 — сейсмические границы; 2 — кристаллический фундамент; отложения оргенного комплекса: 3 — средне-верхнепалеозойские; 4 — пермо-триасовые; 5 — пермо-триасовые отложения платформенного облика; 6 — разломы

нального простирания. Меньшее количество возрожденных разломов ориентировано в северо-восточном направлении.

Разломы платформенной стадии в поперечном разрезе характеризуются или почти вертикальны и в кинематическом отношении характеризуются главным образом сбросо-взбросовыми смещениями крыльев с амплитудой в низах платформенного чехла до 1,5—2 км. Вверх по разрезу разломы затухают, сменяясь сначала флексурами, затем моноклинальным залеганием слоев без смещений (рис. 41). В зонах некоторых разломов, например Донгузсырт-Ербентского (Тимофеев, 1966), верхние части осадочного чехла смяты в пологие, согласно ориентированные складки. Разломы, выраженные в современном рельефе, сопровождаются серией видимых на поверхности опережающих разрывов, брахискладок, куполов и мульд.

Следующая характерная черта платформенных разломов Туранской плиты — их зональная в плане морфология. Каждый разлом, по существу, представляет собой зону и состоит из множества разрывных нарушений убывающего размера. Подобные разломы часто называются и зонами, и системами, и тектоническими швами, в определении которых, однако, нет еще ни должной четкости, ни единого мнения.

Обращает на себя внимание и еще одна особенность платформенных разломов плиты — это прерывистость и кулисное расположение составляющих их отрезков. В Урало-Султануиздагской системе разломов, например, различают четыре кулисы — Жерлепескую, Тастыбулакскую, Центрально-Аралскую и Султануиздагскую, каждая длиной около 200 км (Гаврилов, Кирюхин, 1968). Кулисы, в свою очередь, состоят из более мелких, также кулисообразно расположенных разломов длиной от нескольких до 10—15 км. Местами в зонах разломов дизъюнктивные нарушения сгущаются, иногда же они более разбросаны, вследствие чего ширина зон изменяется (увеличивается или уменьшается) по простиранию в 2—3,5 и более раз.

История формирования платформенных разломов Туранской плиты от пермо-триаса до неоген-антропогена отображена на палеотектонических схемах, составленных Р. И. Быковым, В. П. Гавриловым, М. И. Гарховым и В. А. Зининым под редакцией А. А. Бакирова (Фундамент, основные разломы..., 1970), а также на некоторых профилях (рис. 42).

В пермо-триасе наиболее протяженным был Мангышлак-Южно-Тяньшаньский разлом. На северо-западе (Северо-Мангышлакская кулиса) он разграничивал платформенный комплекс Северного Устюрта (4 км) и флишодный комплекс Мангышлака (5—6 км); его развитие в это время, как уже отмечалось, здесь еще не вышло за рамки доплатформенной

стадии. Центральной своей частью (Центрально-Устюртской кулисой) разлом отделял от платформенных отложений Южного Приаралья область, в которой пермо-триасовых отложений не было. На юго-востоке (Ташаузская и Бухарская кулисы) он проходил между Кызылкумской областью поднятия и размыва на севере и Бухаро-Хивинской областью развития локальных горстов и грабенов с прерывистым распространением пермо-триасовых моласс на юге. В целом Мангышлак-Южно-Тяньшаньский разлом в пермо-триасе представлял собой двухшарнирный сброс.

В это же время активно развивались Центрально-Аральский и Теджен-Питнякский субмеридиональные разломы, ограничивавшие с востока впадины с мощностью пермо-триасовых отложений соответственно 1—2 и 1—4 км. Из числа мелких разломов наиболее активными были разломы северо-западного и запад-северо-западного простирания внутри Южно-Туранской системы и к западу от Аральского моря.

В юрский период структурный рисунок конседиментационных разломов Туранской плиты в основном сохранился, но появился ряд новых локальных разломов, а градиенты изменения мощностей снизились. Нижне-среднеюрский комплекс, например, в северном и южном крыльях Северо-Мангышлакского разлома имеет мощность соответственно 200 и 500 м, в северном и южном крыльях Центрально-Устюртского разлома 500 и 200 м, в западном крыле Центрально-Аральского разлома 500—600 м, в Теджен-Питнякском разломе 800 м. Градиенты изменения мощности верхнеюрских отложений в зонах тех же разломов еще меньше и не превышают 100—200 м. Лишь в пределах Бухаро-Мургабской глыбы отмечается повышенная подвижность разломных структур, отразившаяся в увеличенной мощности отложений (до 1800 м) и дифференцированном характере их размещения.

В мелу большинство разломов плиты потеряли активность или не проявлялись совсем. Более или менее отчетливо фиксируется лишь Мангышлак-Южно-Тяньшаньский разлом, претерпевший изменения. Ранее опускавшееся южное крыло Северо-Мангышлакской кулисы этого разлома стало приподниматься, обусловив перепад в мощностях мела от 1200 до 1400 м. В юго-восточных кулисах мощность отложений в опущенных южных крыльях составила 1600 м, в приподнятых северных — 1400 м. Мангышлак-Южно-Тяньшаньский разлом в меловое время превратился в одношарнирный сброс.

Центрально-Аральский и Теджен-Питнякский субмеридиональные разломы почти не отразились в мощностях меловых отложений. Только в Мургабской впадине некоторые блоки продолжали интенсивно проседать; над ними накопилась толща мощностью 3—3,5 км.

Относительно спокойное тектоническое развитие разломов Туранской плиты продолжалась в палеоцене и эоцене. Начиная с олигоцена подвижность некоторых глыб вновь возрастает, например Мангышлакско-Центрально-Устюртской, Туаркырской и Карашор-Капланкырской. Обособляется Южно-Мангышлак-Ассаке-Ауданская система прогибов. Усиливается активность северо-западной половины Мангышлак-Южно-Тяньшаньского разлома, а также Центрально-Аральского разлома. Но во многих районах на севере плиты глыбовые движения были слабыми. И такими они остались вплоть до антропогена. В это время на большую северо-западную часть плиты равномерно наложился покров, мощность

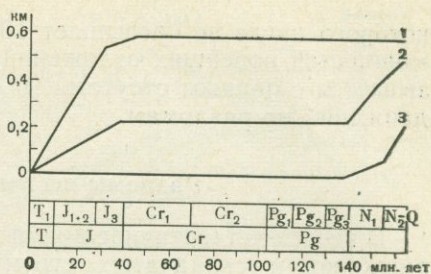


Рис. 42. Развитие региональных разломов в пределах Карапетинской территории. По В. С. Шейну, Р. Н. Хаймову, 1966  
1 — Бухарского; 2 — Амударьинского; 3 — Кызылкумского

которого нигде не превышает 100—200 м. Незначительность градиентов мощностей новейших отложений на большей части плиты многими связывается с полным отсутствием сколько-нибудь значительных глыбовых движений по разломам.

### Разломы послеплатформенной стадии

В неоген-четвертичное время в связи с интенсивными орогеническими движениями складчатых структур Копетдага и складчато-глыбовых структур Тянь-Шаня некоторые крупные разломы юго-запада и юго-востока Туранской плиты резко оживились. В качестве основных отмечаются две кратковременные фазы активизации зон крупных разломов — предсреднемиоценовая и предпозднеплиоценовая. Они сопровождались размывом донеогеновых отложений в крыльях разломов, но на мощности неоген-четвертичных отложений не отразились. В то же время разломы проявились в рельефе в виде геоморфологических уступов.

В результате активных новейших движений некоторые блоки были отчленены от основного массива Туранской плиты, а расположенные в их пределах глубинные разломы приобрели новые свойства. Таковы, например, разломы Предкопетдагского прогиба. Вдоль главного из них южный край плиты опустился более чем на 1,5 км. В современном тектоническом рельефе разломы представлены сложными дизъюнктивными зонами запад-северо-западного простирания, в которых были широко распространены нарушения типа сдвигов, взбросо-надвигов и надвигов, а также разнообразные кулисно расположенные фестончатые и брахиформные складки.

Другие разломы, оставаясь внутри плитного массива, приобрели черты раздвигов или зон мощного проседания. Сюда может быть отнесен, например, Донгузсырт-Ербентский (Южно-Туркменский) разлом, в зоне которого, по Ю. В. Тимофееву (1966), образовался глубокий эрозионный трог. Его дно достигло кровли мела и он был заполнен своеобразным комплексом неогеновых отложений мощностью до 1000 м (рис. 43). Протяженность трога составила почти 1000 км при ширине около 40 км. По своей морфологической характеристике зона Донгузсырт-Ербентского разлома очень сходна с некоторыми рифтовыми зонами неотектонического этапа.

На территории многих глыб разломы возникли впервые. Таковы, например, Ачакский, Предкульджуктауский, Южно-Карабогазский разломы и несколько ветвей Бухарского, которые в предшествующие стадии развития не были зафиксированы. А. Г. Бабаев, Л. Г. Жуковский и другие исследователи еще в 1962 г. пришли к выводу, что многие альпийские разломы (Каршинский, Гузарский и др.) по отношению к герцинским ориентированы косо и генетически с ними не связаны.

Разломы неотектонического этапа Туранской плиты синхроничны разломам области эпиплатформенного орогенеза Тянь-Шаня и, следуя представлениям Ю. М. Пушаровского (1969), их можно отнести к категории резонансных структур.

---

Системы и подсистемы разломов Туранской плиты, как вытекает из рассмотренных материалов, характеризуются преимущественно северо-западным простиранием, которое в ряде структур дополняется то субмеридиональным, то субширотным, то северо-восточным. Мозаично-глыбовое строение Туранской плиты, обусловленное этими разломами, выражено более ярко, чем Западно-Сибирской. Вместе с тем развитие разломов в платформенную стадию, особенно в ее начальные фазы, происходило здесь в другой обстановке: разломы в большинстве случаев

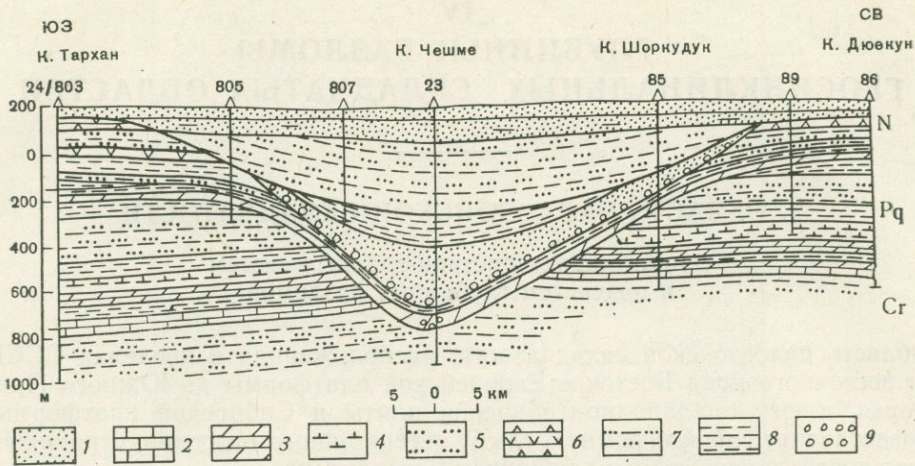


Рис. 43. Геологический разрез по линии колодцев Тархан—Чешме—Дюкум. По Ю. В. Тимофееву, 1966

1 — пески; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — карбонатные глины; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — алевролитовые глины; 8 — глины; 9 — талька. Цифры — номера скважин

(исключая северные районы, ближайшие к Западно-Сибирской плите) не были связаны с глубинными магматическими очагами, хотя и достигают сейчас, по геофизическим данным, верхней мантии.

Перемещения крыльев разломов происходили главным образом в вертикальной плоскости, имея амплитуду от нескольких километров на уровне поверхности Мохоровичича до сот и десятков метров и, наконец, до полного затухания в верхах платформенного чехла. Намечается неравномерность развития платформенных разломов и во времени. Доплатформенное развитие разломов Туранской плиты носило (как и в пределах Западно-Сибирской плиты) отчетливо геосинклинальный характер и многие из разломов плиты либо распространялись на соседние геосинклинальные области (герциниды, каледониды, альпиды), либо были параллельны их основным дизъюнктивным направлениям. В палеозойское время они, вероятно, прошли все стадии геосинклинального развития, на которых мы остановимся в последующих разделах.

Интересно отметить, что некоторые из подсистем разломов Туранской плиты дугообразны в плане. Одна из них, Тургайско-Чуйская, следует вдоль Кокчетав-Улугтау-Северо-Тяньшаньского поднятия, которое в раннепалеозойское время представляло собой островную дугу (Суворов, 1968).

Послеплатформенное развитие разломов Туранской плиты выразилось в новейших сдвиговых и надвиговых перемещениях небольшой амплитуды, установленных вблизи альпийской складчатой области, а также в виде зон раздвигов и проседания.

# IV

## ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

---

### 1. ОБЛАСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

#### Общая характеристика главных систем и подсистем глубинных разломов

Область палеозойской складчатости, расположенная в пределах СССР от восточного края Восточно-Европейской платформы до Южного Приморья, к югу от Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, представляет собой огромную глыбу гетерогенного строения, ограниченную почти со всех сторон глубинными разломами.

На западе ее окаймляют разломы Предуральского краевого прогиба, на севере — разломы южного выступа Сибирской платформы и Станового хребта, на востоке — кулисно расположенные разломы окраины мезозойского Приморья, на юге — краевые разломы Северного Памира и Таримского массива, простирающиеся далее по территории МНР и КНР до Японского моря. На северо-западе и юго-западе глыба палеозойского скрываема под платформенным чехлом Западно-Сибирской и Туранской плит.

В качестве естественно обособленных тектонических единиц на территории палеозойского мезозойского могут быть выделены четыре региона — Урало-Южно-Тяньшаньский, Казахско-Северо-Тяньшаньский, Алтае-Саянский и Забайкальско-Верхнеамурский, строение и история развития которых резко различны. Все они также оконтуриваются краевыми глубинными разломами и в свою очередь являются глыбами меньших размеров. Их контуры в то же время очерчивают границы наиболее крупных подсистем и систем разломов, структурные рисунки которых с переходом от глыбы к глыбе существенно изменяются.

Урало-Южно-Тяньшаньская система разломов (может, ее лучше называть надсистемой) вытягивается от Карского моря до Северного Памира на расстояние свыше 4000 км при максимальной ширине до 400—500 км и имеет форму выпуклой к юго-западу дуги. От структурного Предуральского прогиба она отделена серией прерывистых, направленных на запад, надвигов, от Каракумской глыбы — юго-восточной частью Мангышлак-Южно-Тяньшаньского разлома, от Памира — Северо-Памирским краевым швом. Ее восточная граница проходит по Таласо-Ферганскому и Главному Каратаускому разломам и затем скрывается под мезозойско-кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба и Западно-Сибирской низменности.

В районе Аральского моря Урало-Южно-Тяньшаньская надсистема разломов перекрыта платформенным чехлом Туранской плиты. Многие полагают, что структуры Урала вплоть до Казахского массива под этим чехлом соединяются со структурами Тянь-Шаня. Высказывалось мнение, что в раннем палеозое, например, прогиб Большого Каратау и Байконурский синклинорий представляли собой единую геосинклинальную дугу (Гарецкий и др., 1962). Затем в районе сочленения были выделены две также дугообразные в плане структурно-фациальные зоны: Восточного Урала — Западного Тянь-Шаня с набором эвгеосинклинальных формаций среднего палеозоя и Чаткало-Кураминских гор — Южного Тургай с набором миогеосинклинальных формаций среднего палеозоя при почти полном отсутствии магматических пород (Абдулин

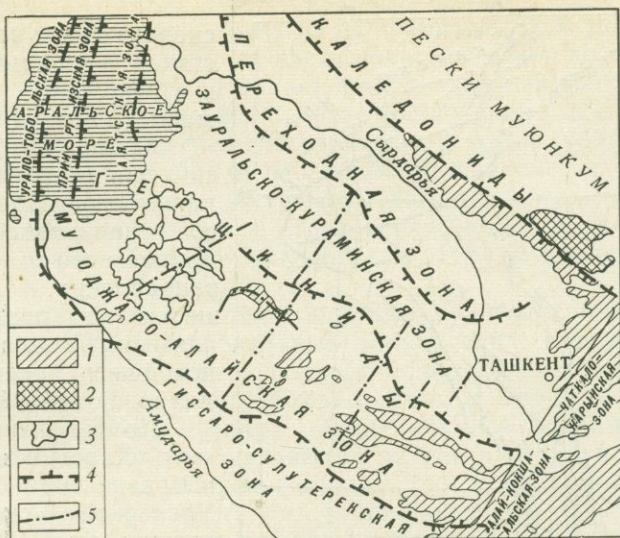


Рис. 44. Схема соотношения структур Тянь-Шаня и Урала.  
По В. Г. Гарьковцу, 1966 г.

1 — выход герцинид на поверхность; 2 — выход каледонид на поверхность; 3 — Больтауская зона дробления; 4 — границы зон; 5 — зоны разломов

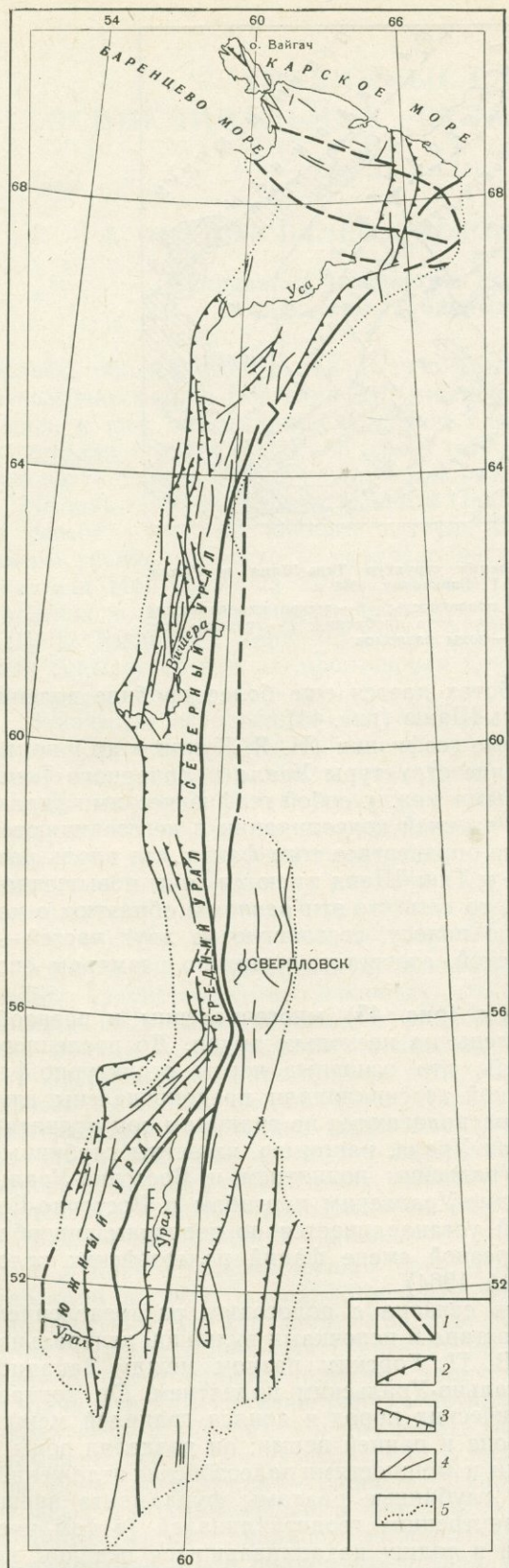
и др., 1966). В некоторых работах дается еще более дробное деление переходных зон от Урала к Тянь-Шаню (рис. 44).

В настоящее время некоторые геофизики (Н. Я. Кунин и др.) пришли к заключению, что герцинские структуры Урала и Западного Тянь-Шаня обладают резко несходными между собой геофизическими характеристиками, разделены зоной древней консолидации и не соединяются друг с другом. Однако никто не опровергает того факта, что вдоль разломов на продолжениях Урала и Тянь-Шаня имеются зоны повышенной подвижности и проницаемости, то есть что эти разломы образуют в конечном счете одну структурную полосу, состоящую из двух частей — Уральской и Южно-Тяньшаньской, соответствующих по размерам системе и подсистеме.

Разломы Уральской системы (рис. 45) многочисленны и разнообразны и могут быть подразделены на несколько групп. До последнего времени было принято считать, что основные черты структурно-фациальной зональности Уральской геосинклинали предопределены глубинными разломами, которые располагаются по границам зон поднятий и прогибов. В северных районах Урала, например, известны глубинные разломы между Центрально-Уральским поднятием и Восточно-Уральским прогибом и между Западно-Уральским прогибом и Восточно-Европейской платформой; первый устанавливается по цепочкам гипербазитов массивов, второй — по резкой смене фаций палеозойских отложений и их мощностей (Горский, 1964).

Другая категория разломов связана с полосовым распределением излияний эффузивов разного состава и цепочками вулканов центрального типа. Таков выделяемый В. П. Горским разлом между Западно-Уральским прогибом и Центрально-Уральским поднятием. Он контролировал расположение вулканических пород и явился границей между сушей и морем в девоне, карбоне и ранней перми; он разделял зоны с разной складчатостью, фациями и мощностями палеозойских отложений.

Третью группу составляют глубинные разломы фундамента внешних частей геосинклинали и внутренних геосинклинали (в том числе поперечные), не проникшие в толщу накапливавшихся осадков, но



сказавшиеся на их мощностях и фациальном составе, а в некоторых узлах и на магматизме.

Кроме того, выделяются серии менее крупных разрывов — сбросов, взбросов, надвигов и сдвигов, продольного и поперечного направления, проявлявшихся в разные стадии развития Урала вплоть до новейшего времени (Кондаин, Голуб, 1968).

По геофизическим данным (Халевин и др., 1969), подразделение разломов Уральской системы несколько иное. Здесь выделяются, во-первых, местные разломы и разрывные нарушения, характеризующиеся значительными изменениями параметров даже на небольших расстояниях. Во-вторых, региональные глубинные разломы значительной протяженности и относительно небольшой ширины, обычно достигающие мантии. В-третьих, глобальные глубинные разломы, прослеживающиеся на тысячи километров и имеющие значительную ширину, соизмеримую с мощностью земной коры; эти разломы нарушают не только кору, но и верхнюю мантию. В качестве примера глобальных разломов указана зона Тагило-Магнитогорск от погружения длиной 2,5 тыс. км, шириной до 100 км и глубиной 70 км, с которой связаны разный магматизм, гравитационные аномалии, специфика глубинного строения коры (например, раздув мощности базальтового слоя) и верхней мантии.

Рис. 45. Схема разломов Урала. Составил автор по материалам А. С. Верховского, И. И. Горского, И. С. Комишан, Н. К. Овечкина, А. С. Перфильева, Н. П. Хераскова и др., 1943—1966 гг.  
1 — глубинные разломы; 2 — надвиги; 3 — сбросы; 4 — прочие разломы; 5 — границы складчатой области

Глубина разломов и положение их сместителей в пределах коры различны. На рис. 46 видно, что часть разломов сечет поверхность Мохоровичича, но большинство затухает в базальтовом и гранитном слоях. Сместители почти вертикальны и круто наклонены к востоку. В ряде случаев, например в зоне Миасско-Присакмарского глубинного сброса, наклон сместителей с глубиной неоднократно изменяется от западного к восточному. Существенно преобразовываются и детали строения зон разломов с переходом от одного структурного этажа к другому. Отмечаются также скачкообразные изменения амплитуды сбросов по их простиранию.

В горизонтальном структурном рисунке Уральской системы разломов преобладают субмеридиональные направления. Главные разломы, протягивающиеся вдоль всего Урала, в плане дугообразны, например южнее Свердловска или между Свердловском и Воркутой, причем выпуклости дуг направлены к западу. Менее крупные разломы чаще прямолнейны. Одни из них вытягиваются на север-северо-восток, другие — на север-северо-запад. Перекрещиваясь, они образуют остроугольные сочетания или узкие (сплюснутые), удлинненные по меридиану ромбы. Многие из таких разломов составляют оперяющие структуры крупнейших тектонических швов, но значительная их часть самостоятельна и отчетливо пересекает крупные разломы.

При пересечении субмеридиональных разломов северо-западными структурно-фациальными зонами, например Северного Урала, по данным В. П. Горского, располагаются цепочкой, а в местах пересечений (Полярно-Уральский антиклинорий, Верхнеильчское поднятие) возникают многочисленные различно ориентированные разломы, а также интенсивно развиваются магматизм и метаморфизм и складчатость усиливается.

В последние годы особое значение в тектонике Урала придается горизонтальным перемещениям горных масс по разломам, которые происходили, по-видимому, на разных глубинных уровнях. К. П. Плюснин (1966) рассматривает Урал как гигантский левосторонний сдвиг в теле Земли, расщепленный на множество сместителей. Самые большие сдвиги амплитудой более 100 км намечаются им вдоль границ крупных структурно-фациальных зон. Детально реконструируя разорванные и разобщенные части складок в районе Верхне-Уральска и Магнитогорска, он определяет амплитуду горизонтальных смещений по некоторым разломам (Ялайский, Магнитогорско-Учалинский и др.) в 10—14 км.

Крупные правосторонние сдвиги установлены также в Приполярном Урале по разломам северо-западного направления. Здесь они пересекают и смещают Главный Уральский шов в общей сложности на 150 км, отчего граница между восточным и западным блоками Урала приобрела вид ломаной линии; возраст сдвиговых смещений, не затрагивающих герцинскую Полярно-Уральскую зону, кембрийский или позднекембрийский (Чудинов, 1964).

В ряде статей А. М. Камалетдинова, К. П. Плюснина и других исследователей подробно охарактеризованы покровно-надвиговые структуры на западных склонах Урала, установленные геологосъемочными и буровыми работами. Шарьяжи имеют вид пологих чешуй, надвинутых с востока на запад. Надвиговые поверхности прослеживаются по простиранию на десятки, а иногда и сотни километров (Курыксарско-Тылайский, Нижне-Сергинский, Чусовской и др. шарьяжи). В результате массового проявления надвигов прилегающая окраина Восточно-Европейской платформы перекрыта сорванными с поверхности фундамента миогеосинклинальными складчатыми комплексами. Наиболее крупные надвиговые поверхности достигают, возможно, кровли базальтового слоя, с которой они сливаются (рис. 47).

Горизонтальные перемещения по разломам Уральской системы связываются с активностью недавно выявленных аллохтонных гипербази-

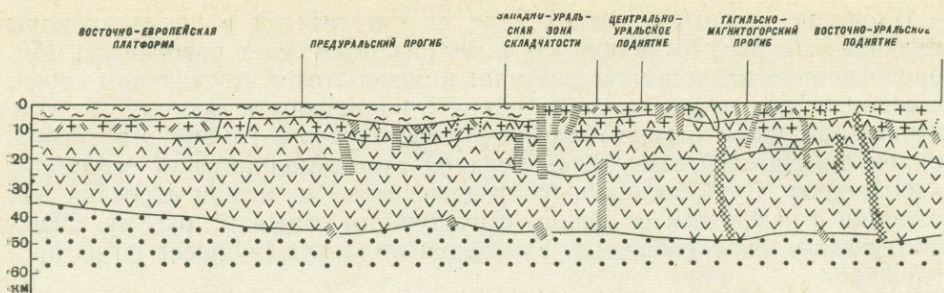


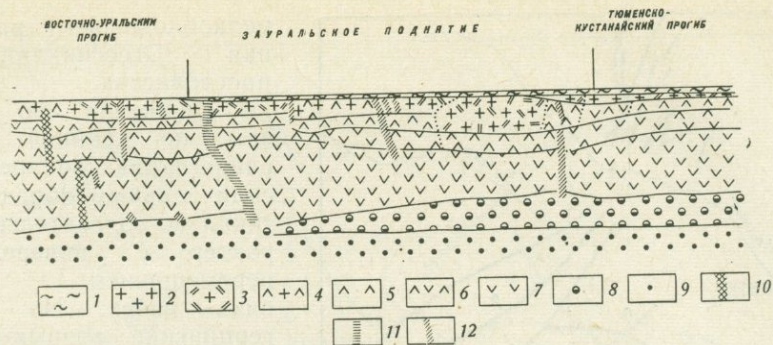
Рис. 46. Схема строения земной коры Урала по Свердлов

1 — осадочный комплекс Предуральского прогиба Восточно-Европейской платформы; 2 — эффузивно-осадочные и метаморфические породы; 3 — гнейсы, 4 — граниты; 5 — габбро; 6 — пироксениты; 7 — эклогиты, перидотиты; 8 — жадениты; 9 — нарушения по сей

тов (Пейве и др., 1971), которые образуют разнообразные серпентинитовые меланжи и протрузии в ядрах куполовидных складок, а также более крупные залежи в ядрах лежащих антиклиналей. Предполагается, что формирование аллохтонных гипербазитовых тел обусловлено надвиганием эвгеосинклинальных комплексов восточного склона Урала на запад, в пределы Уральской миогеосинклинали. Одним из таких шарьяжированных комплексов считается Сакмарская зона Южного Урала. Она состоит из трех тектонических пластин, сложенных вулканогенно-осадочными толщами ордовика, силура и девона, надвинутых на миогеосинклиналь (фамен — турне) в середине карбона.

Южно-Тяньшаньская подсистема охватывает разломы Кураминского, Чаткальского, Туркестанского, Алайского, Гиссарского и некоторых других хребтов. В Кураминско-Чаткальских горах выделено пять групп разломов (Юдин, 1970): 1) региональные разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простираний, представляющие собой краевые глубинные разломы с ярусным строением; 2) разломы северо-восточного простирания, выраженные тектоническими швами или зонами раздробленных и гидротермально измененных пород; 3) кольцевые разломы, обрамляющие пермские вулканотектонические депрессии и характеризующиеся сложным строением, относительно большой глубиной и конседиментационным развитием; 4) зоны трещинных структур растяжения, заполненные молодыми дайками различного состава; 5) альпийские надвиги.

Глубинные разломы северо-западного и северо-восточного направлений сочленяются или пересекаются под острыми углами, биссектрисы которых ориентированы субширотно, соответственно общему простиранию системы в данном месте (рис. 48). Кумбельская зона, состоящая из трех разломов северо-западного направления, имеет длину 140 км и ширину 10—20 км и прослеживается под мезозой-кайнозойским покровом Ферганы еще на 100 км. Сместители разломов крутые, сходятся и расходятся под острыми углами и расчленяют зону на крупные и мелкие, клиновидные в плане блоки с небольшими углами падения пород. Вдоль разломов протягиваются полосы эффузивных пород верхнего палеозоя и небольшие изометричные тела гранитоидов. В то же время некоторые из разломов рассекают магматические образования, смещая их в горизонтальной плоскости по ходу часовой стрелки на 15—20 км. Интересно, что суммарная амплитуда сдвигового смещения по Кумбельской зоне вверх по разрезу уменьшается и в отложениях мезозой-кайнозоя здесь отмечаются только сбросовые подвижки амплитудой свыше 1 км (Суворов, 1968).



скому пересечению (Глубинное строение Урала, 1968)

формы и мезозой-кайнозойские осадки Зауралья; 2 — осадочные породы, граниты, серпентиниты, эффузивы основного состава; 5 — габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты; 10 — глубинные разломы I типа; 11 — глубинные разломы II типа; 12 — зоны тектонических смических данным

По мере приближения к Таласо-Ферганскому глубинному сдвигу северо-восточные разломы Кураминско-Чаткальского района дугообразно изгибаются к северу и с юго-восточным простиранием вливаются в его зону. При этом они трансформируются в серию многочисленных взбросов и надвиго-поддвигов, которые рассматриваются как поверхности затухания Таласо-Ферганского сдвига.

В Туркестано-Гиссарских горах разломы простираются в основном субширотно и местами под острыми углами перекрещиваются. Наиболее крупные из них — Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский и Южно-Гиссарский известны по работам Д. П. Резвого, Г. С. Поршнякова, М. М. Кухтикова и других исследователей. Разломы служат границами структурно-фациальных зон, контролируют палеозойский эффузивный и интрузивный магматизм (в том числе гипербазитовые тела); они же определяли положение палеогеографических контуров в палеозое, мезозое и кайнозое.

Расстояние между смежными разломами в Гиссарском и Алайском хребтах по М. М. Кухтикову (1969), колеблется от 15 до 30 км. Наряду с этим им отмечаются еще межзональные длительно развивавшиеся разломы, расчленившие весь район на множество блоков, ширина которых идентична мощности нарушенных толщ. На этом основании сделан вывод, что складкообразование здесь развивалось на фоне первичного

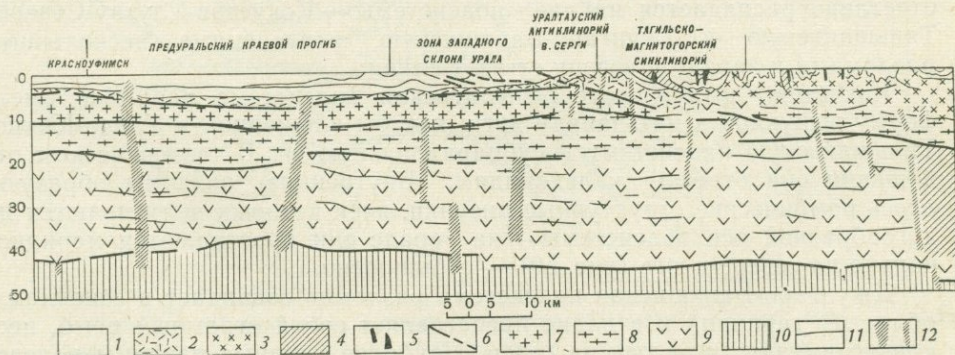


Рис. 47. Схематический геолого-геофизический профильный разрез в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. По Р. А. Гафарову, 1970

1 — пермь, карбон, девон и силур, средний и нижний ордовик, нижний палеозой; 2 — верхний докембрий объединенный, верхний докембрий (рифей) нерасчлененный; 3 — палеозойские комплексы гранитов; 4 — габбро и диориты; 5 — ультрабазиты; 6 — разломы (по геологическим данным); 7 — архейские и нижнепротерозойские комплексы фундамента; 8 — переходный (гранулитовый) слой; 9 — базальтовый слой; 10 — верхняя мантия; 11 — промежуточные сейсмические границы; 12 — участки нарушенного залегания сейсмических границ (зоны предполагаемых разломов земной коры)

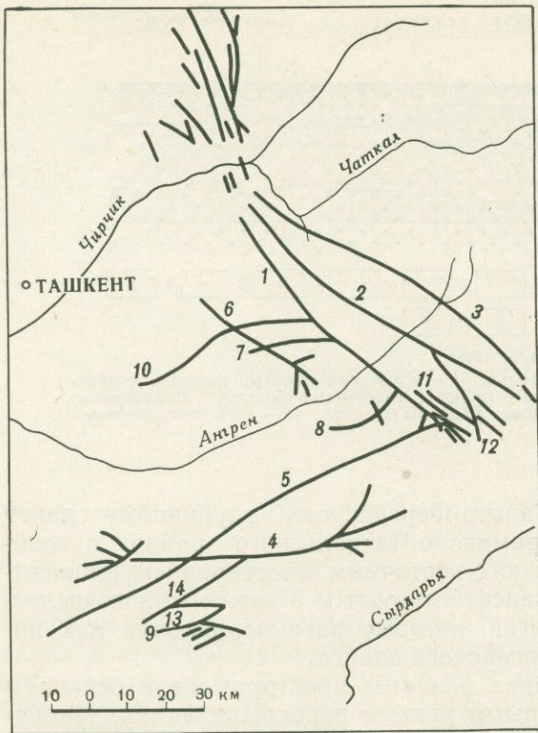


Рис. 48. Важнейшие варисские разломы юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. По В. А. Невскому, 1959 г. 1 — Кумбельский, 2 — Кенкольский, 3 — Арашанский, 4 — Баштаувакский, 5 — Железный, 6 — Куакольский, 7 — Чилтенский, 8 — Наугарзанский, 9 — Кызылалмалысайский, 10 — Чайлисайский, 11 — Джулайсайский, 12 — Чадакский, 13 — Бирюзовый, 14 — Тарызканский

кровно-надвиговых структур с глубинными сбросами в Южном Тянь-Шане (как и на Урале) пока не выяснены.

Казахско-Северо-Тяньшаньская система охватывает крупную изометричную глыбу размером  $1000 \times 1500$  км, на юге и западе ограниченную разломами Главным Тяньшаньским, Главным Каратауским, Западно-Улутавским и Чингизским (рис. 49), а на севере погружающуюся под платформенный чехол Западно-Сибирской плиты. Система отчетливо распадается на две подсистемы — Кокчетав-Улутав-Северо-Тяньшаньскую и Джунгаро-Балхашскую, разделенные несколькими разломами к западу и северу от оз. Балхаш.

Кокчетав-Улутав-Северо-Тяньшаньская подсистема разломов имеет форму выпуклой к юго-западу дуги, как бы вложенной в Урало-Южно-Тяньшаньскую надсистему и субпараллельную ей. В тектоническом отношении она отвечает каледонидам. Внутренние разломы образуют здесь ромбические структурные рисунки, ячеи которых вытягиваются по дугообразной оси подсистемы — на западе они простираются меридионально на севере и юге (рис. 50) — субширотно.

Джунгаро-Балхашская подсистема разломов совпадает в основном с областью герцинид и в плане представляет собой огромный ромб, несколько вытянутый с юга на север. Наиболее крупные разломы подсистемы Спасский, Успенский, Чингизский, Джунгарский, Актасский и др. Все они следуют конфигурации этого ромба, но во внутренних частях перекрещиваются под острыми углами, направленными с запада на восток.

Геофизиками в пределах Казахско-Северо-Тяньшаньской системы выделяется четыре группы разломов (Геотектоническое районирование...

мелкоблокового расчленения геосинклинального пространства.

Движения по разломам, по крайней мере, в раннегерцинское время, носили главным образом вертикально-колебательный характер с попеременным перемещением блоков вниз — вверх. Но среднегерцинские разрывы относятся уже к группе взбросов, надвигов или тектонических покровов очень сложного строения. В южном обрамлении Ферганской впадины, например, известен аллохтон, состоящий из трех шарьяжей — нижнего (Абшир), среднего (Талдык) и верхнего (Шанкол). Аллохтон был сформирован в конце среднего карбона, а в конце палеозоя тектонические пластины были смяты вместе с автохтоном в разнообразные складки (Буртман, Клишевич, 1971).

Пространственные и генетические отношения по-



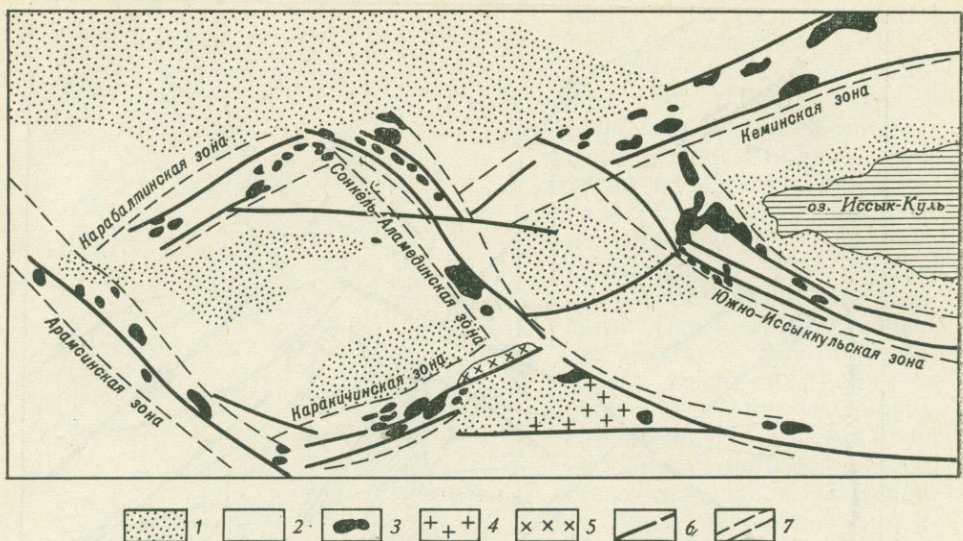


Рис. 50. Схема пространственного размещения герцинских интрузий в центральной части Северного Тянь-Шаня. По К. Д. Помазкову, 1958

1 — межгорные впадины, выполненные палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями; 2 — области распространения пород палеозоя и допалеозоя; 3 — штоки и массивы герцинских интрузий; 4 — сонкельский гранодиоритовый массив (герцинский); 5 — гнейсовидные диориты массива Сонкельтау (протерозойские); 6 — главные разрывные нарушения; 7 — границы зон распространения герцинских интрузий

1969): 1) отразившиеся на поверхности Мохоровичича в виде ступеней; 2) не достигшие поверхности Мохоровичича; 3) проявленные на поверхности базальтового слоя; 4) нарушающие гранитный и диоритовый слои.

Разломы первой группы простираются преимущественно в северо-восточном направлении, реже меридионально или с юго-востока на северо-запад. Длина их 500—1000 км, амплитуда смещений по вертикали не превышает 5—7 км. Наиболее характерный пример — Центрально-Казахстанский разлом. Разломы второй группы обладают интересной особенностью — они всюду совпадают с поясами ультраосновных пород. Таковы, например, разломы Улутау, Джалаир-Найманский, Майкаин-Экибастузский и др.; они, по-видимому, сейчас оторваны от своих глубинных корней. Преобладающее простирание разломов северо-восточное и меридиональное. Разломы третьей группы простираются в основном субмеридионально (район Атасу). Одни из них совмещены с нарушениями мантии, другие — с нарушениями гранитного слоя, третьи проявились только в базальтовом слое; они расчленяют поверхность базальта на различно ориентированные, относительно приподнятые и опущенные блоки. Разломы четвертой группы наиболее многочисленны и выходят большей частью на дневную поверхность. Они простираются в самых различных направлениях и имеют глубину до 20 км. Падение их сместителей более  $45^\circ$ . Максимальные амплитуды смещений 3—5 км.

По представлениям автора (Суворов, 1968), строение глубинных разломов Казахско-Северо-Тяньшаньской системы во многом зависит от их положения в пространстве и в первую очередь от ориентировки относительно стран света. Основными здесь следует считать четыре направления разломов — северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное.

Наиболее широко распространены разломы, простирающиеся с юго-востока на северо-запад. Они известны и в каледонидах, и в герцинидах

и морфологически определяются в качестве сдвигов (чаще всего правых).

Разломы северо-восточного направления встречаются менее часто. Одни из этих разломов представляют собой левые сдвиги (Байдаулет-Карасорский, Актюзский), другие же (например, Успенский), под тупым углом сопряженные с правыми сдвигами северо-западного простирания, считаются правыми сдвигами; они сопровождаются значительными надвиговыми смещениями.

Морфология субширотных разломов определяется их принадлежностью к тем или иным тектоническим структурам. Разломы между геосинклинальными областями разного возраста (Главный Тянь-Шаньский) выражены чаще всего крупными, дугообразными или криволинейными надвигами. Прямолинейные разломы устойчивых геоантиклинальных поднятий (Северный Тянь-Шань) представляют собой прямые и обратные сбросы. Наконец, субширотные разломы, находящиеся внутри глыб, ограниченных сдвигами северо-западного простирания, или позади крупных надвигов, обладают признаками либо сбросов, либо раздвигов.

Также изменчива морфология субмеридиональных разломов. На геоантиклинальных поднятиях (Улутау) они отмечаются как типичные сбросы и взбросы, в тылу сопряженных динамопар — как обширные раздвиги (Токрауский), в промежутках региональных сдвигов северо-западного простирания, — как сбросо-взбросы (Центрально-Казахстанский).

Крупные глубинные сдвиги с амплитудой горизонтального смещения во многие десятки километров обычно представляют собой вертикальные или почти вертикальные швы, прямолинейно вытянутые на сотни километров. В одних случаях это непрерывные, длинные и очень узкие полосы дробления и милонитизации по границе всевозможных, больших и малых, структурных элементов (рис. 51), в других — единый протяженный сместитель отсутствует и вместо него мы видим серию прерывистых трещин и полос брекчированных пород, расположенных относительно друг друга кулисообразно или под острыми углами. На поверхностях сместителей обычны горизонтальные штрихи и борозды скольжения. Амплитуда смещения в таких случаях не превышает 10—20 км (рис. 52,53).

Структурный рисунок сдвиговых зон в плане довольно однообразен, но весьма характерен. Непосредственно близ сместителей наблюдаются многочисленные остроугольные блоки и клинья разной величины, ограниченные разрывами нескольких порядков и в вертикальном разрезе выраженные в виде горстов, грабенов, моноклиналей, грабен-синклиналей, горст-антиклиналей. Местами, преимущественно в осадочных формациях, широко развиты антиклинальные и синклинальные складки (рис. 54), обычно имеющие неполную форму (одно окончание). Длина складок в зависимости от величины разлома колеблется от нескольких до первых десятков километров. Одни из них крутые с почти вертикальными шарнирами, другие более пологие и имеют форму одиночных погружающихся антиклинальных и синклинальных изгибов. Оси складок не параллельны сместителям и образуют с ними острые углы, расширяющиеся в обе стороны по простиранию разломов. По мере удаления от сместителей разломов складки погружаются и исчезают. Некоторые из них могут быть рассечены позднейшими сдвигами.

В зонах сдвиговых нарушений широко распространены всевозможные трещины, нередко образующие вдоль сместителей, независимо от состава нарушенных пород, однообразно выдержанные на десятки километров системы (см. рис. 54). Как правило, вдоль каждого из разломов, по которому происходили сдвиговые смещения, выделяются две

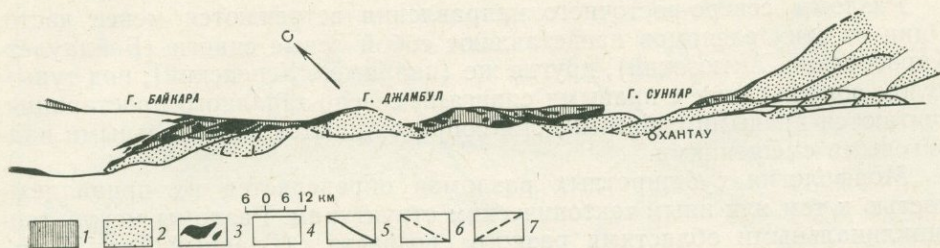


Рис. 51. Схема строения Джалаир-Найманской зоны разломов на участке Байкара—Сункар  
 1 — зеленосланцевая толща; 2 — песчано-сланцевая толща; 3 — доордовикские ультраосновные и основные породы; 4 — отложения ордовика и среднего палеозоя; 5 — глубинные сдвиги; 6 — предполагаемые разломы; 7 — сбросы продольного растяжения

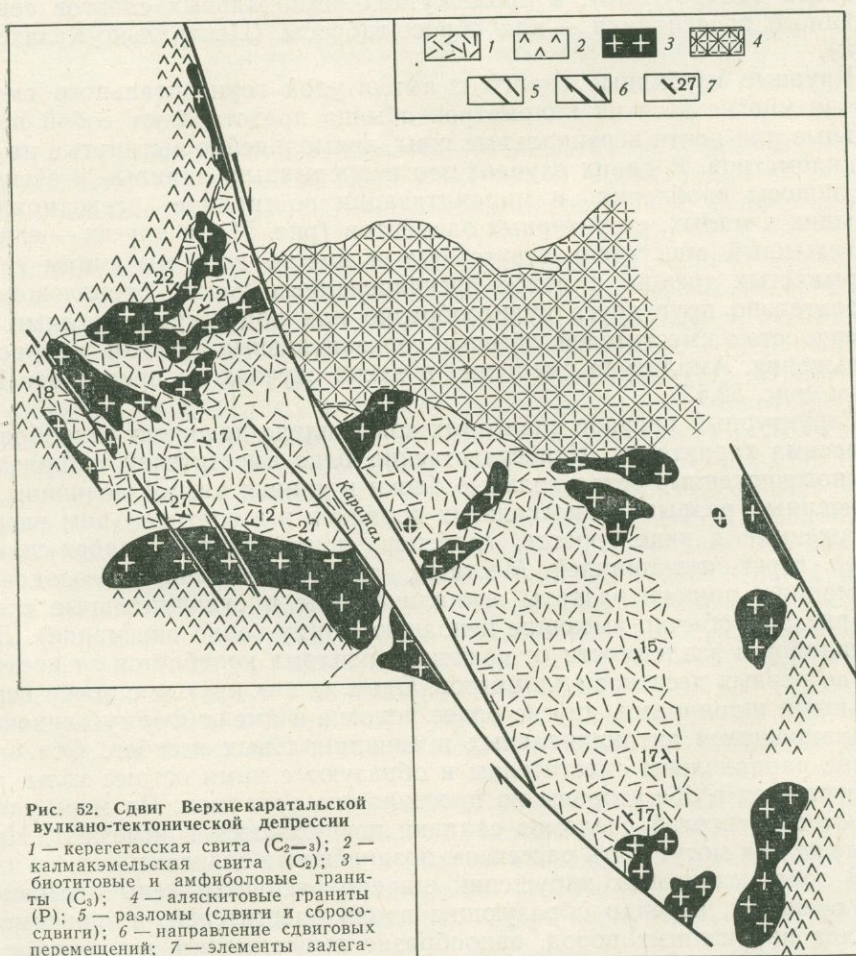


Рис. 52. Сдвиг Верхнекаратальской вулканотектонической депрессии  
 1 — кергетасская свита ( $C_2-3$ ); 2 — калмакземельская свита ( $C_2$ ); 3 — биотитовые и амфиболовые граниты ( $C_3$ ); 4 — аляситовые граниты (P); 5 — разломы (сдвиги и сбросо-сдвиги); 6 — направление сдвиговых перемещений; 7 — элементы залегающих

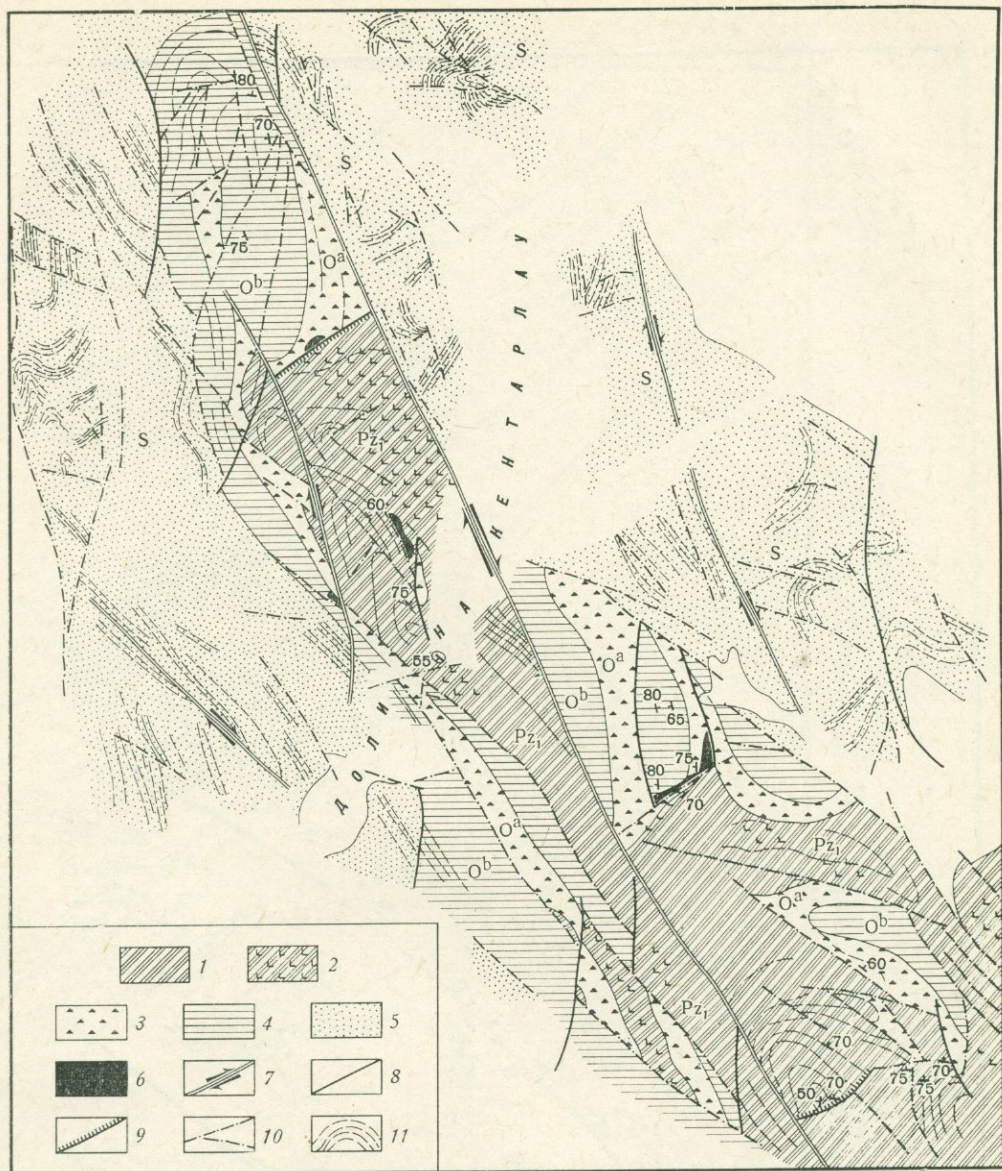


Рис. 53. Схема строения юго-восточной части Актасской зоны разломов

1 — кремнистые породы ( $Pz_1$ ); 2 — кремнисто-диабазовые породы ( $Pz_2$ ); 3 — эффузивы среднего, кислого состава ( $O^a$ ); 4 — песчано-карбонатные породы ( $O^b$ ); 5 — флишииды (S); 6 — малые интрузии среднего и кислого состава ( $Pz_3$ ); 7 — сдвиги; 8 — сбросы и сбросо-сдвиги; 9 — предполагаемые надвиги; 10 — разломы без подразделений; 11 — простирание пластов

системы трещин скалывания и одна система трещин отрыва, ориентированных соответственно деформации горных пород в условиях действия горизонтальной пары сил. Здесь же встречаются многочисленные дайки изверженных пород среднего, кислого и основного состава, заполнивших наиболее крупные трещины отрыва. Нередки также небольшие удлиненные массивы гранитов, порфиров, диоритов и т. п., расположенные под острыми углами к сместителям разломов. В целом, структуры сдвиговых зон имеют рисунок либо перисто-веерообразный, либо перисто-дугообразный.

Очень своеобразно расположение литофациальных и структурно-фациальных комплексов около сдвиговых нарушений. В виде прогибов и

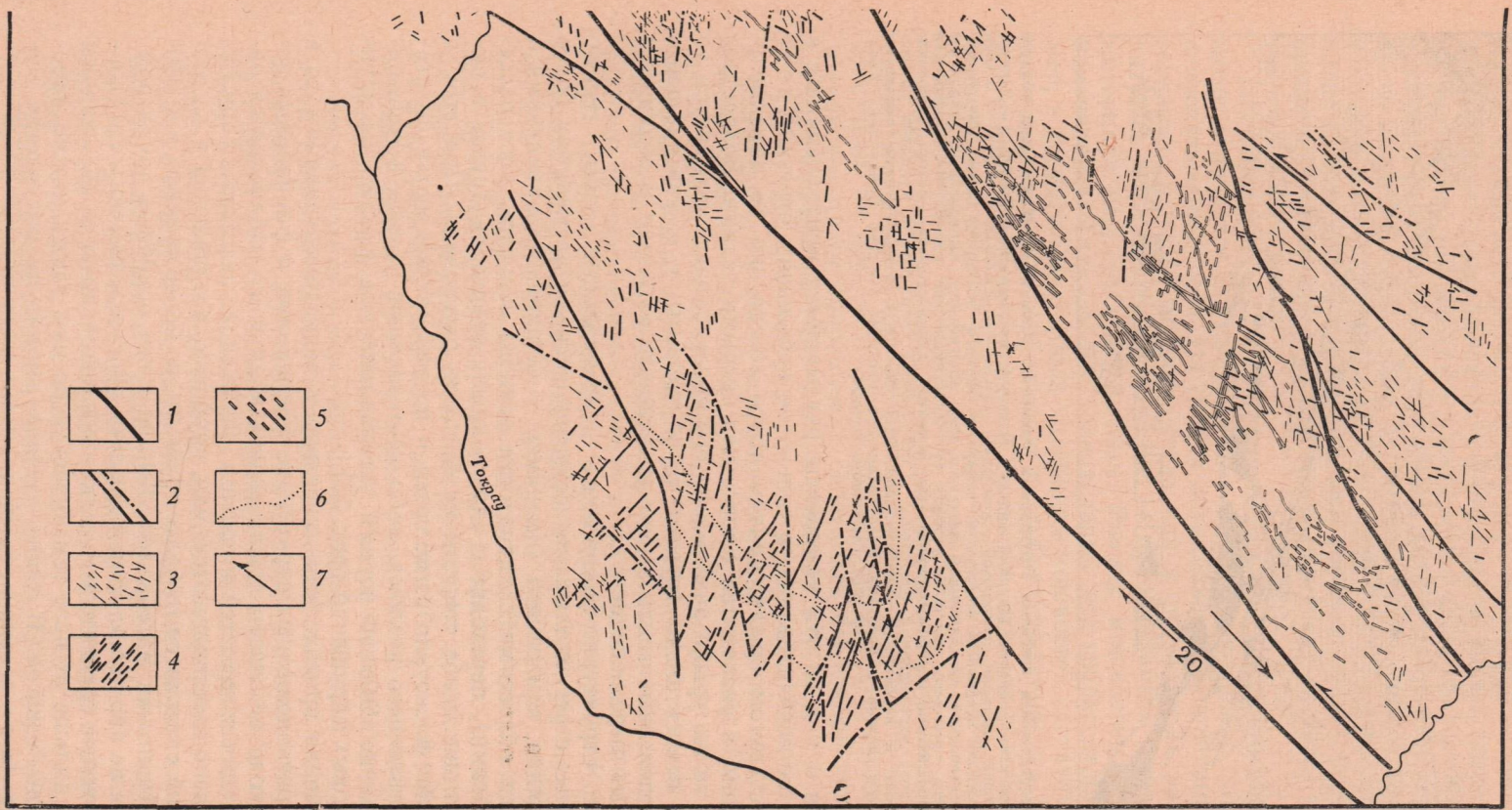


Рис. 54. Расположение трещин в центральной части Актасской зоны разломов  
 1 — сдвиги и сбросо-сдвиги; 2 — мелкие разломы разного типа, в основном сбросо-сдвиги; 3 — трещины скальвания; 4 — трещины отрыва; 5 — дайки изверженных пород; 6 — контуры складок; 7 — направление сдвиговых смещений

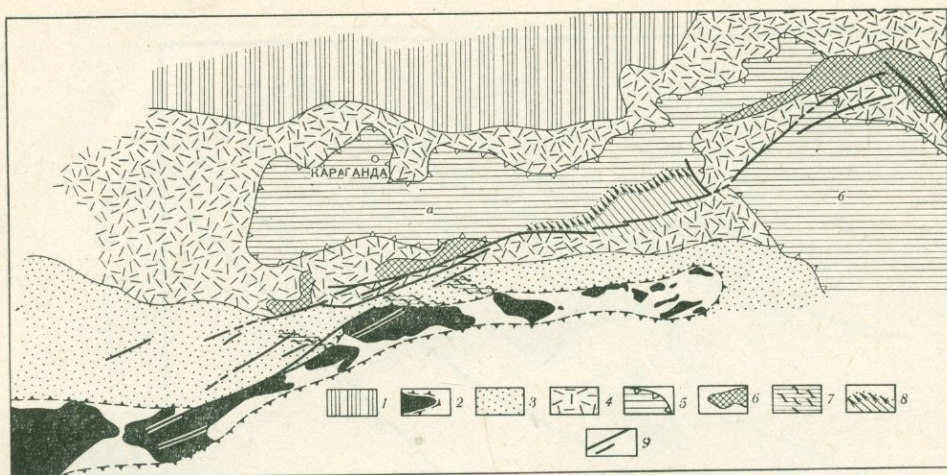


Рис. 55. Схема расположения основных структурных элементов Спасско-Карагандинской области 1 — область каледонского поднятия (верхний ордовик и силур, местами протерозой); 2 — Тектур-масский антиклинорий (верхний протерозой — кембрий), черное — обнаженные участки; 3 — зона прогибания, заполненная осадочным комплексом силура и нижнего — среднего девона (Нурийский синклиний); 4 — девонский вулканический пояс; 5 — зоны прогибания, выполненные осадочным комплексом среднего — верхнего девона и карбона (а — Карагандинский прогиб, б — Карасовская впадина); 6 — приразломные чешуйчато-складчатые поднятия вулканогенных пород ордовика; 7 — приразломная зона растяжения и проседания с небольшими наложенными мульдами среднего — верхнего девона и карбона; 8 — приразломная зона сжатия с тектоническими покровами вулканогенных пород девона в пределах Карагандинского прогиба; 9 — зона Байдаулет — Карасовского глубинного разлома

поднятий, зон и подзон эти комплексы оказываются приуроченными к разломам не по всей их длине, а только по небольшим отрезкам то на одном, то на другом крыле, причем почти всегда они не параллельны сместителям, а расходятся с ними под острыми углами. Вследствие этого одно и то же крыло разлома по его простиранию оказывается то приподнятым относительно другого, то опущенным, т. е. вертикальные подвижки в сдвиговых зонах имеют шарнирный характер и подчинены горизонтальным перемещениям.

Некоторые структурно-фациальные и фациальные зоны, генетически связанные с региональными геотектоническими элементами более высокого порядка, чем сдвиги (например, с обширными поднятиями и прогибами или областями складчатости разного возраста, косо рассеянными сдвигами), переходят с одного крыла сдвига на другое и вытягиваются от них в обе стороны на большие расстояния. При этом в плане они либо флексурно изгибаются и пережимаются вдоль сместителя соответствующего разлома, либо претерпевают разрыв и горизонтальное смещение. Обычно по ним устанавливаются амплитуды крупнейших сдвиговых нарушений (рис. 55).

Если смещения происходили длительно и конседиментационно, то в диагонально расположенных структурно-фациальных и фациальных зонах при переходе от одного крыла сдвига к другому наблюдаются заметные изменения мощностей и состава отложений: некоторые горизонты скачкообразно выклиниваются, или, наоборот, раздуваются и по составу отложений становятся то более грубыми, то более тонкими или обогащаются эффузивным материалом. Вместе с тем подобные приразломные изменения не нарушают общей картины пространственного положения фаций, которые сравнительно легко прослеживаются по обе стороны разлома, чем дальше от него тем лучше, и по ним также можно измерять амплитуды сдвигов. В таких случаях амплитуда получается тем больше, чем по более древним отложениям она измерена.

В конседиментационных сдвиговых зонах часто отмечаются узкие грабенообразные или шелевидные впадины, возникшие в связи с мест-

ными растяжениями. Они иногда перекрывают сместитель на больших расстояниях и перистый структурный рисунок последнего проступает тогда в сглаженной форме, через покров отложений впадины.

В крыльях конседиментационного сдвига также развивается система оперяющих его впадин. Участки максимального прогибания в таких впадинах, отмеченные увеличенными мощностями отложений того или иного возраста, с переходом от древних толщ к более молодым не остаются в одних границах, но закономерно мигрируют вдоль сдвига в полном соответствии с направлением горизонтальных перемещений его крыльев, а литологические горизонты переходят на более высокие стратиграфические уровни.

Оперяющие сдвиг складки волочения при конседиментационном развитии становятся асимметричными и в них возможно так называемое «перекатывание» осей. На сводах антиклиналей отложения более грубозернистые и менее мощные, тогда как в синклиналиях разрез характеризуется увеличенной мощностью и преобладанием тонкообломочного материала над грубообломочным. Размах мощностных и фациальных изменений в складках тем значительнее, чем грубее отложения, например, в терригенных толщах колебания мощностей составляют несколько сот процентов, а в карбонатных и карбонатно-глинистых они находятся в пределах десятков процентов. Очевидно, складки волочения росли тем быстрее, чем сильнее размывались окружающие поднятия и чем больше были амплитуда горизонтальных подвижек.

Структурные рисунки сдвиговых зон при длительных перемещениях видоизменяются. В них появляются новые простирания, отличающиеся от старых на несколько градусов. Оперяющие структуры со временем в зависимости от направления сдвига как бы поворачиваются в плане по ходу или против хода часовой стрелки.

Таким образом, при наличии соответствующих данных структурного и фациального анализа возрастные рамки любого из сдвиговых нарушений сравнительно легко могут быть определены. О времени проявления сдвига можно, наконец, судить по возрасту косо внедрившихся около него малых интрузий, а петрографический состав последних — граниты это или гипербазиты — может быть, по-видимому, указателем глубины проникновения сдвига в земную кору и верхнюю мантию.

По глубине проникновения в земную кору сдвиги Казахско-Северо-Тяньшаньской системы подразделяются на три группы. Первая группа — гипоглубинные сдвиги, с которыми генетически связаны ультраосновные и основные изверженные породы. Эти нарушения выражены в виде прямолинейных зон, вытянутых вдоль одного главного сместителя на многие сотни километров. Они проникают до основания земной коры и в ряде случаев, если в них много гипербазитов, вероятно, уходят в верхнюю мантию. Горизонтальные смещения по ним составляют многие десятки километров (Чингизский, Таласо-Ферганский и др.).

Вторая группа — мезоглубинные сдвиги. Каждый из них состоит из серии прерывистых сместителей и в виде полосы шириной до 20 км вытягивается на 300—400 км. Сместители расположены относительно друг друга кулисо- и веерообразно, расчленяя толщи горных пород в плане и разрезе на множество клиньев и остроугольных блоков. С разломами этого типа генетически связаны вулканические аппараты и небольшие изометричные по форме и преимущественно кислые по составу интрузии; по-видимому, разломы не проникают ниже границы Конрада. Амплитуда сдвиговых смещений измеряется 15—20 км, изредка больше, причем значительная роль принадлежит также вертикальным (сбро-совым) подвижкам (Актаская зона).

Третья группа — эпиглубинные сдвиги. Они нарушают самые верхние части земной коры, лишь иногда проникая до «гранитного» слоя.

Морфологически эпиглубинные сдвиги довольно расплывчаты и выражены обычно косым торцовым сочленением структур двух разных направлений, перекрытым широкими (до 50 км) и глубокими прогибами или цепочками впадин; здесь же широко развиты грабен-синклинали и горст-антиклинали. Крупные горизонтальные перемещения в таких зонах отсутствуют, но перистый (сдвиговый) структурный рисунок их довольно отчетлив. Магматизм, ослабленный по составу, преимущественно кислый, связанный с редкими вертикальными трещинами (Каиндинская зона).

Надвиговые зоны в отличие от сдвигов морфологически построены по-другому и признаки их активности в историческом прошлом совсем иные. Длина надвигов 250—500 км, ширина 20—30 км, амплитуда смещения вкрест простирания достигает десятков (до 100) километров. Сместители наклонены некруто, а в ряде мест залегают очень полого и даже горизонтально (рис. 56). Вследствие этого в плане они имеют вид кривых или дугообразных линий, выпуклых в сторону смещения масс пород. Нередко наблюдается перекрытие одних сместителей другими, что придает структурному рисунку надвиговых зон петельчатый или чешуйчато-линзовидный облик. Некоторые надвиги сопряжены со сдвигами и вместе с ними образуют динамопары (рис. 57).

Пликативные дислокации надвиговых зон очень сложны. Здесь развиты асимметричные, крутые и сильно сжатые антиклинали и синклинали нескольких порядков, опрокинутые в сторону надвигания; местами пласты перевернуты, слагая лежачие складки. Складки сопровождаются большим числом продольных надвигов и взбросов 2-го и 3-го порядков. От этого каждая зона в вертикальном разрезе выглядит как система наклоненных и деформированных чешуй-пластин. Участками в них встречаются покровные образования, иногда в несколько ярусов, также смятые в сравнительно пологие складки. Остатки покровов сохранились в виде синклинальных структур, в которых под древними слоями залегают более молодые. В таких участках широко развиты «ныряющие» надвиги.

В результате преобладающего сжатия отложения надвиговых зон сильно рассланцованы и претерпели динамометаморфизм с явлениями перекристаллизации, образованием новых минералов и их вторичной ориентировки. Известняки превращены в мрамор, эффузивы и туфы — в порфириды и порфиритоиды. Полосы динамометаморфизованных пород вытягиваются вдоль надвиговых поверхностей. Однако они характерны не для всех надвигов, а только для наиболее крутых и крупных из них. В пологих же, где толщи лишь скользили друг по другу, не испытывая бокового сжатия, метаморфизм слабый и может совсем отсутствовать.

Поверхности рассланцевания надвиговых зон соответственно смещению по горизонтали однообразно наклонены в одну сторону и местами сгофрированы. Они испещрены строго ориентированными царапинами и бороздками, свидетельствующими о повсеместном, массовом скольжении пластин относительно друг друга. Исследования динамосланцев под микроскопом обнаружили признаки межзерновых течений в толщах пород, слагающих надвиговые зоны.

Характернейшая особенность региональных надвиговых структур — скученность и сближение в них фациальных зон разного происхождения, по которым можно судить об истинном размере горизонтальных перемещений. В наименее нарушенных участках между областями устойчивых поднятия и прогибания, где пролегли надвиги, фациальные зоны на большой площади закономерно и в строго определенном порядке сменяют одна другую. В нарушенных же участках они в результате тектонических перекрытий то уменьшаются по ширине и постепен-

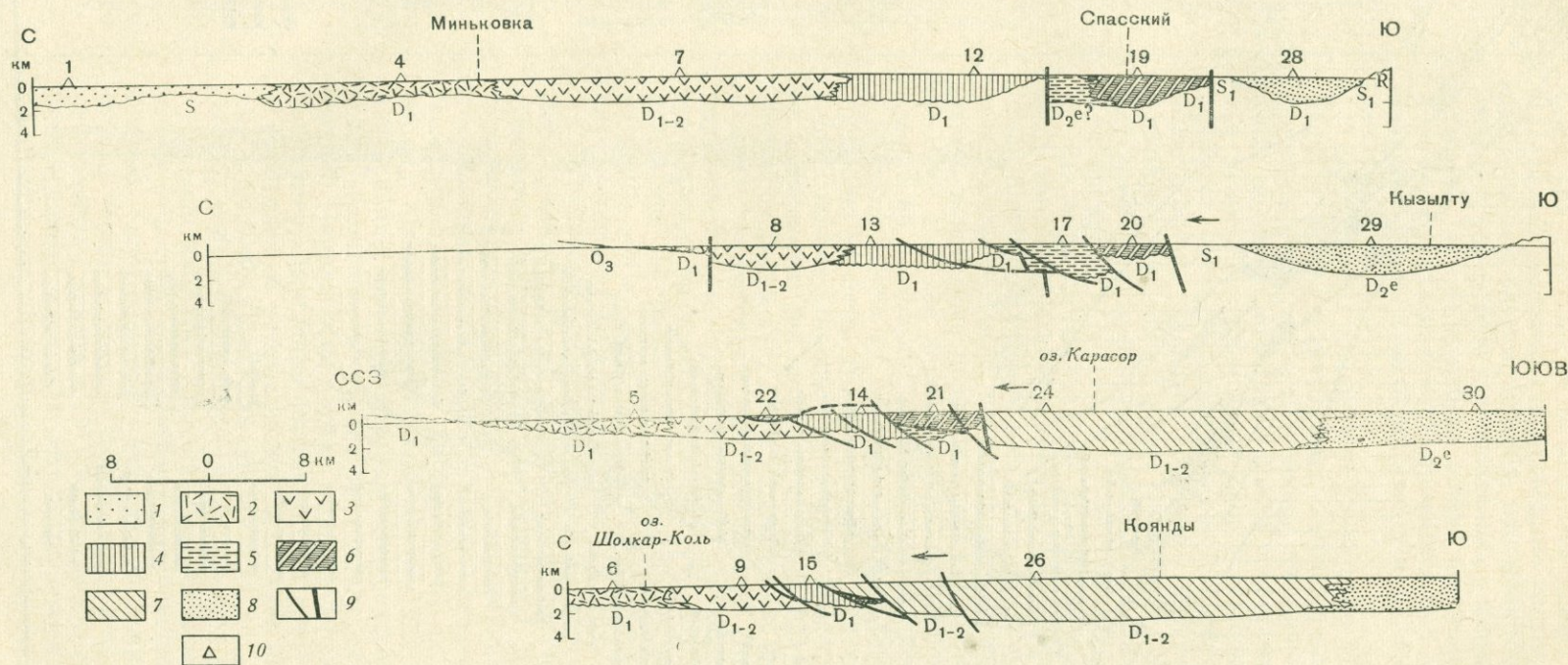


Рис. 56. Соотношение живецко-франских фациальных зон в разрезах через область Сласско-Карагандинского сближения  
 Зоны: 1 — Караултюбинская, 2 — Темиртауская, 3 — Теректинская, 4 — Жалаирская, 5 — Актасская, 6 — Западно-Саумалкольская, 7 — Карасорская, 8 — Каркаралинская, 9 — разломы сдвига-надвигового типа; 10 — местоположение опорных разрезов

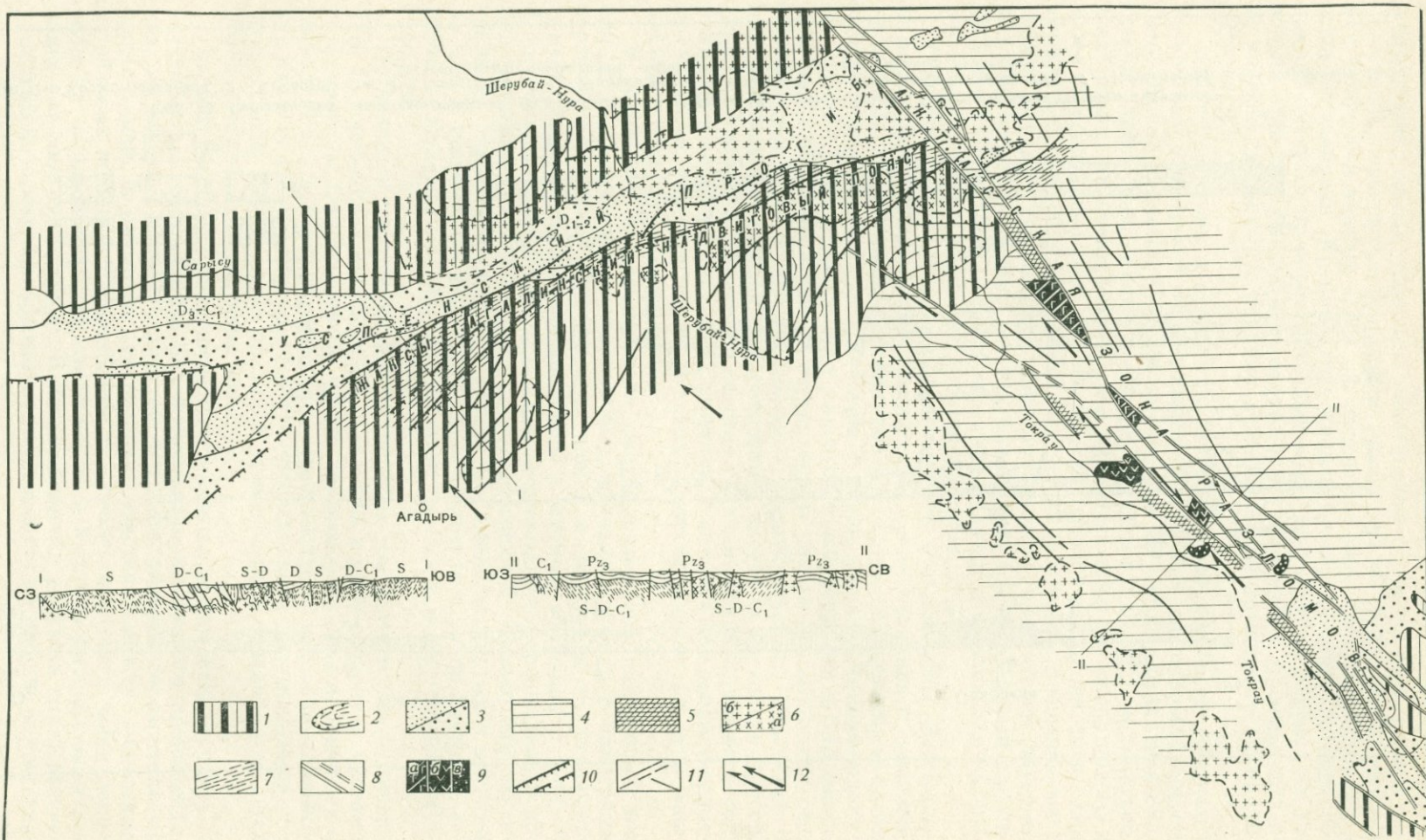


Рис. 57. Схема тектонического строения Успенско-Актасской динамопары разломов

1 — зона поднятй с преимущественным развитием отложениями слюда, на северо-западе — нижнего палеозоя и рифей; 2 — контуры наложенных мульд-заполненных отложениями девона и карбона; 3 — зоны прогибов, заполненных отложениями верхнего девона — нижнего карбона и нижнего — среднего девона D<sub>3</sub>-D<sub>1</sub> и D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>; 4 — область распространения вулканогенных толщ верхнего палеозоя; 5 — грабень Актасской сбросо-сдвиговой зоны; 6 — посяга герцинских гранитоидов; а — ранних, б — поздних; 7 — зона динамометаморфизма в породах слюдур — девона и нижнего — среднего девона Жакытагадинского надвигового пояса; 8 — региональные сдвиги и сбросо-сдвиги; 9 — смещения по сдвигам пачки вулканогенных пород верхнего палеозоя; а — основного состава, б — среднего состава, в — туфопесчаники; 10 — разломы Жакытагадинского надвигового пояса; 11 — подразделенные разломы; 12 — направленные сдвигов и надвигов. I—I, II—II — разрезы

но выклиниваются по простиранию, то совсем исчезают с дневной поверхности, то меняются между собой местами, так что наиболее глубоководные из них, отвечающие центральным частям прогиба, оказываются в непосредственной близости к континентальным фациям и области размыва. При этом иногда можно проследить, как одна и та же фациальная зона скрывается под дугообразным надвигом и затем выходит из-под него через некоторое расстояние.

В глубинных надвиговых зонах типа Успенской размещены пояса гранитоидных интрузий или локальные лентовидные интрузии. Глубинное сейсмическое зондирование показало, что таким зонам свойственна увеличенная мощность «гранитного» слоя в их основании. Очевидно, гранитоидные тела залегают согласно с надвиговыми зонами, сравнительно полого погружаясь вместе с ними в глубь земной коры. Некоторые зоны, например Тектурмасская, заключают небольшие тела гипербазитов и габброидов.

Надвиговым смещениям сплошь и рядом сопутствуют сингенетические изменения в расположении и составе ближайших фациальных зон, по которым удается устанавливать или с достаточным основанием предполагать возрастные пределы подвижек. Если, например, на одну и ту же карту нанести фациальные границы отложений нескольких разновозрастных толщ автохтона и аллохтона (как это сделано нами для Спасской зоны), то можно увидеть, что положение и ориентировка этих границ по обе стороны надвига с возрастом закономерно изменяются; они либо несколько поворачиваются против часовой стрелки, либо отодвигаются соответственно надвигу. Автохтонные же фациальные зоны по мере приближения к дугообразным надвигам постепенно суживаются, причем тем больше, чем моложе изучаемые отложения. По-видимому, все подобные изменения фациальных зон в плане связаны с длительным давлением, обусловившим вообще надвижение.

В разрезах вкрест простирания надвиговых и соседних с ними структур Карагандинского прогиба отчетливо замечается миграция зон наибольшего прогибания в сторону надвигания. Впадины, заполненные древними отложениями, оказываются в тылах надвигов, тогда как более молодые впадины приходятся на их фронтальные части и прилежащий автохтон. Амплитуда «перекачывания» впадин, как и амплитуда непосредственных надвиговых смещений, достигает нескольких десятков километров. Параллельно этому маркирующие горизонты (например, базальные конгломераты свит) от тыловых к фронтальным частям надвигов и далее вкрест простирания постепенно поднимаются вверх по разрезу и занимают в нем положение с наклоном под надвиг.

Среди надвигов Казахско-Северо-Таньшаньской системы отчетливо выделяются гипоглубинные и мезоглубинные. Гипоглубинные надвиги, как например, субширотные участки Тектурмасской зоны (см. рис. 55), по наблюдениям автора в 1971 г., выражены серией чешуй, направленных в сторону Карагандинского прогиба. Чешуи сложены нижнепалеозойскими кремнисто-диабазо-

выми породами и залегают на меланжированном гипербазитовом субстрате. Они погружаются под Успенскую надвиговую зону и достигают, по-видимому, кровли верхней мантии, что предполагал еще Д. Н. Казанди.

Типичным примером мезоглубинных надвигов является Успенская зона (см. рис. 57). В ее строении принимает участие семейство довольно крутых надвиговых и взбросовых дислокаций, которые ограничивают полосы раздавленных и динамометаморфизованных пород, имеющих очень сложное складчато-чешуйчатое строение. Ширина надвиговой зоны первые десятки километров. Пространственно с ней совпадают пояса кислых интрузий, а на ее глубинном продолжении геофизическими исследованиями обнаруживаются увеличенные мощности гранитного слоя.

Величина горизонтальных перемещений в мезоглубинных надвиговых зонах не превышает первых десятков километров, а глубина их ограничивается, вероятно, поверхностью Конрада.

Глубинные сбросы Казахско-Северо-Тяньшаньской системы наделены своим комплексом особенностей. Главная их особенность — это преимущественно вертикальные перемещения крыльев с амплитудой в несколько (не более 10) километров, при полном отсутствии горизонтальных подвижек. Длина разломов 200—500 км, ширина 10 км, иногда до 20 км. Каждый из разломов состоит из нескольких сближенных субпараллельных тектонических поверхностей (прямых и обратных сбросов), в совокупности составляющих зону ступенчатого, горсто- или грабенообразного строения с высотой ступеней до сот метров. Сместители разломов преимущественно вертикальны или круто наклонены в ту и другую сторону и везде сопровождаются катаклазитами и грубыми тектоническими брекчиями или узкими полосами рассланцованных пород. Полосы рассланцевания сбросовых зон отличаются от полос динамометаморфизма, наблюдаемых в надвигах, меньшей шириной и незначительностью вторичных преобразований; они возникают в особых условиях сбросовых движений.

Генетически и пространственно связанная с глубинными сбросами складчатость преимущественно проста и носит глыбовый характер. В блоках между разломами довольно обычны наложенные мульды, горст-антиклинали, грабен-синклинали, флексурные складки, моноклинали, брахискладки, сопряженные с многочисленными мелкими разрывами. Интенсивность складчатости несколько усиливается лишь в более древних отложениях, а также в наиболее глубоких впадинах и близ сместителей сбросов. Оси складчатых и складчато-глыбовых структур в зонах глубинных сбросов в основном параллельны их главным сместителям.

Глубинные сбросы обычно служат границами структурно-фациальных зон, антиклинориев и синклинориев, протяженных впадин и поднятий. В течение долгого времени они контролировали накопление осадков, являясь также и палеогеографическими границами. Одни из сбросов разделяли области устойчивого прогибания и поднятия, существовавшие на протяжении многих периодов. Движение по ним с замедлениями или ускорениями происходило почти непрерывно, а их крылья теперь характеризуются соответственно увеличенной и сокращенной мощностями отложений. Фациальные границы последних в современных срезах чрезвычайно устойчивы и их смещений в горизонтальной плоскости практически почти не наблюдается (иногда лишь в пределах сотни метров). Эти разломы развивались в условиях преобладающего растяжения земной коры.

Другие сбросы служили границами менее устойчивых структурных элементов и отличались переменным знаком движений крыльев вниз — вверх через сравнительно небольшие интервалы времени. Соответствен-

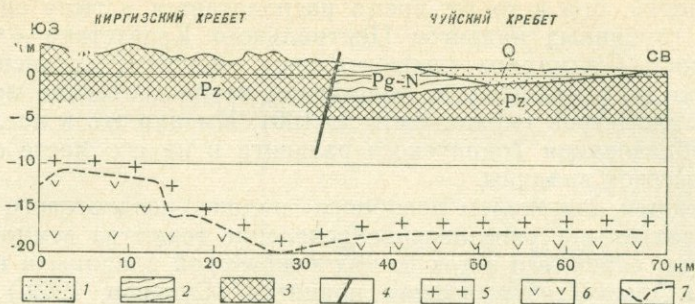


Рис. 58. Глубинный сейсмический разрез в районе г. Фрунзе. По Г. А. Гамбурцеву и др., 1957 г.

Отложения: 1 — четвертичные, 2 — палеоген-неогеновые, 3 — палеозойские; 4 — зона глубинного разлома; 5 — гранитный слой; 6 — базальтовый слой; 7 — раздел между гранитным и базальтовым слоями

но этому в современных срезах некоторые горизонты близ сместителей раздуваются или утоняются, становятся более грубозернистыми или тонкозернистыми то в одном крыле разлома, то в другом, а фациальные границы несколько смещаются в ту и другую сторону. Эти разломы формировались в условиях чередующихся сжатия — растяжения и как раз с ними связаны узкие зоны рассланцевания, о которых говорилось выше. Сжатие наступало, когда крылья выходили на один гипсометрический уровень, растяжение — когда одно из крыльев максимально погружалось.

Многие глубинные сбросы обеих разновидностей контролировали магматизм, выводя к дневной поверхности магматические продукты самого различного состава (см. рис. 50). Вдоль них вытягиваются круто уходящие на глубину гранитные батолиты, штоки и другие тела неправильной формы, а также небольшие линзы основных и ультраосновных пород; с ними же связаны длинные вулканогенные прогибы. По данным глубинного сейсмического зондирования, «базальтовый» слой в областях распространения глубинных сбросов имеет форму обширной двояковыпуклой линзы с резко увеличенной мощностью по сравнению с мощностью гранитного слоя. Соответственно этим данным, большинство сбросов Казахско-Северо-Тяньшаньской системы гипо- и мезоглубинные. Ярким примером первых является Западно-Улутавский разлом, вторых — разлом между Киргизским хребтом и Чуйской впадиной (рис. 58).

Весьма своеобразными разломами Казахско-Северо-Тяньшаньской системы являются разломы Токрауской впадины, которые представлены преимущественно безамплитудными нарушениями или сбросами, чрезвычайно многочисленными в этой структуре. Они, простираясь в нескольких направлениях, разбивают впадину на множество различных по размеру и угловатым по форме глыб. В позднем палеозое с большинством этих разломов была связана интенсивнейшая вулканическая и интрузивная деятельность площадного характера, причем выбросы огромных масс магматического материала из глубин на дневную поверхность явились причиной проседания глыб, в результате которого и была сформирована Токрауская вулканическая впадина. Разломы этой впадины, тесно переплетаясь друг с другом, в совокупности образовали одну сложноголыбовую структуру растяжения, которую мы называем Токрауским раздвигом.

Зона Токрауского раздвига (см. рис. 49) вытянута в север-северо-восточном направлении от западного окончания оз. Балхаш до Каркаралинского района. Длина ее 400 км, ширина от 80—100 до 200 км; зона расширяется к югу. Будучи приурочена к области стыка структур двух

направлений, она в то же время располагается в тылу системы крупнейших глубинных надвигов Центрального Казахстана — Спасского и Успенского. Суммарное горизонтальное смещение среднепалеозойских пород по этим надвигам в герцинском этапе составило несколько десятков километров (может быть до 100). Именно это и послужило причиной образования Токрауского раздвиги и на его месте одноименной вулканической впадины.

Основным двигателем подобного надвиго-раздвигового механизма автор считает массовое перераспределение вещества земной коры в ее глубинных слоях, его отток из-под Токрауской впадины и нагнетание в пределы Атасу-Тектурмасского поднятия (Суворов, 1969<sub>3</sub>).

Алтае-Саянская система разломов занимает территорию между Главным Саянским и Калба-Чингизским глубинными разломами. В юго-восточном направлении она уходит в Монголию, на северо-западе перекрывается платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты. В целом она, по-видимому, отвечает крупной глыбе изометричной конфигурации, сходной и по размерам и по форме с Казахско-Северо-Тяньшаньской глыбой. Система может быть подразделена на две подсистемы — Кузнецко-Катунскую, обнимающую каледонско-герцинскую часть региона, и Телецко-Сархойскую, расположенную внутри каледонид; они разделены серией разломов, проходящих восточнее Кузнецкого прогиба и Уйменско-Лебедского синклиория. Кузнецко-Катунской подсистеме свойственны дугообразные простираения разломов, выгнутых в основном к западу (рис. 59, 60). Разломы Телецко-Сархойской подсистемы прямолинейны и простираются в основном с юго-запада на северо-восток, отходя под прямым углом от разломов Кузнецко-Катунской подсистемы (рис. 61).

Н. С. Зайцев (1963) считает, что дугообразные простираения разломов в Алтае-Саянской области отсутствуют, а преобладающими являются северо-восточное, байкальское, и северо-западное, саянское. В местах сочленения разнонаправленных структур, по его мнению, появляется третье направление — меридиональное, прослеживающееся в восточных районах Горного Алтая, частично в Горной Шории и по западной окраине Кузнецкого Алатау. По восточной окраине Сангиленского массива и в Дархатско-Прикосогольском районе кроме меридионального направления появляются и другие в разных румбах. Вместе с тем составленная Н. С. Зайцевым схема разломов (см. рис. 61) не исключает и дугообразных разломов на западе Алтае-Саянской системы. Здесь они перекрещиваются под острыми углами, направленными на северо-запад и юго-восток, тогда как на востоке, в Телецко-Сархойской подсистеме, острые углы перекрещивающихся разломов направлены по широте.

Более поздние исследования А. М. Боровикова (1967) в Шапшальском тектоническом узле показали, что сочленение складчато-глыбовых структур является результатом сопряжения дугообразных виргирующих структурных элементов с прямолинейными секущими, причем сочетание их было характерно еще для первичного структурного плана региона.

Среди многочисленных разломов Алтае-Саянской системы Н. С. Зайцев выделяет: 1) сложнопостроенные, сопровождаемые гипербазитовыми поясами; 2) разломы, по которым сочленяются области складчатостей различного возраста; 3) разломы между структурно-фациальными зонами; 4) зоны смятия, характеризующиеся повышенными магматической проницаемостью и метаморфизмом.

Протяженность разломов северо-восточного направления составляет сотни километров, северо-западного направления — до тысячи и более километров, ширина колеблется от нескольких до 20—25 км. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений достигает многих километров, например, в зоне Главного Саянского разлома она, по Д. И. Мусато-

Рис. 59. Схема тектонического районирования Зайсанской складчатой системы. По В. П. Нехорошеву, 1968 г.

1 — глубинные разломы: (А-А) — Северо-Восточный, (Б-Б) — Калба-Чингизский, (Г-Г) — Томский надвиг; 2 — предполагаемые глубинные разломы; 3 — Иртышская зона смятия; 4 — глубинные разломы, разделяющие структурно-фациальные зоны; 5 — границы кайнозойских впадин. Структурно-фациальные зоны: Ia — Рудно-Алтайская, Ib — Южно-Алтайская, II — Калба-Нарымская, III — Чарская, IVa — Жарминская, IVб — Саурская. Подзоны Колывань-Томской зоны: V — Горловская, VI — Буготак-Митрофановская, VII — Новосибирская

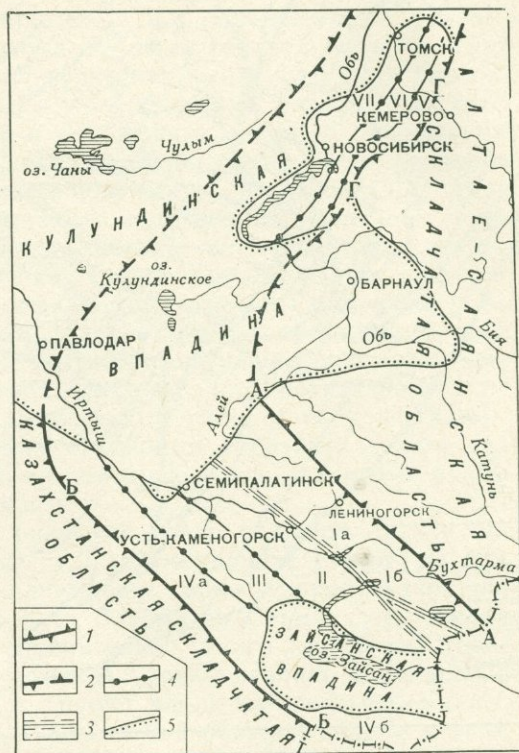
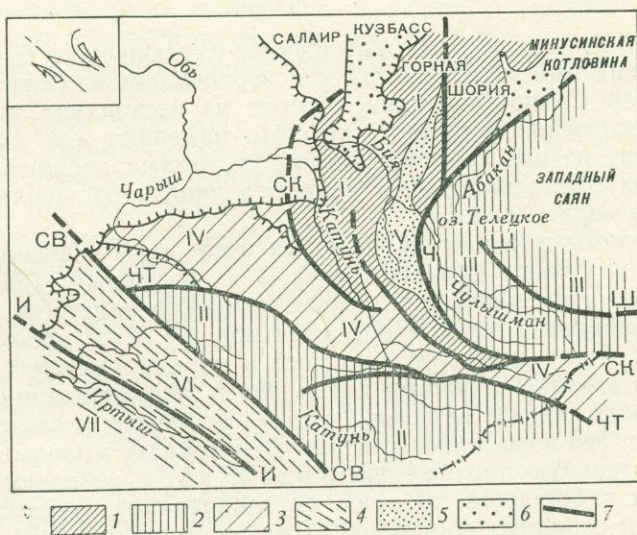


Рис. 60. Тектоническая схема Горного Алтая. По В. А. Кузнецову, 1963

Зоны: 1 — салаирской консолидации, 2 — каледонской консолидации, 3 — каледонско-герцинская, 4 — герцинской консолидации; 5 — каледонско-герцинский прогиб; 6 — герцинская и мезозойские прогибы; 7 — глубинные разломы. Структурно-формационные зоны: I — Бийско-Катунская, II — Чарышко-Теректинская, III — Телецкая (Западно-Саянская), IV — Алуйско-Чуйская, V — Уйменско-Лебедская, VI — зона Рудного Алтая, VII — Калбинская. Глубинные разломы: И — Иртышский, СВ — Северо-Восточная зона смятия, ЧТ — Чарышко-Теректинский, СК — Сарасинско-Курайская зона разломов, Ч — Чокракский, Ш — Шапшальский



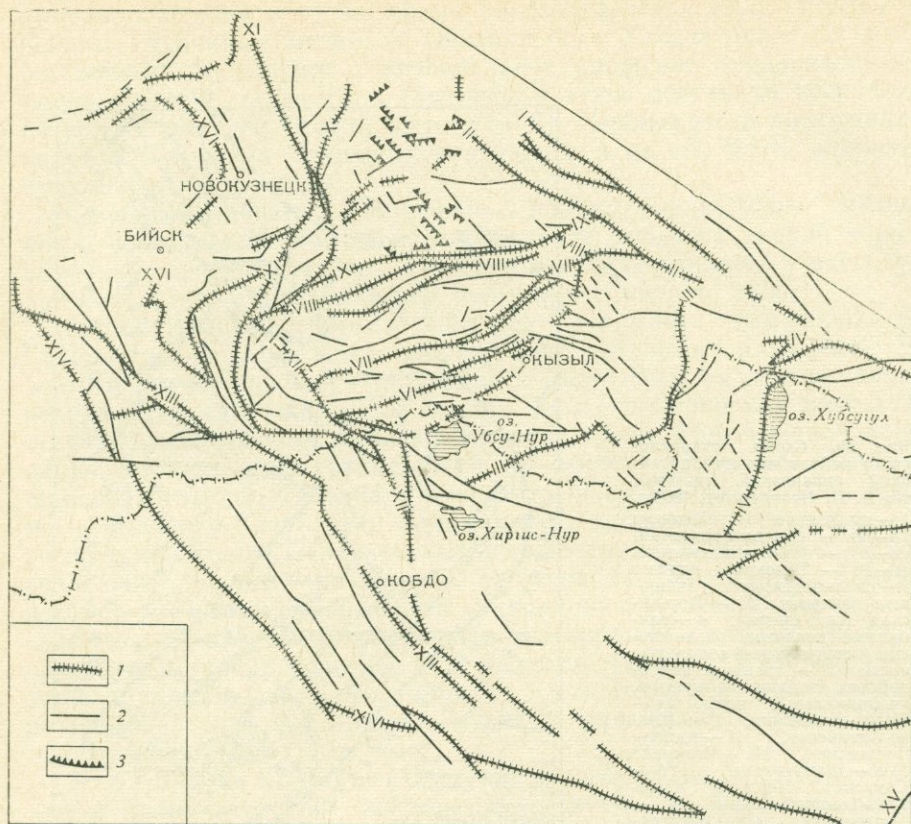


Рис. 61. Схема глубинных разломов Саяно-Алтайской складчатой области и смежной территории Монголии. По Н. С. Зайцеву, 1963

1 — глубинные разломы; 2 — прочие разрывные нарушения; 3 — флексуры. Глубинные разломы: I — Главный Восточно-Саянский (Канско-Онотский), II — Дербинско-Сархойский, III — Шурманско-Шутхулайский, IV — Окинско-Косогольский, V — Убсунур-Бийхемский, VI — Центрально-Тувинский, VII — Саяно-Тувинский (Куртушибинский), VIII — Кандатский, IX — Северо-Саянский, X — Балыксинско-Саралинский, XI — Кузнецко-Алтайский, XII — Шапшальский, XIII — Кобдосско-Чарышко-Теректинский, XIV — Восточная зона смятия, XV — Керуленский, XVI — Алтае-Салаирский

ву, 12—13 км, в зоне Балыксинско-Козеюльского 9—11 км и т. п. Углы наклона сместителей близки к вертикальным. Некоторые разломы, например Саяно-Тувинский, состоят из нескольких кулисно расположенных коротких разрывов, которые намечают как бы смещенные зоны. Многие из них сопровождаются системами оперяющих трещин. На видимых окончаниях зоны разломов иногда расщепляются на несколько более мелких блоков.

Формы проявления разломов очень разнообразны. Так, для северо-западной части Рудного Алтая В. С. Кузевный (1963) отмечает: 1) линейные зоны катаклаза и милонитизации длиной в десятки километров при ширине в первые сотни метров; 2) зоны повышенной трещиноватости; одни из них проявляются в породах нижнего и среднего палеозоя и связаны с зонами катаклаза и милонитизации, другие находятся на продолжении крупных древних разломов и сменяют их по простиранию (по восстанию) при переходе в более молодые толщи; они имеют значительную протяженность (до 35 км) и небольшие интрузии порфиров и габброидов; 3) зоны расланцевания, сложенные листоватыми хлорит-серицитовыми образованиями и насыщенные телами порфиров и кварцевых жил; протяженность их 200—300 м; 4) линейные вытянутые гранитоиды и интрузивные залежи порфиров и габброидов; 5) поя-

са жильных интрузий и кварцевых жил, зоны магматических инъекций и гибридизма, высокотемпературного щелочного метасоматоза и гидротермального метаморфизма; 6) участки резкой смены фаций и мощностей, что наблюдается, например, по Иртышскому разлому, разделяющему вулканогенные фации Рудно-Алтайской зоны и терригенные фации Иртышской; стратиграфическая амплитуда этого разлома 3,5—4 км; 7) складчатые структуры, среди которых различаются отраженные складки, проявляющиеся в отложениях среднего палеозоя над разломами фундамента, приразрывные складки, связанные с движениями по взбросо-сдвигам и не отражающие контуров погребенных тектонических блоков, складки сдавливания, подчиненные линейной структуре зон смятия, складки течения, возникшие в пластических толщах среднего палеозоя при течении вещества вдоль ослабленных зон.

По глубине проникновения в земную кору разломы подразделяются на три категории — перидотитового, базальтового и гранитового уровней (Иванова, 1964). Разломы перидотитового уровня опоясывают блоки докембрийских образований, разделяют области позитивного и негативного развития, различные фациальные зоны и сопровождаются гипербазитовыми поясами, а также большими горизонтальными градиентами силы тяжести и цепочками положительных магнитных аномалий интенсивностью до +2000 гамм.

Строение зон перидотитовых разломов очень сложное. В них широко представлены разнообразные кулисы, оперяющие структуры, всевозможные блоки вертикально залегающих горных пород. Таков, например, разлом вдоль северного фаса Западного Саяна, существовавший в раннем докембрии в виде сравнительно узкого (до 50 км) трога. Другая полоса разломов перидотитового уровня огибает Джебашский выступ докембрия с юго-востока и следует вдоль юго-восточного борта Западного Саяна (Хемчикско-Куртушибинский разлом). Далее к западу отходит субширотная ветвь разломов, окаймляющая с севера Центрально-Тувинский погребенный срединный массив. Отмечаются и другие разломы. Все они развивались длительно, но со временем их глубинность уменьшалась до базальтового и гранитового уровней; параллельно этому зоны разломов воздымались и разрастались.

Разломы базальтового уровня следуют вдоль геосинклинальных трогов и крупных поздних прогибов, заполненных мощными толщами эффузивных пород основного и среднего состава, а также разделяют структурно-фациальные зоны различного геологического развития. На поверхности они фиксируются концентрацией небольших габбро-диабазовых тел.

Разломы гранитового уровня чаще всего связаны с блоками, граничащими с депрессионными зонами — межгорными впадинами и вновь возникающими геосинклинальными прогибами. Вследствие этого батолитовые интрузии внутри этих блоков приобретают поясовое расположение. С зонами подобных разломов нередко ассоциируют поздние щелочные дифференциаты гранитов. Интересно, что в южной части Алтае-Саянской системы все эти магматические проявления приурочены к подновленным, более древним разломам первичного перидотитового или базальтового уровней.

Кинематика глубинных разломов Алтае-Саянской системы до конца еще не выяснена. Достаточно, например, сказать, что наиболее хорошо изученная Иртышская зона смятия в разных работах трактовалась то как сброс, то как надвиг, то как сдвиг. Наиболее вероятна все же ее сдвиговая природа, на что по особенностям линейной ориентировки и направлению штрихов скольжения было указано еще в 50-х гг. Г. Д. Ажгиреем и П. Ф. Иванкиным.

Наряду с вертикальными перемещениями, о которых говорилось выше, по разломам происходили, по-видимому, и значительные гори-

зонтальные перемещения. В. А. Кузнецов (1963) отмечает, в частности, эшелонированное расположение складок и перистых разрывов вдоль Чарышско-Теректинского и других глубинных разломов. По его мнению, они образуют каркас, для которого характерно не взаимное пересечение перекрещивающихся направлений, а N-образное сопряжение, возникшее в условиях правого сдвига (см. рис. 60).

Геосинклинали, заложившиеся на разломах кузнецко-алатауского типа, по Д. И. Мусатову (1963), характеризуются горизонтальными сдвигами амплитудой в десятки и даже сотни километров; примечательно, что они выполнены карбонатными формациями и содержат крупные межформационные интрузивы гранитоидов (в отличие от геосинклиналей, возникших на разломах западно-саянского типа и выполненных флишоидами, для которых горизонтальные подвижки не характерны).

Горизонтальные перемещения с амплитудой до 80—100 км предполагаются также по разломам Восточного Саяна — Главному и Дербинскому, а Л. М. Парфенов (1961) отмечает крупный левый сдвиг и вдоль южного борта Западного Саяна — в Кемчикской шовной зоне.

В зонах некоторых дугообразных разломов намечаются надвиговые перемещения, которые обусловили как дугообразную форму этих структур, так и интенсивную складчатость и метаморфизм слагающих их пород. Вдоль Сарасинско-Курайского глубинного разлома, например, по В. А. Кузнецову, следуют зоны смятия и метаморфизма каледонского возраста и широко проявляются чешуйчатые надвиги и крутые взбросы.

Местами в Кузнецко-Катунской подсистеме в связи с глубинными разломами развились менее глубокие надвиги. Таков, например, Томский надвиг, разделяющий Кузнецкий бассейн и Кольвань-Томскую складчатую зону. Амплитуда надвига в Анжерском районе около 3 км. Здесь известняки, песчаники и сланцы среднего девона надвинуты на угленосные отложения верхнебалахонской свиты; сместитель залегает очень полого и характеризуется волнистой поверхностью, что указывает на возобновление складкообразовательных подвижек после возникновения надвига (Юзвицкий, 1966).

Большинство разломов Алтае-Саянской системы заложилась в докембрии, некоторые в раннем палеозое. Позднее к ним добавились новые разломы и возродились многие старые. Некоторые разломы существовали с позднего докембрия до четвертичного времени. Сюда Н. С. Зайцев относит, например, Главный Саянский, Саяно-Тувинский, Дербинско-Сархойский, Кузнецко-Алтайский, Алтае-Салаирский, Кандатский, Борусский, Куртушибинский, Шапшальский и другие разломы (см. рис. 61).

Перечисленными глубинными разломами, вероятно, достигавшими верхней мантии, были определены основные наиболее крупные элементы блоковой структуры Алтае-Саянской глыбы. В конце нижнего — начале среднего палеозоя структура была усложнена появлением более молодых разломов, с которыми связано формирование Минусинских наложенных впадин и изливание на поверхность основных, средних и кислых эффузивов; сюда относятся Северо-Саянский и Балыксинско-Саралинский разломы. Усложнение глыбовой структуры продолжалось в позднем палеозое, причем многие разломы не выходят за пределы гранитного слоя.

В мезозойское и особенно кайнозойское время вся территория вновь начала дробиться с образованием новых глубоких расколов. Эти расколы отразились в современном рельефе, нарушили кайнозойские отложения, а на востоке региона сопровождались изливаниями молодых базальтов.

В. А. Кузнецов (1963) рассматривает историю развития глыбовой структуры Алтае-Саян как длительное формирование и последователь-

ное усложнение дугообразных, выпуклых к западу структурно-формационных зон, разделенных дугообразными же глубинными разломами.

В истории развития Горного Алтая им выделено три этапа — салаирский (синий — кембрий), каледонский (конец кембрия — силур) и герцинский (раннегерцинский). На первом этапе геосинклинальная область была расчленена глубинными разломами на несколько первичных геосинклинальных прогибов и поднятий. По мнению В. А. Кузнецова, зоны зеленокаменных вулканогенно-осадочных, сланцевых, спилито-кератофировых и кремнисто-сланцевых толщ этого возраста фиксируют положение геосинклинальных прогибов; зоны офиолитовых комплексов и гипербазитовые пояса — положение наиболее глубоких геосинклинальных трогов, вероятно, подобных желобам вдоль современных островных дуг; зоны распространения карбонатных, терригенных и наземных вулканогенных толщ без зеленокаменных изменений — положение геоантиклинальных структур. Ложем геосинклинальной области служила земная кора океанического типа, а древние метаморфические толщи представляли собой не блоки фундамента, как на Сибирской платформе, а новообразованные силикатные корни островных дуг, располагавшихся по окраинам обширного Урала-Сибирского морского бассейна на периферии Сибирской платформы. На это, по В. А. Кузнецову, указывает прежде всего общий структурный план области, в котором структурно-формационные зоны, глубинные разломы и гипербазитовые пояса синия — кембрия характеризуются дугообразными изгибами, довольно близко напоминающими рисунки современных островных дуг. В качестве наиболее рельефной дуги отмечается Бийско-Катунская структурно-формационная зона, выпуклостью обращенная к западу. Салаирский этап Горного Алтая закончился мощным складкообразованием, прекращением вулканической деятельности и внедрением сначала основных, потом гранитоидных интрузий.

Каледонский этап в Горном Алтае ознаменовался отложением мощных флишеподобных толщ. В это время структурный план остался без изменений. Центральное дугообразное поднятие возродилось в предаренигскую фазу. По песчано-сланцевым толщам кембро-ордовика образовались кристаллические сланцы и гнейсы и были внедрены линейные тела гранитов палингенного происхождения. Граниты и метаморфические породы расположились вдоль швов региональных и глубоких разломов по западному и восточному краям дугообразного Бийско-Катунского поднятия, где они образовали мощные зоны смятия.

В герцинском этапе произошло замыкание остаточных геосинклиналей и сформировалась сложная складчато-глыбовая структура Горного Алтая. В ней по-прежнему видное место осталось за дугами, причем план центральной, Бийско-Катунской, зоны был подчеркнут дугообразным простираем осей внутренних складок и разрывов. Наряду с дугами в юго-западной половине области развились прямолинейные разломы северо-западного простираения (правые сдвиги) и структура в целом приобрела форму виргационного пучка, сильно сжатого на юго-востоке и развернутого на севере.

Забайкальско-Верхнеамурская система разломов расположена к югу от Сибирской платформы и вытягивается от оз. Байкал до мезозойского Южного Приморья на расстояние около 1700 км. Система распадается на две расходящиеся к северо-востоку подсистемы. Одна из них, Забайкальская, занимает зону байкалид и каледонид и вклинивается в тело Сибирской платформы между Ангаро-Ленским прогибом, с одной стороны, и Алданским щитом и сводовым поднятием Станового хребта с другой; подсистема со всех сторон ограничивается кулисами разломов и является крупной самостоятельной глыбой. Другая подсистема, Монголо-Охотская, следует по окраине герцинид в северо-восточном субши-

ротном направлении от Джидинско-Прибайкальского синклинория до Хабаровской впадины и Нижнеамурского мезозойского синклинория; на севере и северо-западе она ограничивается крупнейшим Монголо-Охотским разломом, на юге выходит за пределы СССР. Структурные рисунки подсистем, как видно из рис. 62, В и Г, довольно различны. Граница между ними проходит по нескольким разломам на Витимо-Ингодинском водоразделе.

Общая структура рассматриваемой территории сложно-блоковая, с широким развитием глубинных, преимущественно вертикальных или почти вертикальных разломов разного направления и масштаба. Разломы в ряде зон пересекают земную кору на всю ее мощность, которая, по приблизительным подсчетам Б. А. Андреева и Н. М. Сытиной, достигает 40—45 км. Главное структурное значение принадлежит разломам северо-восточного направления, определяющим генеральную ориентировку складчатых дислокаций и расположение магматических тел (Амантов, Тихомиров, 1968).

Глубинные разломы северо-восточного направления (рис. 63) ограничивают основные структуры и в разные интервалы времени контролировали основные процессы их формирования. Так, Удино-Витимская зона контролировала накопление вулканогенных и рифогенных формаций раннего кембрия и размещение магматогенных формаций раннего палеозоя. К Хилокскому разлому приурочены трещинные интрузии и вулканогенные импозитивные образования. Газимурский разлом отделяет одноименный прогиб от Аргунского массива; он же разделял раннеюрский прогиб с морским осадконакоплением от впадин, заполнявшихся раннеюрскими паралическими и континентальными отложениями.

Наиболее крупный глубинный разлом — Монголо-Охотский — имеет очень сложное строение. Он проходит по границе между древними кристаллическими образованиями Яблоновой и Становой областей и палеозойскими и мезозойскими складчатыми сооружениями Монголо-Охотского пояса. По простирацию в зоне разлома наблюдаются плавные изгибы ряда сместителей, их распадение на серии кулис, появление параллельных ответвлений от основного шва (Борщовочный разлом) и т. п.

В пределах Забайкалья Монголо-Охотский разлом распадается на три звена — Чикойское, Ингодино-Шилкинское и Шилкинское, каждое из которых на флангах ограничено поперечными структурными барьерами. В Шилкинском звене, к западу от которого располагается Шилкинско-Аргунское, а к востоку — Аникинское поперечные поднятия, выделяются четыре ветви — стержневая Чачинско-Горбичанская, две северных — Кайтунская и Ундургинская и южная — Ушмунская. Чачинско-Горбичанская ветвь глубинного разлома представляет собой мощную (до 8 км по ширине) зону динамотермального метаморфизма кристаллических пород протерозоя, вдоль которой в позднем палеозое формировались узкие, «ломтевидные» приразломные прогибы (Чачинский, Ивановско-Куларкинский, Чернореченский, Никольский), выполненные мощными молассаами и континентальными вулканогенно-обломочными и вулканогенными формациями верхнего палеозоя. Аналогичные приразломные прогибы развиты вдоль остальных ветвей Шилкинского звена, возникших в позднем палеозое. Поперечные структурные барьеры формировались длительно. В древних комплексах они выражены своеобразными гнейсовыми валами, в более молодых позднепалеозойских и мезозойских складчато-глыбовых сооружениях — поперечными поднятиями, системами мелких нарушений и трещин, поясов даек и т. п. Тектоническая эволюция Шилкинского звена глубинного разлома делится на два главных этапа — ранний (поздний докембрий — ранний палеозой), когда впервые заложились шовные глубинные разломы, и

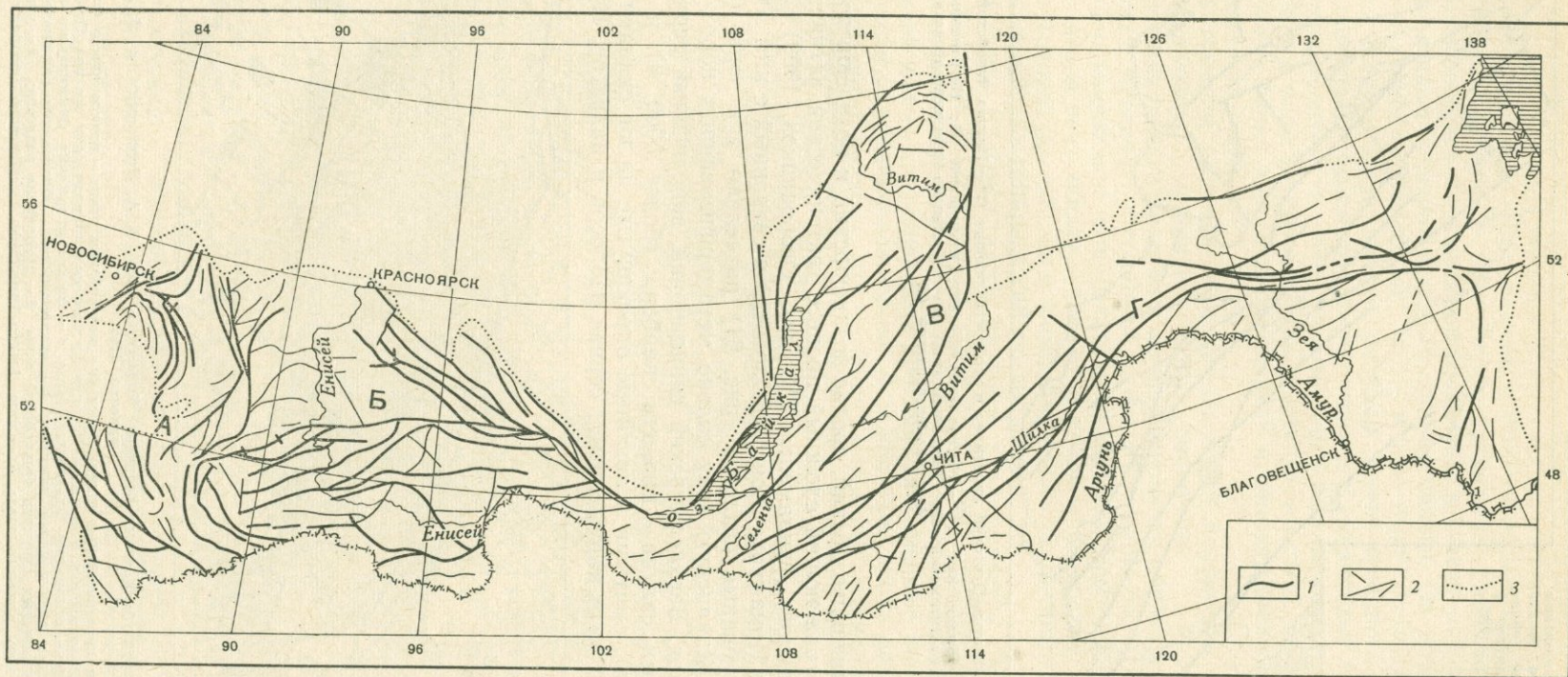
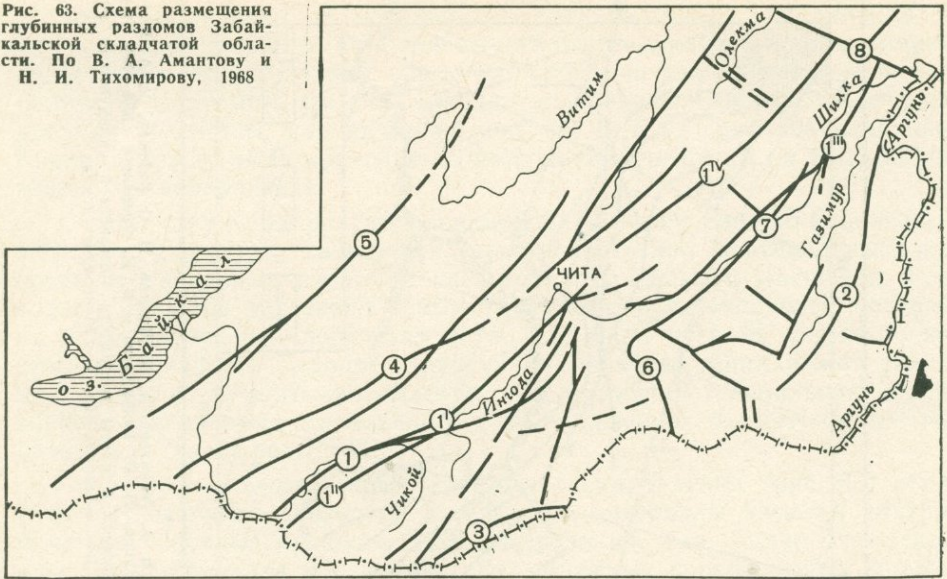


Рис. 62. Схема расположения разломов к югу от Сибирской платформы. Составлена автором по материалам В. А. Амантова, А. Л. Додина, Н. С. Зайцева, К. А. Клятина, П. С. Матросова, В. С. Молещенко, М. С. Нагибиной, В. П. Нехорошева, Г. Л. Падалки, Л. И. Салопа, Н. И. Тихомирова и В. И. Яворского (1956—1968 гг.)  
 1 — крупные глубинные разломы; 2 — дополнительные разломы; 3 — границы Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и области мезозойской складчатости на юге Приморья. Подсистемы разломов: А — Кузнецко-Катунская, Б — Телецко-Сархойская, В — Забайкальская, Г — Монголо-Охотская

Рис. 63. Схема размещения глубинных разломов Забайкальской складчатой области. По В. А. Амантову и Н. И. Тихомирову, 1968



1—главные разломы: Монголо-Охотский линеймент и его составляющие (I<sup>I</sup>—Ингода-Чикойский; I<sup>II</sup>—Чуналейский; I<sup>III</sup>—Шилкинский; I<sup>IV</sup>—Могоча-Бушулитский); Газимурский (2); Пограничный (3); Хлюковский (4); Удино-Витимский (5); Урда-Агинский (6); Сретенско-Нерчинскозаводский (7); Аргунско-Могочинский (8)

поздний (позднепалеозойский, средне-позднеюрский и позднеюрско-раннемеловой), отражающий сложный процесс тектонической активизации консолидированного фундамента (Мисник, Огородников, 1969).

В Верхнем Приамурье Монголо-Охотский и связанный с ним Амуро-Аргунский глубинные разломы (рис. 64) разделяют три зоны (с севера на юг): Янканскую зону сильно метаморфизованных пород нижнего протерозоя, Верхнеамурский синклинорий, заполненный терригенными породами силура—нижнего карбона (более 5000 м) и юры (3500—6500 м), смятыми в линейные опрокинутые на юг складки длиной до 30—50 км и нарушенными серией взбросов и надвигов, Приар-

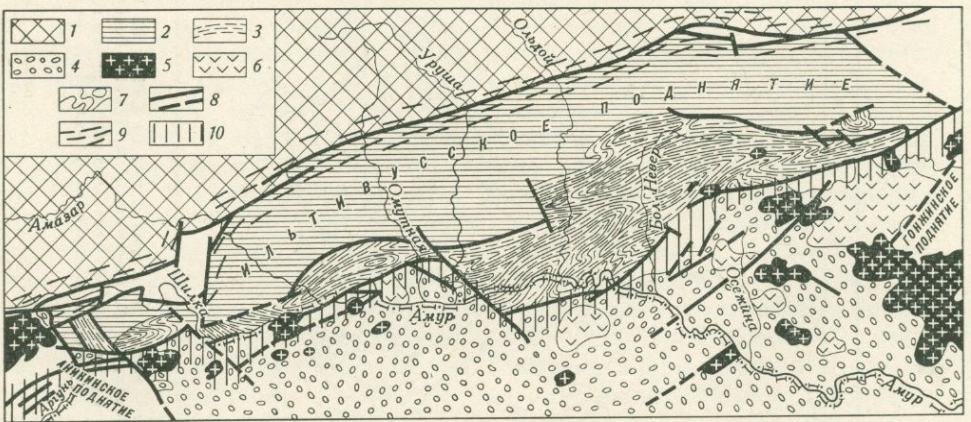


Рис. 64. Геолого-структурная схема Верхнего Приамурья. По Э. А. Портнягину и З. Д. Москаленко, 1965

1—Янканская зона протерозойской складчатости (на мезозойском этапе— южное крыло Станового свода); 2—среднепалеозойские отложения Верхнеамурского синклинория (они же под Ольдойским прогибом); 3—юрские отложения Ольдойской зоны; 4—юрские отложения Осежинского прогиба; 5—позднемезозойские гранитоидные массивы; 6—вулканогенные образования нижнего мела; 7—простирания складчатых структур Ольдойской зоны; 8—важнейшие разломы; 9—зона Монголо-Охотского краевого шва; 10—зона Амуро-Аргунского глубинного разлома

гунскую геосинклиналию зону, сложенную толщей морских и континентальных вулканогенно-осадочных пород верхней юры и мела (до 8000 м), смятых в гребневидные и брахиморфные складки с широким развитием сбросов. В зоне Амуро-Аргунского разлома развиты продольные надвиги и взбросы, наклоненные к северу под углами 10—70°, и поперечные (северо-западные) правые сдвиги. По новейшим данным (Горжевский, Шабаловский, 1971), в зоне Монголо-Охотского разлома также широко представлены разрывы северо-западного и субмеридионального простираний, перпендикулярные к складчатым структурам. Они не характеризуются интенсивным динамометаморфизмом вмещающих пород и с ними не связаны приразломные прогибы, но они часто ограничивают блоки поперечных поднятий и обнаруживают признаки очень древнего заложения.

В среднем палеозое Монголо-Охотский глубинный разлом оказал определяющее влияние на заложение Монголо-Охотского геосинклинального прогиба и на формирование образовавшейся на месте этого прогиба субширотной складчатой системы. С ним же было связано накопление мощных зеленокаменных эффузивов кулиндинской и ононской свит (силур — девон) и позже — внедрение гранитоидов по левобережью рек Шилки и Ингоды, а также удлиненных массивов позднепалеозойских габбро и габбро-диоритов.

В конце палеозоя вдоль разлома закладывается троговый прогиб (от низовьев р. Ингоды до устья р. Куэнги), выполненный морскими отложениями верхней перми и норийского яруса верхнего триаса, в средней юре — изолированные прогибы, заполненные континентальными фациями карабачинской свиты. В конце юры вдоль всей зоны Монголо-Охотского разлома происходили локальные излияния андезитовых и андезито-базальтовых лав, после чего, в начале мела, началось формирование системы континентальных наложенных впадин.

В последние годы в разных частях Забайкальско-Верхнеамурской системы помимо северо-восточных разломов стали выявляться разломы северо-западного, субмеридионального и субширотного простираний (рис. 65). Было установлено, что разломы северо-западного простирания особенно важную роль сыграли в размещении триасовых и юрских впадин и почти не сказались в палеозойской истории региона. Субмеридиональные (север-северо-восточные) разломы, например Онон-Туринский и Мензинский, предопределили размещение субвулканов и малых трещинных интрузий конечного этапа инверсионной стадии и орогенного периода. Субширотные разломы — Ононский, Цаган-Норский, Цурухайтуйский и другие — были активными только в палеогене и неогене и сказались в современном рельефе; в Западном Забайкалье с широтными разломами связывается сейсмическая активность (Амантов, Тихомиров, 1968).

Предполагается сдвиговая природа многих поперечных разломов. В бассейне Еравнинских озер, напри-

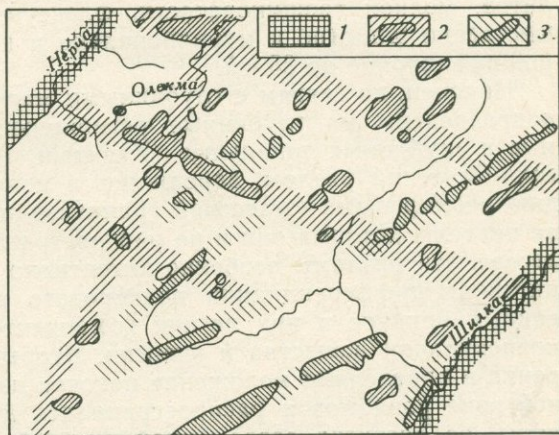


Рис. 65. Схема размещения основных тектонических структур, массивов гранитоидов и вулканогенно-осадочных отложений Северо-Восточного Забайкалья. По Ю. В. Казизыну, 1964

1 — Нерчинский и Шилкинский глубинные региональные разломы; 2 — зоны субрегиональных разломов и контролируемые ими интрузии; 3 — зоны локальных разломов и контролируемые ими вулканогенно-осадочные образования

мер, установлен левый сдвиг северо-западного простирания с амплитудой смещения до 10 км. Северо-западные разломы центральной части Западного Забайкалья (Балягинский, Хараузский, Скородумский и др.) трактуются как сдвиги амплитудой в 3—4 км, смещающие мезозойские впадины. Сдвиговое смещение продольных зон субмеридиональными разломами по линиям Посольск — Наушки и Слюденка — Харацай исчисляется соответственно в 35 и 15 км (Горожанкин, Ерхов, 1970).

В общей классификационной схеме глубинных разломов Забайкалья по ориентировке относительно складчатых структур выделяются (Богомолов и др., 1967): 1) продольные разломы, разделяющие структуры с различным тектоническим режимом (Каларский, Калаканский, Киренга-Олекминский, Тунгирский, Урюмский, Кукульбейский, Урюмканский и др.); среди них выявлен новый тип разломов — крупные зоны проницаемости, к которым приурочены сводовые поднятия (Хилокский разлом); 2) поперечные разломы, генетически связанные с крупными горизонтальными флексурными изгибами (Уров-Джалирский, Нерзаводско-Сретенский, Харалга-Хилокский); 3) диагональные разломы, параллельные байкальскому направлению (Средне-Ингодинский, Даурский, Былыринский, Боршовочный и др.), 4) субширотные «скрытые» разломы фундамента (Онон-Борзинский).

По характеру строения в плане среди разломов различаются три типа (Томсон и др., 1962).

1. Разломы, сопровождающиеся более мелкими оперяющими нарушениями, резкими флексурами, цепочками ксенолитов, полями даек, гидротермально измененных пород и т. п., расположенными относительно главного ствола под углами от 5 до 30°; разломы этого типа бывают как северо-западного, так и северо-восточного направлений, однако первые более отчетливы и могут рассматриваться как глубинные сдвиги, тогда как вторые выражены в виде зон смятия, динамометаморфизма и гнейсирования и морфологически менее отчетливы, хотя и имеют большую длину.

2. Динамопары глубинных нарушений, образованные разломами двух разных направлений (например, северо-западного и широтного), ограничивающие в каждом случае один и тот же блок.

3. Сближенные, параллельные и кулисообразные ослабленные зоны, проявляющиеся в виде поясов интрузивных штоков, даек, ксенолитов, мелкой трещиноватости, флексур; они ориентированы преимущественно широтно и меридионально и имеют длину в сотни километров при ширине до 35 км.

Наконец, по связям с глубинными магматическими очагами разломы подразделены на глубинные региональные, глубинные субрегиональные и глубинные локальные (Казицын, 1964). Первые, например Монголо-Охотский разлом, зародились в подкоровых частях Земли, в стадию реоморфизма и массовой гранитизации нижних частей земной коры, за пределы которых они и не распространились. Будучи заложены в палеозое, эти разломы особенно интенсивно развивались в мезозое, когда активная дифференциация подкорового вещества обусловила существенный привнос в них легких компонентов и возникновение участков концентрации вещества и энергии. Вторые являются структурами оперения и определяют положение цепочек интрузий. Они возникли в главной зоне разломов и распространились до средних горизонтов земной коры, не достигая современной дневной поверхности. Горизонтальная протяженность этих структур 300—500 км в длину, а вертикальная — от уровня их зарождения (поверхность Мохоровичича) до верхнего структурного этажа (1—2 км от современной им дневной поверхности). Их образование связано с прогрессивной стадией развития магматического очага и происходило параллельно с интенсивным привносом из внутренних зон Земли вещества и энергии. Третьи представляют собой

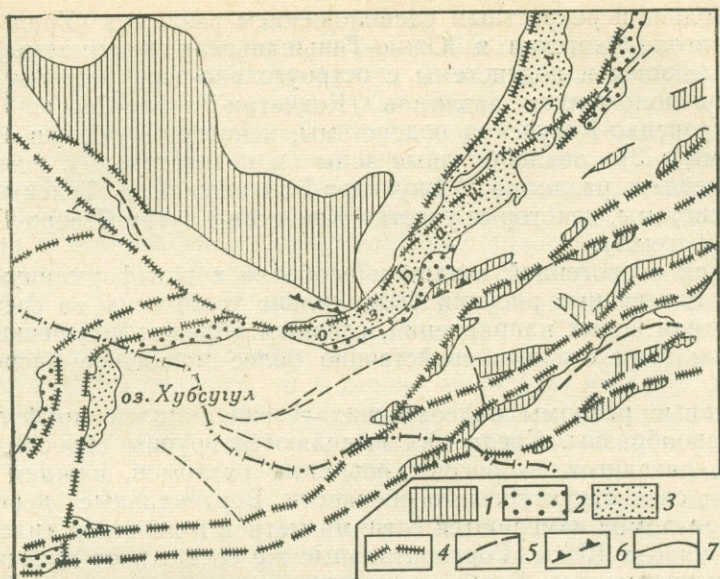


Рис. 66. Схема разломов и мезозой-кайнозойских внутриконтинентальных впадин Прибайкалья. По В. А. Соловьеву, 1963

1 — мезозойские впадины; 2 — кайнозойские впадины; 3 — кайнозойские впадины — акватории; 4 — основные разломы; 5 — второстепенные разломы; 6 — надвиги; 7 — контуры впадин

разрывные нарушения, определявшие локализацию малых интрузий, затем — гранитовых даек, а также покровов эффузивов и туфогенно-осадочных отложений депрессии. Их линейные размеры иногда достигают 50—100 км, а на глубину они распространяются от современной дневной поверхности до поверхности магматических очагов. Эти разломы своим происхождением обязаны механическим воздействиям, связанным с формированием гранитных массивов, локализовавшихся в структурах предыдущего типа. Но в то же время они образуют значительно более густую сеть по сравнению с разломами второго типа и распространены не только внутри цепочек, но и на некотором удалении от них.

С разломами разного типа и возраста внутри Забайкальско-Верхнеамурской системы генетически тесно связаны мезозой-кайнозойские межгорные впадины, возникшие в период поднятия Байкальского свода (рис. 66). Они подразделяются на две разновозрастные группы. Кайнозойские впадины связаны с разломами байкальского направления, охватывающими линейную зону, вытянутую на расстояние в 2500 км от оз. Косогод на юго-западе до верховья р. Чары на северо-востоке при ширине 50—60 км. Сюда входят впадины Дархатская, Косогольская, Тункинская, Баргузинская и др. Мезозойские впадины возникли в полосе Селенгинских разломов. Четыре попарно смыкающихся разлома этой полосы (Удинский и Тугнуйский, Хилокский и Чикойский) являются продолжением Желтуринского и Хангайского разломов на юго-востоке Монголии. Межгорные впадины намечают ромбическую сетку разломов, пересекающихся под острыми углами, направленными к север-северо-востоку (Забайкальская подсистема) и северо-востоку (Монголо-Охотская подсистема).

Разломы палеозойских геосинклиналей образуют три структурных рисунка, особенно характерных для ранних стадий геосинклинального развития: 1) относительно прямолинейные зоны, подсистемы и системы

с остроугольно-перекрестным расположением разломов (Уральская система, Монголо-Охотская и Южно-Тяньшаньская подсистемы); 2) дугообразные зоны и подсистемы с остроугольно-перекрестным и ромбическим расположением разломов (Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньская и Кузнецко-Катунская подсистемы, некоторые участки Уральской подсистемы); 3) овалообразные зоны и подсистемы с ромбическим расположением разломов (Джунгаро-Балхашская и Телецко-Сархойская подсистемы, некоторые участки Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской подсистемы).

Начиная с орогенной стадии и особенно в платформенную стадию развития отмеченные рисунки были сильно усложнены за счёт появления разломов новых направлений, главным образом поперечных и диагональных; этим стадиям свойственно более мозаичное расположение разломов.

Глубинные разломы палеозойских геосинклиналей морфологически очень разнообразны. Среди них выделяются группы сбросов, сдвигов, надвигов, раздвигов, взбросов, кольцевых разломов, каждая из которых имеет свои структурные особенности. Вертикальные перемещения крыльев разломов измеряются сотнями метров и первыми километрами, достигая иногда 10 км. Горизонтальные же составляют десятки и первые сотни километров. Глубина разломов также различна и изменяется от гипо- до эпиглубинного уровней, от десятков до первых километров. Эти основные особенности разломов, как и их структурные рисунки, со временем существенно изменялись.

#### **Эволюция разломов палеозойских геосинклиналей на примере Казахско-Северо-Тяньшаньской системы**

Детальное изучение ряда конкретных глубинных разломов Казахско-Северо-Тяньшаньской системы показало, что в процессе формирования и развития земной коры эти разломы существенно видоизменялись. Изменялась их форма, размеры, тектоническое положение, связанный с ними магматизм, характер седиментации, направление движений крыльев, глубинность и т. п. В Спасской зоне, например, подобные преобразования прослежены от этапа к этапу на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя (рис. 67, см. также рис. 49 и 55).

Наиболее древний в Спасской зоне Байдаулет-Карасорский разлом зародился в раннем палеозое. В ордовике он проявлялся в качестве зоны растяжения. К северу от него существовал прогиб, в котором шло накопление основных эффузивов и других вулканогенно-осадочных отложений байдаулетской свиты. Линейная вытянутость выходов вулканогенных пород ордовика вдоль разлома свидетельствует о том, что разлом был зияющим и именно с ним была связана вулканическая активность этого времени. К югу от разлома находилось поднятие, где осадконакопления не происходило. В его пределах параллельно Байдаулет-Карасорскому разлому проходил Тектурмасский разлом, по которому в раннем палеозое внедрялись основные и ультраосновные интрузии, сохранившиеся и сейчас в виде протяженного пояса.

В силуре обстановка в зоне Байдаулет-Карасорского разлома резко изменилась. Ранее опускавшееся его северное крыло стало воздыматься, а к югу от разлома, на месте поднятия, возник обширный прогиб. Здесь накопились песчано-глинистые отложения мощностью в несколько километров, содержащие конгломераты с галькой вулканогенных пород ордовика северного крыла разлома. Эффузивной деятельности в силурийское время в зоне Байдаулет-Карасорского разлома в основном не происходило (за исключением некоторых участков), хотя разлом, как и в ордовике, имел характер глубинного сброса.

В начале девона в связи с усилением проседаний герцинской геосин-

клинали Казахстана Байдаулет-Карасорский разлом полностью оказался внутри прогиба и был погребен под мощным чехлом девонских отложений. Многочисленные разломы образовались севернее — вдоль края каледонского массива, который начал воздыматься еще в силуре. По ним извергались огромные количества эффузивного материала. Однако и Байдаулет-Карасорский разлом довольно ощутимо проявлялся в тектоническом режиме области, осуществляя контроль над распределением осадочных и вулканогенных отложений как нижнего, так и среднего — верхнего девона. С переходом через его сместитель скачкообразно изменяются мощности, увеличивается или уменьшается количество туфогенных прослоев и т. п.

Если в ордовике и особенно в силуре зоны седиментации простирались строго вдоль разлома, то в девоне этого уже не было. Девонские фациальные зоны располагаются относительно сместителя разлома наискось, а их изменения носят шарнирный характер. Следуя по разлому, можно заметить, что мощности девонских отложений увеличиваются то в его северном крыле, то в южном, с амплитудой колебаний порядка 1,5—2 км. Выясняется также, что уменьшенные мощности приходятся на своды и крылья приразломных горст-антиклинальных поднятий, а увеличенные — на мульды находящихся между ними грабен-синклиналей. Следовательно, в девонский период эти структуры в связи с разломом (который представлял собой в это время левый сдвиг) уже существовали. В современной структуре горст-антиклинали и грабен-синклинали выражены только в непосредственной близости к разлому и исчезают по мере удаления от него. В плане они сильно перекошены: в северном крыле разлома к юго-западу, в южном — к северо-востоку. Таким образом, они являются типичными складками сдвигового волочения. Однако поскольку они формировались длительно, в процессе накопления девонских осадков, мы делаем вывод о длительном проявлении также и сдвиговых подвижек по разлому, благодаря которым складки волочения были созданы.

В конце девона и в карбоне в нуринском крыле юго-западного отрезка разлома развиваются небольшие поперечные и узкие прогибы, которые были наложены на коленообразный в плане изгиб Нуринского синклинория и Тектурмасского антиклинория; они могли возникнуть только при растаскивании и растяжении этого изгиба с юго-запада на северо-восток при левом сдвиге по разлому. Здесь же по зонам растяжения, параллельным прогибам верхнего девона — раннего карбона, в среднем карбоне в тех же условиях внедрились гранитоиды, а в намюре — позднем карбоне произошло местное излияние андезитовых порфиритов.

Надвиговый пояс Спасской зоны зародился позднее Байдаулет-Карасорского разлома. Первоначальное субмеридиональное сжатие в зоне можно предполагать на границе ордовика и силура, когда северное крыло Байдаулет-Карасорского разлома после ордовикского прогибания стало воздыматься и вышло на один гипсометрический уровень с его южным приподнятым крылом. Однако этот пароксизм был весьма кратковременным и сколько-нибудь заметных его структурных следов в горах ордовика и силура не сохранилось. Начиная с лландоверийского века и по жединский включительно устанавливается процесс устойчивого прогибания краевых частей герцинид, прогрессирующего в направлении с севера на юг, который в Спасско-Карагандинской области обуславливал возникновение лишь вертикальных разломов растяжения.

На фоне миграции условий геосинклинального прогибания от каледонид к герцинидам в кобленцкий век в Спасской зоне намечился некоторый перелом, который проявился в целом ряде на первый взгляд малопонятных фактов. Было установлено, например, что на протяжении девона с юга конгломератовые фации постепенно мигрировали на север (на 40 км), причем направление этой миграции совпа-

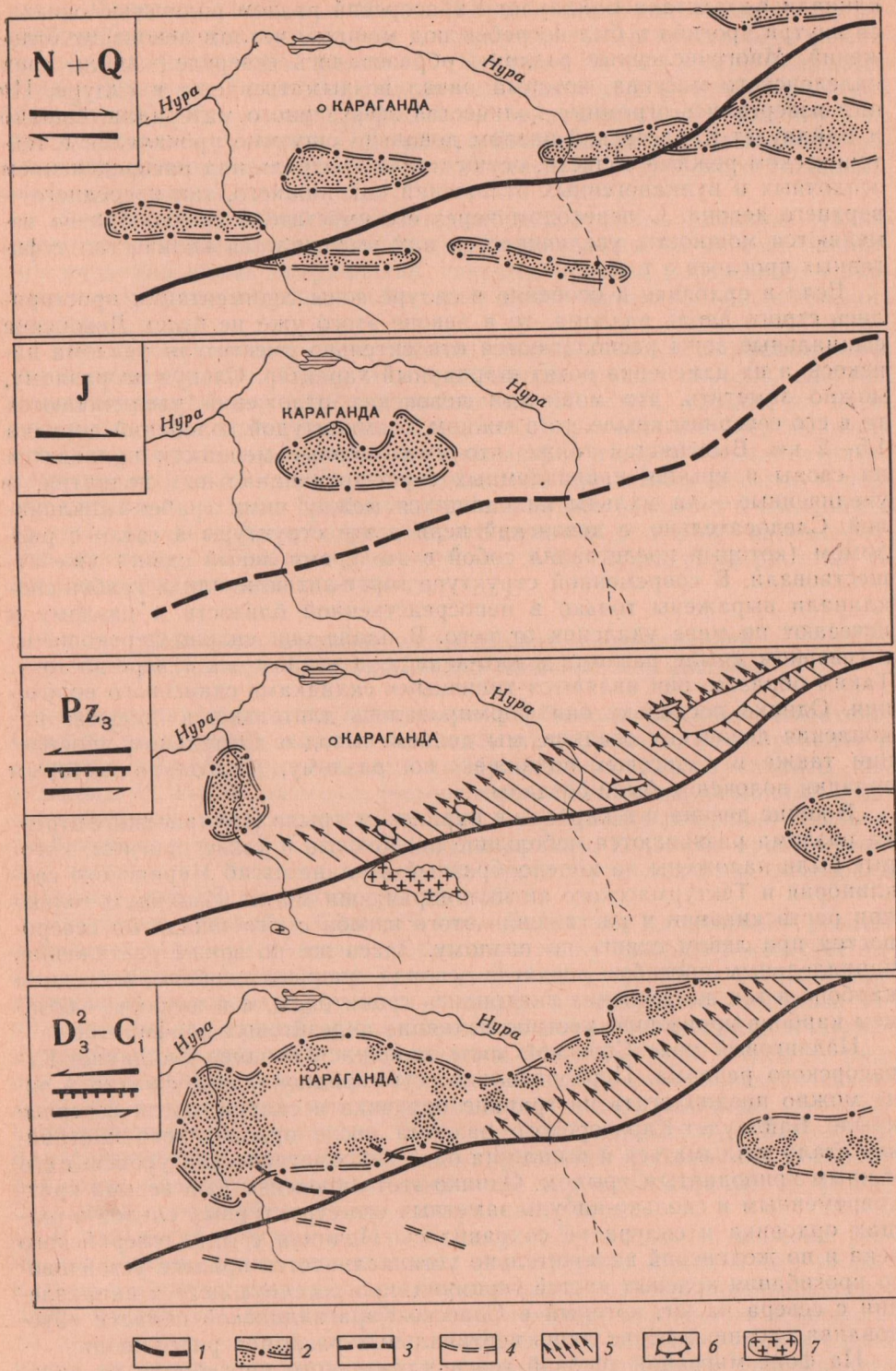
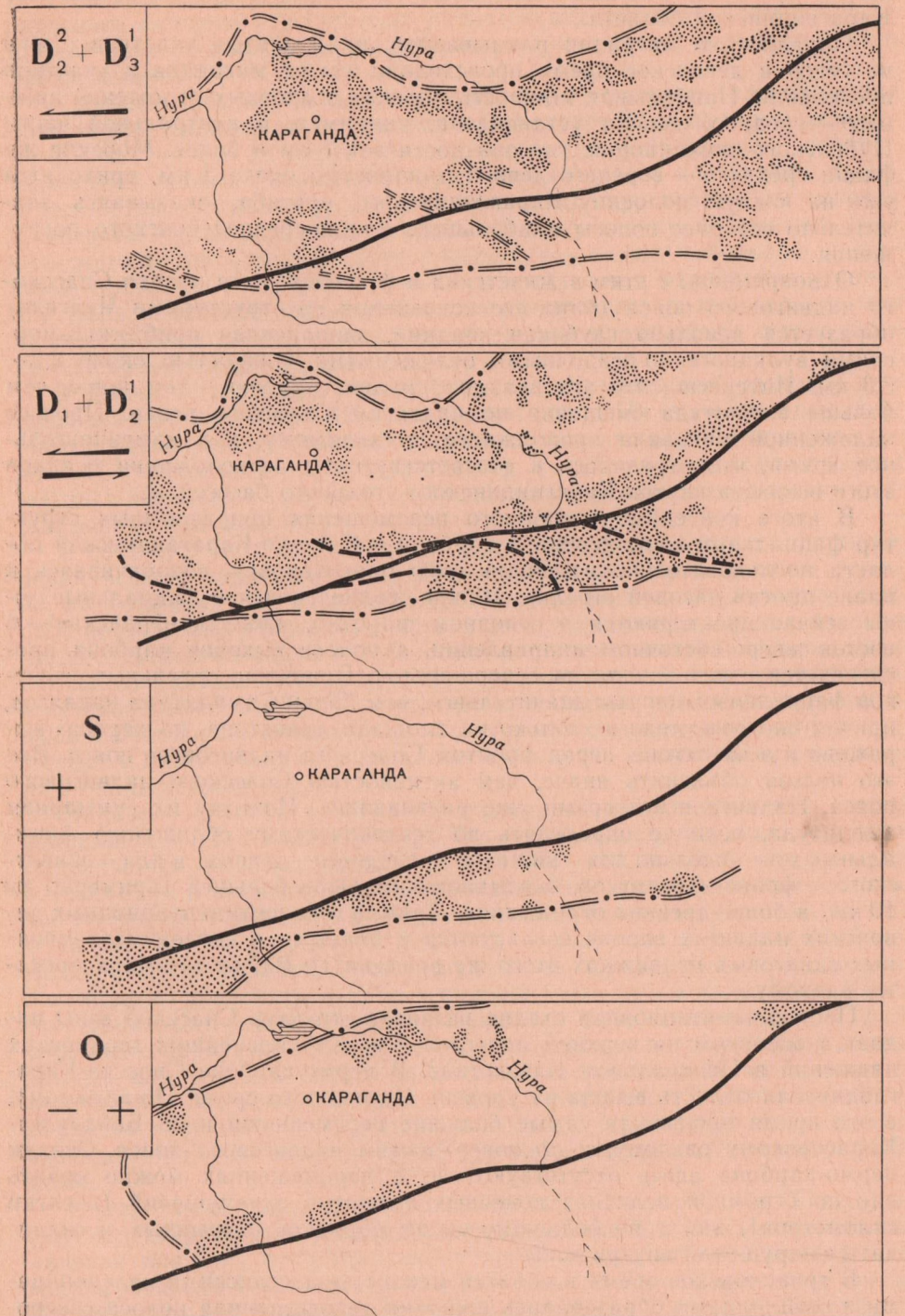


Рис. 67. Схема эволюции Байдаулет-Карасорского

1 — Байдаулет-Карасорский разлом; 2 — области прогибания и их граница; 3 — оси оперяющих синклиналей; 4 — оси оперяющих антиклиналей; 5 — зона развития надвигов; 6 — тектонические окна; 7 — приразломные гранитоидные интрузивы. Значки под возрастными



глубинного разлома (Центральный Казахстан)

1 — Байдаулет-Карасорский разлом; 2 — области прогибания и их граница; 3 — оси оперяющих синклиналей; 4 — оси оперяющих антиклиналей; 5 — зона развития надвигов; 6 — тектонические окна; 7 — приразломные гранитоидные интрузивы. Значки под возрастными

ло с направлением общих надвиговых смещений, известных в Спасско-Карагандинской области.

Параллельно миграции размываемых приподнятых участков с юга на север в девонское время происходила также миграция и участков прогибания. Наибольшая мощность морских осадочных отложений нижнего — среднего девона установлена, например, в центральной части Нуринского синклиория, где она достигает 7 км и более. Морские же фации среднего — верхнего девона, мощностью около 3 км, приходится уже на южную половину Карагандинского прогиба, оказываясь значительно севернее полосы наибольшего ниже-среднедевонского погружения.

Одновременно с этим в живетский и франкий века позади Спасского надвигового пояса (близ его сочленения со структурами Чингиза) образуется довольно глубокая впадина, заполненная прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными отложениями мощностью около 2,7—3,3 км. Интересно, что эта впадина по простиранию тем шире, чем больше амплитуда смещения по надвигам Спасского пояса. Процесс наложенной миграции продолжался, по-видимому, и в каменноугольное время, что отразилось в соответствующем расположении осадков этого возраста внутри Карагандинского угольного бассейна.

В итоге конседиментационного перемещения приразломных структур фациальные зоны девона и карбона в Спасско-Карагандинской области последовательно изменяли свою ориентировку, поворачиваясь в плане против часовой стрелки. Нижне-среднедевонские фациальные зоны сейчас простираются в основном широтно, живетско-франские — в восток-северо-восточном направлении, а полоса выходов карбона протягивается с юго-запада на северо-восток. Вращение отдельных участков фациальных зон тем значительнее, чем больше амплитуда надвигов, причем оно отчетливо не только на площади аллохтона, но хорошо выражено и в автохтоне, перед фронтом Спасского надвигового пояса. Все это нельзя объяснить иначе, чем активностью Спасского надвигового пояса. Надвиги в это время уже развивались. Поэтому их суммарная амплитуда, если ее определять по тектоническому сближению фациальных зон отдельно для нижнего — среднего девона и для живетского — франского ярусов, оказывается немного большей (примерно на 10 км) в более древних отложениях. Данные о конседиментационных сдвиговых подвижках этого же времени по Байдаулет-Карасорскому разлому.

Постседиментационная стадия развития структур Спасской зоны падает в основном на верхний палеозой — время сильнейших герцинских движений в Центральном Казахстане. В пермо-карбоне Спасско-Карагандинская область вышла на уровень эрозионного среза. По-видимому, в это время произошли самые большие перемещения и по Байдаулет-Карасорскому разлому, и по поверхностям надвигового пояса. Осадки пермо-карбона здесь отсутствуют, но о перемещениях можно судить как по огромной величине конечных амплитуд перемещений (десятки километров), так и по большому числу порядков разрывных и складчатых нарушений внутри зоны.

В триас-юрское время в области между казахстанскими каледонидами и герцинидами образовалась широкая депрессионная полоса северо-восточного простирания, ограниченная с юго-востока разломами Спасской зоны. В этой полосе местами накапливались угленосные отложения, сохранившиеся в виде нескольких небольших впадин — Майкюбенской, Карагандинской, Сарыузенской и др. Почти все впадины имели субширотную ориентировку и ограничивались либо с северной стороны, либо с южной второстепенными разрывами. Они возникли в основном как новообразования, наложившиеся и на положительные, и на отри-

цательные складчато-глыбовые сооружения предшествующих этапов. В Карагандинском бассейне, по Н. С. Шатскому, мезозойская мульда оказалась смещена относительно палеозойских структур к северу, и ее южный борт расположился на каменноугольных слоях, а северный — на лавах девона.

Простое строение и однообразное, закономерное расположение триас-юрских впадин по отношению к Байдаулет-Карасорскому разлому позволяет считать их структурами растяжения и проседания, оперяющими этот разлом. По-видимому, разлом развивался как правый сдвиг, отчего острые углы между ним и оперяющими структурами растяжения в северном крыле оказались открытыми к юго-западу. В местную фазу складчатости по Спасской зоне совершались также небольшие надвиговые подвижки в северных румбах, в связи с чем рэт-юрские отложения Карагандинской впадины были дислоцированы на юге сильнее, чем на севере. Сдвиговые и надвиговые смещения происходили скорее всего не одновременно, а в разные фазы.

В неоген-четвертичное время Байдаулет-Карасорский разлом Спасской зоны обнаруживал себя как правый сдвиг. На это указывают шарнирное расположение геоморфологических уступов по простиранию разлома (с юго-запада на северо-восток) и субширотная ориентировка местных небольших прогибов, являющихся, очевидно, оперяющими разлом зонами растяжения.

В соответствии с современными представлениями история формирования земной коры палеозоид Казахско-Северо-Тяньшаньского региона, на фоне и в связи с которой происходила эволюция разломов Спасской зоны и многочисленных других зон, укладывается в два главных этапа — субокеанический и собственно континентальный. Согласно представлениям автора (Суворов, 1971), субокеанический этап характеризуется одновременным существованием приподнятых участков с гранитизированной корой, имеющих форму огромных структурных дуг, и связанных с ними участков с океанической корой, аналогичных современным окраинным морям.

Наиболее крупной позитивной структурой субокеанического этапа является Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньская структурная дуга, простираться на 2 тыс. км при ширине 300—400 км. Она возникла еще в докембрии и временами представляла собой огромное поднятие, сходное по форме и строению с современными зрелыми островными дугами (Суворов, 1968). Фундамент поднятия составляли гнейсово-амфиболитовые, кварцит-порфиroidные и диабазовые породы, сильно метаморфизованные и гранитизированные в нижней трети уже в докембрии. Чехол был образован рифей-нижнепалеозойскими яшмо-диабазовыми и флишoidными породами. Некоторые гребни поднятия в разное время возвышались над уровнем океана и, разрушаясь, поставляли материал для накопления грубообломочных толщ (например, тиллитоподобных конгломератов венда). С запада и востока структурная дуга ограничивалась протяженными и также дугообразными глубинными разломами.

С восточной, тыльной стороны Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской структурной дуги располагалась Джунгаро-Балхашская геосинклинальная впадина, представляющая собой сейчас второй крупный элемент субокеанического этапа в Казахстане и Тянь-Шане. Она имела форму овала или ромба с поперечником не менее 1 тыс. км. Докембрийские отложения в фациях островных дуг здесь неизвестны, им, видимо, соответствуют эффузивы спилит-кератофирового ряда, по геофизическим данным, сливающиеся непосредственно с базальтовым субстратом. Именно они послужили фундаментом накопившихся затем мощных океанических слоев, представленных спилитовыми, кремнистыми и карбонатно-терригенными толщами. По строению геосинклинальная впадина

оказывается аналогичной впадинам современных морей (Суворов, 1968).

Возникшие в докембрии крупнейшие субокеанические структурные формы — Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньское поднятие и Джунгаро-Балхашская впадина оказали большое влияние на накопление палеозойских осадков. Поднятие характеризуется их наибольшей фациальной изменчивостью, минимальными мощностями (в сумме менее 10 км) и сокращенным периодом накопления (кембрий — ордовик), тогда как во впадине фациальные изменения менее значительны, мощности слоев местами возрастают до 15 км, а время их формирования растягивается до раннего карбона.

В процессе накопления океанических слоев главные структурные элементы страны были расчленены на геоантиклинали и геосинклинали меньшего размера. Возникли, например, поднятия Атасу и Кентерлау, где средняя суммарная мощность океанических слоев по сравнению с соседними впадинами уменьшена на 3—5 км. Пространственные изменения океанических слоев (главным образом их возрастных границ и мощностей) в связи с развитием структур 2-го порядка стали крайне неравномерными.

По мере воздымания и разрастания частных геоантиклиналей фациальный состав океанических слоев вверх по разрезу постепенно изменялся. Первоначально господствовавшие глубоководные яшмо-диабазовые и кремнисто-карбонатно-терригенные фации сменились флишеидными, а эти последние — прибрежными пестроцветными отложениями смешанного состава. Тектонические структуры субокеанической коры в палеозое прошли, по всей вероятности, две главных стадии формирования — начальную, эвгеосинклиналиную, и последующую, миогеосинклиналиную, по времени менее продолжительную. В заключительную фазу субокеанического развития конседиментационные структуры были преобразованы в сложную систему синклинориев и антиклинориев с крутыми крыльями.

В отличие от субокеанических, структуры континентального этапа несравненно проще. Залегающие в их основании гранит-диоритовые интрузивные и эффузивные комплексы слагают огромную пологозалегающую линзу или пластину с неровными краями, не претерпевшую сколько-нибудь значительных деформаций. Эти комплексы пронизывают самые различные части субокеанической коры или перекрывают их на больших пространствах и почти повсеместно находятся с ними в резко несогласных структурных соотношениях. Однако они субпараллельны земной поверхности и также намегают своеобразные наслоения.

Разновозрастная нижняя поверхность гранит-диоритовых слоев несет на себе различные неровности — карманы, заливы и т. п.; глубинными разломами она разбита на ступени и имеет ряд ответвлений, круто в виде каналов уходящих в глубь океанических слоев. Верхняя поверхность пологоволнистая, с многочисленными симметричными и асимметричными вздутиями и понижениями, напоминающими купола, мульды и моноклинали; все эти очень простые формы отражают такое же простое внутреннее строение гранит-диоритовых комплексов.

Формирование гранит-диоритовых пород связывается с орогенной стадией развития Казахстана и Тянь-Шаня, сменившей миогеосинклиналиную стадию предшествующего субокеанического этапа. Первые фазы гранитоидного магматизма еще как-то контролировались крупными поднятиями, главным образом Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской структурной дугой и Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием, где сосредоточена основная масса наиболее ранних гранит-диоритовых пород. Затем гранитообразование распространилось на склоны поднятий и в заключительные фазы охватило почти всю оставшуюся площадь (и

впадины и многие поднятия), не считаясь со структурами субокеанической коры.

Пульсирующее разрастание гранит-диоритовых слоев и связанные с ним неравномерное воздымание и размыв территории обусловили столь же неравномерное отложение в понижениях рельефа надгранитных молассовых и карбонат-терригенных образований, заполнивших ряд изолированных впадин типа брахигеосинклиналей.

Впадины трансгрессивно и несогласно перекрыли и субокеанические структуры, и некоторые части гранит-диоритовых слоев. Во впадинах на месте древнего Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньского поднятия мощность надгранитного чехла достигла наибольших значений, местами до 10 км. Седиментация здесь продолжалась в течение всего среднего и верхнего палеозоя и размеры впадин оказались максимальными — до 300 км в поперечнике.

На востоке страны континентальная седиментация охватила более короткие промежутки времени, в одних районах средний девон — ранний карбон, в других — поздний палеозой. Впадины этого возраста имеют вид либо удлиненных узких прогибов, либо небольших, по-разному ориентированных наложенных мульд глубиной от нескольких сот метров до первых километров. Минимальные значения мощности надгранитного чехла пришлось на участки с самой большой мощностью нижележащих океанических слоев.

Общая дислоцированность надгранитных слоев слабая, что также отличает их от более дислоцированных океанических слоев. Вместе с тем некоторые приразломные прогибы (Карагандинский, Успенский и др.) в связи с синхроничным орогенезом, гранитоидным магматизмом поздних фаз и крупноамплитудными горизонтальными перемещениями, приобрели к концу палеозоя довольно сложное складчато-чешуйчатое строение.

В целом структура надгранитного чехла по всему комплексу структурных и фациальных признаков соответствует остаточной геосинклинальной стадии развития земной коры.

В конце палеозоя — начале мезозоя рассматриваемая территория превратилась в жесткую глыбу, в пределах которой повсеместно началось платформенное развитие.

### Эвгеосинклинальная стадия

Эвгеосинклинальная стадия в Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской подсистеме разломов началась в рифее и продолжалась в раннем палеозое (до середины ордовика), в Джунгаро-Балхашской подсистеме ее продолжительность охватила интервал времени от позднего докембрия до начала силура.

В Кокчетавском районе кембро-ордовикские разломы (рис. 68) простирались в северо-западном и северо-восточном направлениях. Они установлены главным образом по границам распространения нижнепалеозойских спилит-кератофировой и андезитовой формаций, как ограничения геосинклинальных прогибов с мощными вулканогенно-осадочными толщами кембрия и ордовика и отчасти по присутствию небольших удлиненных тел гипербазитов и габброидов.

К началу палеозоя в районе уже была создана гетерогенная симатическая корка с участками сиала, в современном разрезе которой, по данным Р. А. Борукаева и Е. Д. Шлыгина, широко представлены амфиболиты, диабазовые и андезитовые порфиры, гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты архея и протерозоя общей мощностью свыше 15 км. Разломы пересекали эту первозданную корку и уходили еще на какую-то глубину. Являясь проводниками магматических продуктов ультраосновного и основного состава, они, вероятно, представляли собой гипогенные

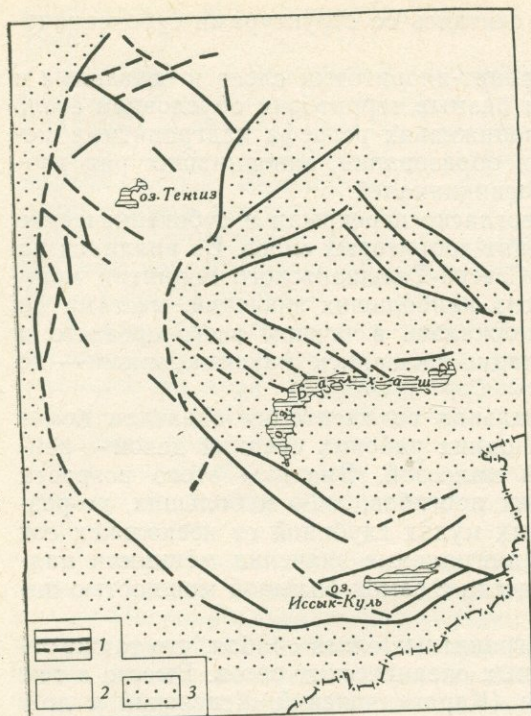


Рис. 68. Эвгеосинклинальные разломы Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня  
 1 — глубинные разломы; 2 — область преимущественного воздымания; 3 — область преимущественного прогибания

зоны растяжения (глубинные сбросы). По некоторым из разломов, например по Акканбурлукскому и другим, предполагаются правосторонние сдвиговые подвижки.

Территория Кокчетавского района и всего Северного Казахстана в раннем палеозое была расчленена разломами северо-западного и северо-восточного простираний на ромбовидные в плане блоки. По величине углов между перекрещивающимися разломами (50—60 и 120—130°) можно предположить, что длинные диагонали ромбовидных глыб простирались субширотно или с юго-запада на северо-восток.

Улутавская группа разломов, занимающая западную часть Центрального Казахстана между оз. Тенгиз и нижним течением р. Сарысу, состояла в основном из разломов север-северо-западного и север-северо-восточного направлений. В Байконурском геосинклинальном прогибе разломы разделяют сейчас блоки с различ-

ными разрезами терригенных, терригенно-карбонатных и кремнисто-сланцевых толщ нижнего палеозоя, мощность которых местами скачкообразно изменяется от 10 до 1—2 км; иногда разломы ограничивают полосы вулканогенных пород верхнего ордовика. В пределах Улутавского поднятия разломы прослеживаются по цепочкам небольших, обнаженных и скрытых на некоторой глубине массивов гипербазитов карадокского возраста, которые объединяются в один или два змеевиковых пояса субмеридионального простирания. Главнейший из поясов проходит по границе древних Карсакпайского синклизория и Улутавского антиклизория. Мощность рассеченных разломами докембрийских метаморфических отложений составляет 10—15 км.

Разломы Улутавской группы в раннем палеозое представляли собой либо гипоглубинные сбросы, либо приподнятые зоны растяжения с неясной амплитудой смещения по вертикали, достигая на глубине, по крайней мере, подошвы базальтового слоя. Они расчленили весь район на систему ромбов, сильно вытянутых, в отличие от кокчетавских, в меридиональном направлении. Острые углы в пересечениях разломов север-северо-западного и север-северо-восточного простираний находятся в пределах 25—40°. Основной (Западно-Улутавский) разлом существовал, скорее всего, как взброс с приподнятым восточным крылом.

Северо-Тяньшаньская группа раннепалеозойских разломов охватывает бассейн оз. Иссык-Куль и соседние по широте районы. Разломы сосредоточены в пределах Кунгей-Заилийского и Сусамыр-Терской поднятий и в Киргизско-Иссыккульском прогибе; в плане полоса этих структур дугообразно выпуклая к югу.

Главные направления раннепалеозойских разломов Северного Тянь-Шаня северо-восточное и северо-западное. Одни из них пролегали меж-

ду площадями размыва и геосинклинальной седиментации (Центрально - Терской), другие разделили подвижные блоки, в которых осадконакопление шло с разной скоростью, отчего мощность слагающих их отложений оказалась резко неодинакова (изменяется на 300—400%), вдоль третьих расположились штоки основных пород (Чилико-Кеминский), четвертые контролировали вулканизм (Ичкелетауский) и т. п.

Большинство разломов формировалось в обстановке растяжения, обусловленного длительным ростом основных поднятий. В зонах некоторых разломов, например Чилико-Кеминского, усилия растяжения чередовались с усилиями сжатия в связи с колебательным характером движений их крыльев. В крайних западных и северных разломах происходили небольшие сдвиговые подвижки, отмеченные перистыми структурными рисунками.

В разломах северо-западного простирания сдвиговые смещения были направлены по ходу часовой стрелки (Ичкелетауский разлом), северо-восточного простирания — против часовой стрелки (Актюзский разлом).

Как и Кокчетавский район, Северный Тянь-Шань был расчленен раннепалеозойскими разломами на ряд глыб ромбовидной в плане формы с внутренними углами 50—60 и 120—130°. Длинные оси этих глыб были вытянуты субширотно, короткие — субмеридионально. При всех различиях в ориентировке и характере проявления раннепалеозойских глубоинных разломов Кокчетавской, Улутавской и Северо-Тяньшаньской групп их объединяет одна общая особенность, а именно, они предопределили ромбический структурный рисунок нарушенных ими районов. И если их соединить в одну зону, то как раз и получится огромная дуга (о которой говорилось выше), выпуклая на запад и юго-запад и открытая на восток. С юга она ограничивалась наиболее крупным разломом, известным под названием линии Николаева. Линия этого разлома, дугообразно выпяченная на юг и юго-запад, в разрезе, вероятно, круто наклонялась к северу и северо-востоку.

О правомерности такого объединения рассмотренных раннепалеозойских разломов в структуре дуги свидетельствуют все геологические данные. Здесь сосредоточены крупнейшие древние поднятия (антиклинории), сложенные метаморфическими толщами докембрия — Кокчетавское, Арганаты-Улутавское, Карсакпайское, Малокаратауское, Сусамыр-Терское (внешняя зона) и Ерементау-Ниязское, Атасуйское, Чу-Илийское, Кунгей-Заилийское (внутренняя зона). Вдоль них также дугообразно вытягиваются и геосинклинальные прогибы — Калмыккульский, Байконурский, Большого Каратау, Киргизский и другие (за пре-

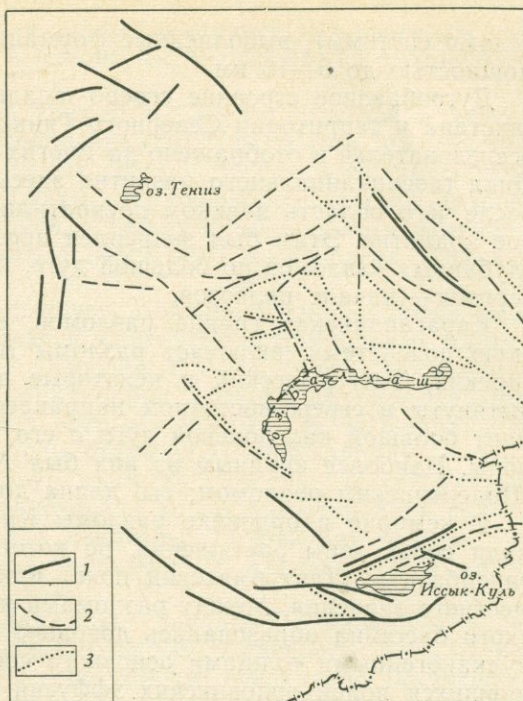


Рис. 69. Орогенные разломы Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня

1 — разломы верхнего ордовика — силура; 2 — разломы девона — нижнего карбона; 3 — разломы верхнего палеозоя

делами системы), выполненные формацией нижнепалеозойского флиша мощностью до 5—10 км.

Дугообразное строение северо-западных районов Центрального Казахстана и территории Северного Тянь-Шаня отмечалось целым рядом исследователей и отображено на многих тектонических схемах и картах. Цикл геосинклинального развития здесь закончился в конце ордовика, после чего область целиком превратилась в обширное геоантиклинальное поднятие. Этим был закреплен перекрестный структурный рисунок глубинных разломов по большой дуге, который наметился в конце протерозоя — начале палеозоя.

Карагандинская группа разломов, входящая в Джунгаро-Балхашскую подсистему, включает разломы Ангренсорский, Байдаулет-Карасорский, Тектурмасский и некоторые другие, более мелкие. Разломы вытянуты в северо-восточном направлении, ограничивая северный сегмент большой каледонской дуги с его юго-восточной, внутренней, стороны. Наиболее крупным из них был Ангренсорский, соединившийся с Шидертинским разломом; его длина достигала 400 км.

В кембрии и ордовике разломы Карагандинской группы представляли собой зоны растяжения, по которым внедрялись спилиты, затем гипербазиты (Тектурмасский пояс) или небольшие гранитоидные тела местного значения. Между разломами к северу и к югу от Карагандинского бассейна образовались довольно глубокие прогибы, заполненные вулканогенными толщами основного состава. По расположению сохранившихся полей ордовикских эффузий можно заключить, что прогибы были параллельны разломам, а последние проявлялись как глубинные сбросы.

К разломам Карагандинской группы на юго-западе под углом 60—70° в плане причленялась Западно-Прибалхашская группа разломов, имевших выдержанное северо-западное простирание. Некоторые из них находились внутри большой каледонской дуги, но большинство выходило далеко за ее пределы — на Атасу-Жамшинский водораздел и в район Кентерлау.

Крупнейшие разломы Западно-Прибалхашской группы в раннем палеозое размещались в бортах Джалаир-Найманского геосинклинального грабена и послужили вместилищем малых интрузий габбро и тел гипербазитов так называемого Чу-Балхашского пояса. Местами вдоль них внедрились гранитоиды, довольно значительные по площади в Чу-Илийских горах, и происходили выбросы вулканических продуктов основного состава.

Разломы Атасу-Жамшинского водораздела (Атасуйский и другие меньшей величины) контролировали отдельные выходы основных и ультраосновных пород и разграничивали местные прогибы и поднятия. Некоторые из них, находившиеся на продолжении разломов Северного Прибалхашья (Кентерлау), показаны на прилагаемой схеме (см. рис. 68) под Токрауской верхнепалеозойской впадиной в виде гипотетических, но весьма возможных для раннего палеозоя линий. Крайние восточные разломы рассматриваемой группы простирались в восток-северо-восточных румбах.

Разломы Западно-Прибалхашской группы разделили этот район на систему субпараллельных блоков (грабенов и горстов), которые в течение кембрия и ордовика испытывали преимущественно вертикальные колебания небольшой амплитуды. Разломы существовали как глубинные сбросы, по крайней мере, никаких данных о горизонтальных подвижках по ним не имеется.

В 200—300 км к северо-востоку от Западно-Прибалхашской группы располагаются раннепалеозойские разломы Чингизского района. Разломы Чингиза, как и западно-прибалхашские, вытянуты с юго-востока на северо-запад и под разными углами сочленяются с карагандинскими

разломами. Угол сочленения тех и других восточнее г. Караганды составляет  $110-120^\circ$ , но севернее, в районе оз. Ангренсор, он уменьшается до  $80^\circ$ .

Главные разломы Чингизской группы в раннем палеозое — Аягуз-Ащисуйский, Чингизский и Восточно-Аркалыкский. Вдоль их сместителей вытягиваются небольшие линзы габбро, перидотитов, змеевиков протерозоя и нижнего кембрия, сжатые веретенообразные тела нижнепалеозойских гранитоидных интрузий, а между ними — полосы вулканогенных (средних, кислых и основных) пород того же возраста, а также осадочные образования.

Разломы не параллельны друг другу, поэтому ограничиваемые ими участки в плане напоминают клинья и вытянутые остроугольные блоки. Внутренние конседиментационные структуры блоков, то есть поднятия и прогибы (или антиклинории и синклинории), также не параллельны разломам, причленяясь к ним под острыми углами. В юго-западном крыле Чингизского разлома эти углы открыты к северо-западу, в северо-восточном крыле — к юго-востоку. Таким образом, Чингизский разлом в эвгеосинклинальную стадию представлял собой левосторонний сдвиг. На это же указывает ориентировка некоторых оперяющих трещин отрыва или местных зон растяжения, заполненных магматическим материалом.

Глубинные разломы Карагандинской, Западно-Прибалхашской и Чингизской групп, а также краевые разломы Северного Тянь-Шаня (Актюзский, Чилико-Кеминский) в совокупности очерчивали Джунгаро-Балхашскую геосинклинальную область, несколько вытянутую в субмеридиональном направлении. В ее пределах были сосредоточены основные кембрийские геосинклинали, разделенные или ограниченные эмбриональными поднятиями, на месте которых затем возникли узкие антиклинории (Тектурмасский, Атаусуйский, Чингизский, Кентерлауский, Кунгейский). Эта часть Центрального Казахстана, заполнявшаяся кремнисто-яшмовой формацией, в раннем палеозое представляла собой сильно расчлененную обширную впадину. Это наложило отпечаток на общую конфигурацию разломов Карагандинской, Западно-Прибалхашской и Чингизской групп и по существу объединило их в одну большую группу, которую можно противопоставлять разломам каледонской дуги.

### Миогеосинклинальная стадия

Миогеосинклинальная стадия, в течение которой отлагались главным образом флишеидные и пестроцветные, преимущественно осадочные породы смешанного состава, в пределах Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской подсистемы была очень непродолжительной и охватила лишь небольшую часть ордовика. Значительно сильнее она сказалась в Джунгаро-Балхашской подсистеме, где проявлялась не только в ордовике, но и в силуре и в первой половине девона, а в Джунгарском Алатау перешла даже в ранний карбон.

Расположение разломов Казахско-Северо-Тяньшаньской системы осталось таким же, каким оно было в эвгеосинклинальную стадию. По мере воздымания дугообразного Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньского поднятия разломы этой части Казахстана стали последовательно закрываться и терять связь с наиболее глубокими магматическими очагами. Вдоль некоторых из них все еще продолжалось проседание отдельных прогибов, но в глубину они не достигали, по-видимому, даже базальтового слоя и были амагматичны. Наиболее значительными среди них в ордовике были разломы Джалаир-Найманской зоны, ограничивавшие грабен длиной около 700 км; эти разломы представляли собой мезоглубинные сбросы.

В Карагандинской группе разломов, восточнее, в связи с некоторым расширением внутренней геосинклинальной впадины Центрального Казахстана, Ангренсорский разлом оказался почти полностью погребенным. Активность Тектурмасского разлома прекратилась. В силуре изменилось направление вертикальных движений по Байдаулет-Карасорскому разлому Спасской зоны, а в девоне начались сдвиговые и надвиговые перемещения. Сформировалась новая, Успенская, зона разломов северо-восточного простирания, отделившая от Тектурмасского антиклинория Жаман-Сарысуйский прогиб; вдоль Успенской зоны в конце силура происходили вулканические извержения, положившие начало накоплению узкой полосы кислых эффузивов и их туфов, довольно быстро выклинивающихся в южных румбах (по мере удаления от разлома).

В девонской миогеосинклинали, расположенной к востоку и юго-востоку от Атасу-Тектурмасского массива, глубинных дизъюнктивных дислокаций не было. Здесь, возможно, существовал магматически пассивный Актасский разлом северо-западного простирания, разделявший местные поднятия и впадины; его юго-западное крыло, ранее опускавшееся, в девоне несколько приподнялось.

В Прибалхашском прогибе и немного восточнее него в миогеосинклинальную стадию возникли разломы северо-восточного направления, в частности Акбастауский и др.; они нарушили систему раннепалеозойских разломов северо-западного простирания, остатки которых в виде небольших зон — Аксоран-Акджальской и Атасуйской — уже не играли значительной роли в тектонике района. Из них наиболее рельефным был первый разлом, ограничивавший Жаман-Сарысуйский прогиб с юго-запада.

В девоне же впервые проявился Центрально-Казахстанский разлом, разделивший разломы Чингизской и Карагандинской групп. Морфологически он был выражен в виде неглубокого сброса с проседавшим западным крылом.

### Орогенная стадия

Орогенная стадия в пределах Казахско-Северо-Тяньшаньской системы предопределила возникновение наибольшего количества самых разнообразных разломов (рис. 69). Одни из них локализовались по швам предшествующих стадий, другие же появились впервые. Они были связаны либо с интрузивным, либо с эффузивным магматизмом среднего — кислого состава и в большинстве своем не выходили за пределы мезоглубинного и эпиглубинного уровней. В кинематическом отношении среди них преобладали сдвиги и надвиги, а также сбросы и раздвиги, обусловленные горизонтальными перемещениями масс земной коры и сопутствующими погружениями и воздыманиями крупных структур.

В западной половине системы орогенные разломы существовали с конца ордовика до начала карбона включительно и лишь местами их развитие перешло в поздний палеозой (Ерементау, Иссык-Куль); в восточной половине наибольшее распространение они получили в девоне, карбоне и перми. В течение всего этого времени орогенные разломы последовательно мигрировали по территории Казахско-Северо-Тяньшаньской глыбы с запада и северо-запада на восток и юго-восток.

В Кокчетавском районе в силуре отчетливо обособились некоторые новые разломы северо-восточного простирания, например Александровско-Дороговский и другие, пространственно связанные с интрузиями гранитоидов, ориентированными вдоль сместителей и конкордантно с ними. Эти разломы в современной структуре в большинстве своем наклонены к юго-востоку. Вместе с Акканбурлукским швом, который в силуре сохранил роль правого сдвига, они обусловили не только поднятия, но и смещение к северо-западу нижнепалеозойских толщ Калмыккульского

синклиория и Джаркаинагачского антиклиория; предполагается, что амплитуда горизонтального перемещения по этому разлому за силуру достигла 50 км.

В зоне Барлыколь-Атансорского разлома также начались сдвиговые подвижки, о чем можно судить по расположению в его крыльях гранитоидных тел крыккудукского комплекса, удлинённых в субмеридиональном направлении. В данном случае они, по-видимому, могут рассматриваться как оперяющие разлом местные зоны растяжения. Острые углы между ними и сместителем разлома открыты в северо-восточном крыле к северо-западу, в юго-западном — к юго-востоку. Это характеризует Барлыколь-Атансорский разлом как правый сдвиг.

Глубинные разломы Улутавской группы были лучше всего выражены в Арганаты-Улутавском антиклиории, где вдоль них, восточнее меридиана  $66^\circ$ , внедрилось несколько гранитных массивов. Одни из них расположились на восточном крыле Западно-Улутавского разлома, другие — вдоль Восточно-Улутавского, третьи — в крыльях Каиндинского. Имея в виду, что многие граниты каледонской дуги, связанные с разломами, тяготеют в то же время к поднятиям, можно предположить, что восточные крылья Западно-Улутавского и Восточно-Улутавского разломов, были в орогенную стадию несколько приподняты. Наиболее высокое положение занимало, видимо, северное крыло Каиндинского разлома; по сравнению с предыдущими стадиями этот разлом распространился далеко на Сарысу-Тенизский водораздел, где его простираие изменилось на субширотное; здесь в его южном крыле шло отложение пестроцветных терригенных толщ.

В Северном Тянь-Шане основные направления орогенных глубинных разломов совпали с направлениями разломов предшествующей стадии. Соответственно этому гранитоиды образовали батолитоподобные тела с крутыми боковыми контактами и широкой пологой кровлей, вытянутые вдоль разломов к северо-западу и северо-востоку. Западнее оз. Иссык-Куль ряд гранитоидных тел имеет субширотное направление, что, вероятно, связано с заложением субширотных дизъюнктивных линий. Перистый структурный рисунок эродированной кровли нижнепалеозойских толщ в зонах Ичкелетауского и Актюзского разломов позволяет предполагать вдоль них сдвиговые подвижки, большинство же остальных разломов по-прежнему оставались глубинными сбросами.

Важнейшая структурная линия В. А. Николаева ограничивала с юга и юго-запада каледонское поднятие и гранитоидный пояс Северного Тянь-Шаня. Зона этого Главного Тяньшаньского разлома, имевшая субширотное простираие, в силуру на всем протяжении оказалась приподнятой, к северу и югу от нее осадконакопление прекратилось и лишь по гранитоидам, интродуировавшим северное крыло разлома, можно предполагать, что относительно южного оно воздымалось и, возможно, круто надвигалось к югу. Местами в зоне сохранились сместители, наклоненные на север.

При всех изменениях рассмотренных глубинных разломов Кокчетавского, Улутауского и Северо-Тяньшаньского районов их структурный рисунок остался подчинен конфигурации дугообразного геоантиклинального поднятия.

Разломы Западно-Прибалхашской группы в силурийский период видоизменились сильнее всего. Джалаир-Найманский грабен был приподнят и стал областью размыва, а из ограничивавших его в ордовике двух разломов остался один, некоторым образом новый, также шов 1-го порядка, по диагонали пересекший нижнепалеозойские толщи грабена; близ него участками проявлялась вулканическая деятельность, а в юго-западном крыле, в Чу-Илийских горах, сформировались небольшие гранитоидные интрузии. Вдоль северо-западного берега оз. Балхаш параллельно новому Джалаир-Найманскому разлому зародился еще

один дизъюнктив, отделивший Джалаир-Найманское поднятие от Прибалхашского прогиба, где шло накопление вулканогенных и осадочных отложений — рифовых известняков, порфиристов и туфов мощностью в несколько сот метров.

В зону Чингизского разлома внедрилось несколько мелких гранитоидных интрузивов, а местами в ней вспыхивала вулканическая деятельность; вулканы среднего — кислого состава накапливались также около Аягуз-Ащисуйского разлома. Полосы вулканических и осадочных пород силура в блоке, ограниченном Чингизским и Аягуз-Ащисуйским разломами, не параллельны их сместителям и подходят к ним под острыми углами. Это позволяет предположить здесь горизонтальные смещения силурийского времени: именно они могли предопределить появление местных зон растяжения, с которыми была связана полосовая вулканическая деятельность. Как и в эвгеосинклинальную стадию, сдвиговые подвижки по Чингизскому и Аягуз-Ащисуйскому разломам были направлены, скорее всего, против часовой стрелки.

Внутренняя область Центрального Казахстана, начиная с девона, была расчленена на несколько частей. Обособленное положение в ней заняло Атасу-Тектурмасское поднятие, представлявшее собой срединный массив грушевидной в плане формы. К северу, западу и югу от него вдоль внутреннего края каледонского геоантиклинального поднятия в виде дуги заложился глубокий прогиб, заполненный мощными, до 3—4 км и более вулканогенными толщами порфиристовой формации; этот прогиб получил название девонского вулканического пояса. К концу девона — началу карбона Атасу-Тектурмасское поднятие превратилось в протяженную структурную дугу, выпяченную на запад, к которой причленился и вулканический пояс.

Заложение девонского вулканического пояса по внутреннему краю каледонской дуги обычно связывается с огромными расколами между каледонидами и герцинидами Казахстана. Однако, как нам представляется, вулканический материал поставлялся в девонский дугообразный прогиб главным образом по множеству сравнительно коротких разломов, ориентированных в самых различных направлениях, но закономерно.

Главная система коротких разломов располагалась перпендикулярно внутреннему краю каледонского геоантиклинального поднятия и описывала соответственно этому большой полукруг с поперечным расположением нарушений. По краям Чуйской глыбы разломы простирались с юго-запада на северо-восток, на Сарысу-Тенизском водоразделе — в широтном и северо-западном направлениях, в Карагандинском прогибе — субмеридионально.

Часть разломов была залечена и перекрыта потоками лавы, но многие сохранились, обнаруживая связь с распространением эффузивов и особенно их жерловых фаций. Так, например, по краям Чуйской глыбы вдоль разломов вытягиваются полосы кислых эффузивных пород среднего девона. На Сарысу-Тенизском водоразделе разломы ограничивают небольшую (центральную) впадину северо-западного простирания с мощной до 3,2 км вулканогенно-осадочной толщей среднего — верхнего девона, в обе стороны от которой разрез отложений того же возраста резко сокращается и становится красноцветно-терригенным. Параллельно Тентекскому меридиональному сбросу в Карагандинском прогибе вытягивается полоса прижерловых, связанных с разломами кристаллокластических липарит-дацитовых туфов, редкие субвулканические тела и гранитные интрузии девонского возраста.

Крупные глубинные разломы, например Ангренсорский, Спасский, Джалаир-Найманский и Атасуйский, нарушали девонский вулканический пояс, но занимали при этом особое положение. Во-первых, они не ограничивали его, а пересекали его границы наискось под острыми

углами. Во-вторых, они развивались не как зоны растяжения, а как конседиментационные сдвиги. Разломы северо-восточного направления (Байдаулет-Карасорский) представляли собой левые сдвиги, северо-западного направления (Джалаир-Найманский) — правые.

Некоторые из отмеченных меридиональных разломов вулканического пояса, контролировавшие эффузивную деятельность, принадлежали системе нарушений, оперяющих крупные сдвиги. Сюда же входили и местные субширотные зоны растяжения на участках между каждой парой параллельных сдвигов. Примером такой зоны можно считать субширотную полосу развития нековых фаций и вторичных кварцитов (Темир-Тау — Колхозное) между Шидертинским и Байдаулет-Карасорским левыми сдвигами.

Среди более мелких разломов северо-западного направления выделялся Атасуйский правый сдвиг. В соответствии с горизонтальным движением его крыльев по часовой стрелке приразломные конседиментационные впадины и тела гранитоидов по обе стороны от него расположились субмеридионально. Резко обозначился разлом вдоль р. Моинты, по которому сформировался небольшой гранитоидный пояс. Некоторые гранитоидные тела в крыльях Моинтинского разлома также внедрились по субмеридиональным трещинам растяжения, что характеризует и этот разлом как правый сдвиг.

В Успенской зоне (как и в Спасской) центр прогибания в конце девона — начале карбона сместился с южного крыла на северное. Сдвиговые подвижки здесь прекратились, во всяком случае, их признаков в виде оперяющих разлом конседиментационных структур, как это было в начале девона, мы не знаем. В более высокое южное крыло внедрился раннегерцинский Мамантасский гранитоидный массив. По-видимому, Успенская зона, подобно Спасской, была выражена как надвиговая структура.

Поздний палеозой явился заключительным этапом формирования ряда орогенных разломов и ограничиваемых ими глыбовых структур, после которого во многих районах рассматриваемой территории наступило продолжительное затишье.

Основным глубинным нарушением Атасу-Тектурмасской герцинской дуги был Джалаир-Найманский разлом, в северо-восточном крыле которого сконцентрировалось наибольшее число гранитных тел. Северо-восточное крыло разлома высоко приподнялось по всей длине и несколько надвинулось к юго-западу. Вследствие этого сместитель разлома получил наклон к северо-востоку, сохранившись в таком положении до настоящего времени. Сдвиговые подвижки по разлому, характерные для него в девоне — начале карбона, в позднем палеозое прекратились.

Восточнее Джалаир-Найманского разлома и параллельно ему проходили Атасуйский и Моинтинский разломы, контролировавшие несколько небольших гранитоидных тел, которые расположились под острыми углами к их сместителям; они были связаны с оперяющими трещинами растяжения, на что указывают их удлиненная форма и вертикальные контакты. В этом смысле наиболее интересны субширотные массивы Сарытау, Кызылтау и Атарские, заключенные между Атасуйским и Моинтинским разломами. Они позволяют считать данные разломы в позднем палеозое правыми сдвигами.

В средней части герцинской дуги крупнейшими разломами были Спасский и Успенский, оба северо-восточного простирания. Спасская зона, как и в начале карбона, оставалась сложным нарушением с левосторонними сдвиговыми подвижками и одновременным надвижением толщ в северных румбах. Вдоль Успенской зоны внедрился Калдырминский гранитный батолит и происходили выбросы кислых вулканических продуктов. Для проникновения к дневной поверхности им служили трещины растяжения, косо расположенные относительно главного смес-

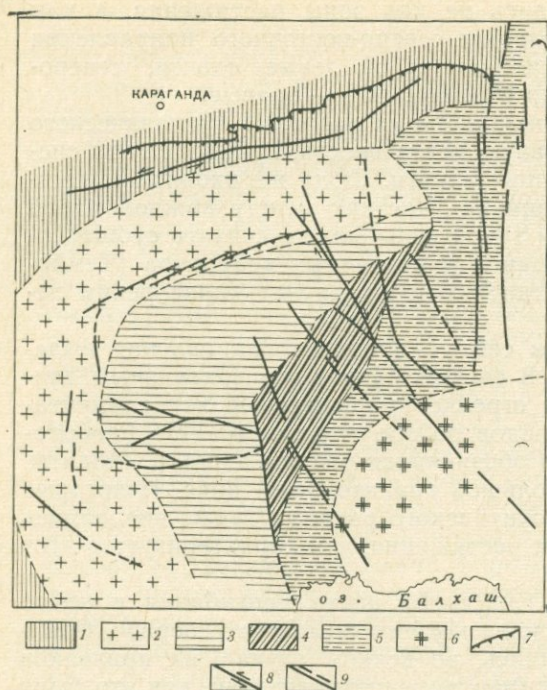


Рис. 70. Схема тектоно-магматической зональности Токрауской депрессии и ее обрамления в позднем палеозое

1 — периферическая амагматическая зона; 2 — фронтальная гранитно-интрузивная зона; 3 — эффузивно-интрузивная (1-я промежуточная) зона; 4 — депрессионно-вулканическая (собственно раздвиговая) зона; 5 — интрузивно-эффузивная (2-я промежуточная) зона; 6 — тыловая гранитно-интрузивная зона; 7 — крупнейшие надвиги; 8 — сдвиги; 9 — прочие разломы (сбросы, сбросо-сдвиги, взбросы, взбросо-сдвиги)

масского поднятия и Токрауской депрессии позднепалеозойские магматические образования и орогенные разломы на обширном пространстве от Карагандинского бассейна до оз. Балхаш расположились закономерно в виде нескольких зон (рис. 70). По северо-западной периферии этой территории обособилась своеобразная зона, в пределах которой позднепалеозойские магматические продукты дневной поверхности не достигли (Спасская зона, Карагандинский прогиб, западные части Тектурмасского антиклинория и Успенского синклинория). Активная магматическая деятельность закончилась здесь в конце девона, местами, может быть, в начале карбона, после чего, в позднем палеозое, в связи с горизонтальными перемещениями большой амплитуды и со сжатием верхних частей земной коры магмоподводящие разломы закрылись.

Следующая к юго-востоку зона — фронтальная гранитно-интрузивная — была локализована в южной части Карасорской впадины, Тектурмасском антиклинории, Успенском синклинории (с Джаксытагалинским надвиговым поясом) и в восточной половине Атасуйского антиклинория, параллельно дугообразной периферической зоне. Основная особенность фронтальной гранитно-интрузивной зоны — чрезвычайно широкое распространение по всей ее площади крупных удлиненных гранитных массивов, таких как Сарытау, Карагайлы, Коттуадам, Кызылтау, Калдырма, Ортау, Космурун и других, составивших в совокупности огромный гранитоидный пояс. На некоторых участках зоны (горы Космурун, Джаксы-Тагалы, Каркаралы) заложилась овально-кольцевые структуры с большим количеством гранит-порфировых даек. Длина этих структур 15—25, ширина 10—15 км. Подобно гранитным телам, они расположи-

тителя. В современных обнажениях углы между главным сместителем и трещинами разного возраста открыты то к северо-востоку, то к юго-западу. Это свидетельствует о том, что в позднем палеозое сдвиговые подвижки были то правыми, то левыми. Продолжалось также и надвигание масс к северу, в результате чего толщи верхнего девона — нижнего карбона были смяты, метаморфизованы и перекрыты более древними образованиями; в конечном итоге на месте Успенской зоны сформировался односторонний рамп.

Успенская и Спасская зоны на востоке обрывались Актасским и Аягуз-Ащисуйским разломами. Поэтому в северо-восточной части герцинской дуги преобладающими стали разломы северо-западного простирания. Известные здесь многочисленные малые интрузии щелочного ряда и гранитов, а также некоторые вулканы были связаны с этими разломами.

Соответственно контурам сопряженных Атасу-Тектур-

лись вдоль продольной оси фронтальной гранитно-интрузивной зоны. Местами, преимущественно на севере гранитно-интрузивной зоны, довольно существенную роль приобрели вулканогенные породы, образовавшие небольшие овальные в плане впадины — Бугалы, Конур-Тюбе и другие, как бы наложенные на гранитный пояс.

Палеотектоническая обстановка внутри фронтальной гранитно-интрузивной зоны в течение позднего палеозоя была более сложной, чем в амагматичной периферической зоне. Наряду со структурами сжатия — крупными надвигами, изоклинальной складчатостью и т. п. здесь возникли и структуры проседания — пологие мульды, а также сбросы и сбросо-сдвиги, которые способствовали как излиянию лав, так и (позднее) внедрению гранитов. Однако повсеместная вытянутость и линейно-дугообразное расположение структурных форм и магматических тел указывают все же на преобладание в пределах зоны суммарных усилий сжатия, направленных с юго-востока на северо-запад.

Третья тектоно-магматическая зона приходится на Жамансарыусый антиклинорий и северо-западную окраину Токрауской депрессии к востоку и к югу от ст. Агадырь. В плане она (как и две первые зоны) имеет форму выпуклой к северо-западу дуги, но внутренняя ее структура в связи с возросшей ролью эффузивных пород совершенно иная.

На гетерогенном досредневизейском фундаменте этой эффузивно-интрузивной зоны широко развились изометричные или округлые в плане гранитные штоки (Аксоран, Аиртау, Акчатау), кольцевые интрузии (Байназар, Улькен-Каракуу) и мульды эффузивных пород (Моинты, Караирек, Негайбыл и др.), средний диаметр которых не превышает 15—25 км. Одни из них несколько вытянуты к северо-востоку, другие — к северо-западу, третьи — субширотно. В целом их ориентировка не отвечает дугообразному простиранию зоны. Аналогичным образом распределены и разломы, выраженные преимущественно сбросами и сбросо-сдвигами.

Четвертая депрессивно-вулканическая зона сформировалась внутри Токрауской депрессии и была заполнена вулканогенными породами мощностью до 2—3 км при подчиненной роли гранитов. Здесь возникло довольно много сбросов северо-восточного простирания в сочетании с северо-западными сдвигами и сбросо-сдвигами (Актасская зона). Особенно широко распространились клиновидные в плане и разрезе блоки.

В пятой, интрузивно-эффузивной зоне, отвечающей восточной половине Токрауской депрессии, существенное значение вновь приобретают гранитные интрузии, которые располагаются среди верхнепалеозойских вулканогенных пород мощностью до 3 км и более.

Наряду с магматогенными сбросами в пятой зоне широко развиваются сдвиги и сбросо-сдвиги северо-западного простираня, наиболее отчетливые в Актасской зоне. Эта зона в позднем палеозое состояла из нескольких кулис сместителей, многочисленных трещин разных систем и нескольких порядков и имела ярко выраженное перистое строение. Полосы эффузивных образований местами вытянулись параллельно некоторым сместителям, претерпевая в крыльях последних скачкообразные изменения по мощности и составу; такие сместители имели характер конседиментационных сбросов. По другим же сместителям разобщенные части одних и тех же складчато-глыбовых структур были передвинуты в горизонтальной плоскости. Этим было обусловлено появление многочисленных трещин скола и отрыва, причем последние в значительные фазы развития заполнились дайковым материалом.

Под действием горизонтальных перемещений оси кальдер и куполов, а также гранитные тела и жерловые фации расположились под острыми углами к сдвигам, а между каждой парой этих последних они приобрели субширотную ориентировку, как, например, в изучавшейся нами кальдере Сарытерек, южнее сел. Актогай.

Последняя, шестая, зона имеет небольшие размеры и обрамляет Токраускую депрессию с юго-восточной стороны, вдоль Кентерлауского антиклинория, и называется нами тыловой гранитно-интрузивной зоной. Сюда входят гранитные массивы Восточно-Коунрадский, Мамырский, Кызылту и другие; граниты внедрились вдоль разломов северо-западного и меридионального простираний. Некоторые из них, как, например, Восточно-Коунрадский массив, были рассечены сдвигами со смещением до 2 км.

### Остатчно-геосинклиальная стадия

Остатчно-геосинклиальная стадия в развитии Казахско-Северо-Тяньшаньской системы разломов началась после формирования нижней части гранит-диоритовой оболочки и затем продолжалась при формировании верхней, последовательно мигрируя с запада на восток по мере ослабления орогенных поднятий. Основные структуры этой стадии представлены крупными изометричными впадинами или линейновытянутыми прогибами, заполненными континентальными молассовыми и морскими карбонатно-терригенными формациями с примесью туфового материала и продуктов разрушения гранит-диоритовой коры. Впадины и прогибы ограничивались разломами, среди которых наиболее отчетливы эпиглубинные сбросы (рис. 71).

В западной части системы некоторые блоки каледонского дугообразного поднятия в среднем и позднем девоне стали неравномерно проседать. Здесь возникло несколько глубоких грабен-синклиналей — Кийминский прогиб, параллельный Александровско-Дороговскому разлому, Тамдинско-Шагырлинский прогиб в восточном крыле Западно-Улутавского разлома, впадина близ Кирейского и Каиндинского разломов на Сарысу-Тенизском водоразделе, а также в окрестностях Чуйской глыбы и в бассейне верхнего Нарына вдоль линии Николаева. Впадины у внешнего края каледонского поднятия расположились параллельно его дугообразной оси, у внутреннего края, ближе к Токрауской депрессии — перпендикулярно оси. Первые были генетически связаны с наиболее крупными разломами (1-го порядка), вторые — с более мелкими. И те и другие в силу своего положения на геантиклинальном поднятии или в его краях представляли собой структуры растяжения. Значительная мощность отложенных во впадинах моласс (2,5—4,5 км) указывает на довольно большие амплитуды сбросовых перемещений.

В конце девона — начале карбона каледонское поднятие начало по системам сбросов быстро распадаться и практически перестало существовать. На его месте возникли обширные впадины — Тенизская, Джекказганская, Чуйская, Нарынская, Восточно-Киргизская, Заилийская и другие, где накапливались карбонат-

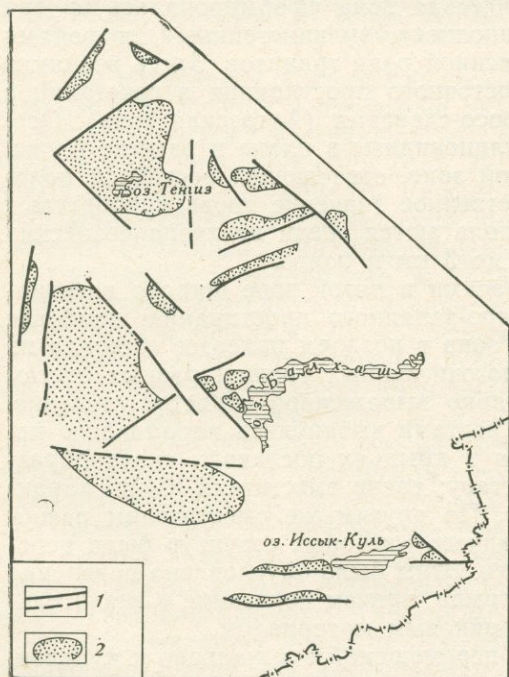


Рис. 71. Остатчно-геосинклиальные разломы Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня  
1 — разломы; 2 — условные контуры приразломных средне- и верхнепалеозойских прогибов и впадин

ные и карбонатно-терригенные отложения, местами частично красноцветные или угленосные, а в Северном Тянь-Шане — вулканогенно-осадочные.

В это же время в пределах вновь возникшего Атасу-Тектурмасского поднятия формировались линейные прогибы Карагандинский, Успенский, Аксоран-Ақджальский, Джайльминский и др. Они были заполнены карбонатно-терригенными и угленосными осадками фамена, турне и визе мощностью 1—2 км. Одновременно со сбросами здесь проявлялись также сдвиги и надвиги (Спасская, Успенская зоны).

В позднем палеозое развитие глыбовых структур остаточного-геосинклинальной стадии продолжалось преимущественно в западных участках Казахско-Северо-Тяньшаньской системы, разломы которых приобрели наибольшую контрастность. Тенизская впадина имела трехугольную форму и ограничивалась тремя сбросами: на северо-западе — Александровско-Дороговским, на юго-западе — Кирейским, на востоке — Восточно-Тенизским. Впадина заполнялась пестроцветными терригенными отложениями, мощность которых превысила 2,5 км и, по данным некоторых авторов, местами достигла 5,4 км.

Джезказганская впадина, отделенная от Тенизской плоским водоразделом, во многом была сходна с ней. Границами впадины были меридиональный Восточно-Улутавский разлом и часть северо-западного Джалаир-Найманского разлома; в позднем палеозое они превратились в крутые надвиги или взбросы, наклоненные в стороны от впадины; в районе Чуйской глыбы граница впадины проходила по сбросам северо-восточного простирания. На юге Джезказганская впадина сливалась с Чуйской, но здесь, вдоль р. Чу, существовал еще так называемый Иттыкейский вал с протяженным субширотным сбросом. По данным электроразведочных и сейсморазведочных работ, к северу от этого вала мощность верхнего палеозоя достигла 5—6 км, к югу они составляли около 2 км.

Полоса опусканий запада Центрального Казахстана дугообразно опоясывала Атасу-Тектурмасское поднятие, и суммарный размах вертикальных движений был не менее 10 км. Однако ни по одному из разломов, сопровождавших и стимулировавших эти опускания, не произошло магматических внедрений. После силурийско-девонского магматизма глыбовые структуры западных районов Казахстана, очевидно, консолидировались, и глубинные разломы потеряли связь с глубокими магматическими очагами. Некоторые из разломов, например, Барлыкколь-Атансорский, вообще перестали существовать как активные тектонические нарушения.

### Платформенная и послеплатформенная стадии

Начиная с мезозоя в Казахстане и Северном Тянь-Шане герцинские структуры причленились к каледонским, и вся эта территория превратилась в жесткую платформу. В триасе и юре господствующим сооружением стал обширный и плоский Казахский свод, осложненный платформенными структурами и постепенно погружавшийся на северо-восток, запад и юг. В пределах свода количество разломов резко сократилось.

Как уже отмечалось выше, в переходной области между казахстанскими каледонидами и герцинидами образовалась широкая депрессионная полоса северо-восточного простирания, ограниченная с юго-востока разломами Спасской зоны. Другая полоса проседания и седиментации локализовалась на западной окраине Казахского массива, где возникло несколько субмеридиональных грабенов — Бурлукский, Байконурский и другие, с мощностью (в первом) до 600 м. Угленосные отложения под углами 5—15° были смяты в складки меридионального простирания и

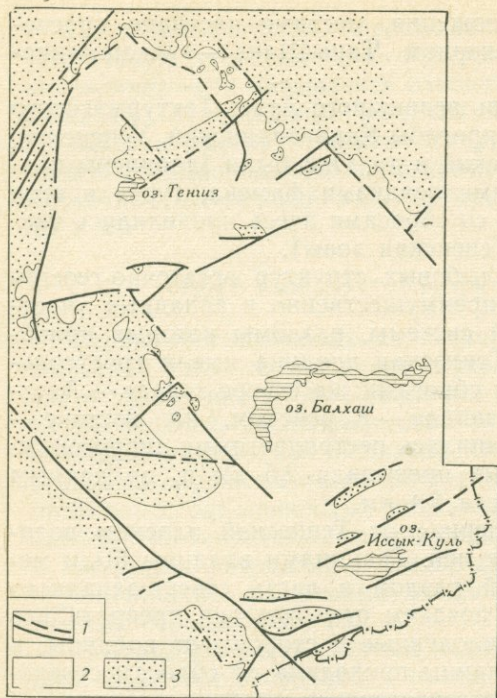


Рис. 72. Платформенные разломы Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня

1 — разломы; области преимущественного: 2 — поднятия, 3 — опускания

Эффузивы отмечены в районах Кайнаминском, Семейтауском, Чарском, Западно-Калбинском и в других, расположенных юго-восточнее, за рамкой прилагаемой схемы (рис. 72). По А. Г. Гокоеву, извержения в этих районах происходили в конце юры. Полоса эффузивных пород совпадала с крупнейшим Зайсано-Иртышским разломом, отделявшим раннегерцинскую Обь-Зайсанскую зону от каледонид Северного Казахстана. По расположению эффузивных тел можно предположить, что разлом проявлялся как правый сдвиг. При этом он, возможно, был сочленен со Спасским разломом, а вместе они составляли динамическую систему (динамопару). Разломы сопрягались под тупым углом, в результате чего в Спасской зоне произошли правосторонние сдвиговые смещения, вызвавшие в свою очередь поперечное растяжение в Зайсано-Иртышской зоне.

В Северном Тянь-Шане преобладала система разломов северо-восточного простиранья, которые, как и в Казахстане, сказывались на распределении угленосных осадков по площади. Наиболее существенным был разлом по южному берегу оз. Иссык-Куль. В его северном крыле сформировался прогиб с мощностью отложений до 500 м, а на востоке, на Ойкарагайском буроугольном месторождении, в связи с ним на дневную поверхность проникли щелочные вулканические породы; здесь юрские пласты были вздернуты, их наклон от 2—5 до 35—40°. Параллельно Южно-Иссыккульскому разлому протягивался Заилийский разлом, также ограничивавший с юга небольшой юрский прогиб.

На протяжении мела и палеогена в Казахстане продолжалось дальнейшее выравнивание рельефа путем размыва выступов палеозойских пород и заполнения осадками впадин. В то же время здесь несколько усилилось воздымание Казахского свода в целом и он приобрел более четкие очертания, будучи со всех сторон окруженным устойчивыми зонами прогибания и седиментации. В этих зонах сформировался сплош-

нарушены сбросами. На севере в этой же полосе по правому берегу р. Ишим известны выходы оливиновых базальтов и долеритов мощностью 16 и 23 м, возраст которых считается триасовым. Они тоже вытянуты в север-северо-восточном направлении и приурочены к разломам. Очевидно, по границе Казахского массива и Тургайского прогиба проходила региональная глубинная зона разломов растяжения. К ней принадлежал и Западно-Улутавский разлом, игравший, правда, небольшую роль. Разломы полосы располагались прерывистыми кулисами и в некоторых местах, как отмечают, они, по-видимому, отсутствовали — там палеозойское ложе постепенно погружалось под отложения мезозоя.

На северо-востоке Казахстана существовала зона растяжения северо-западного направления, с которой связаны выходы мезозойских эффузивов (андезитов-базальтов, долеритов и др.).

ной платформенный чехол, в состав которого вошли континентальные пестроцветные песчано-глинистые осадки нижнего и верхнего мела, морские пески и глины палеоцена и эоцена и континентальный песчано-глинистый олигоцен.

Казахский свод почти со всех сторон ограничивался разломами, отделившими от участков размыва зоны седиментации. На западе выделялся субмеридиональный Западно-Улутавский разлом, имевший длину до 600 км. Он служил восточной границей Тургайского прогиба, в ближайших участках которого суммарная мощность мел-палеогеновых осадков превысила, по-видимому, 300 м, а в наиболее прогнутой его части, по данным бурения, она достигла 1 км.

На сочленении Казахского массива с Чу-Сарысувской депрессией проявился Джалаир-Найманский разлом. В начале мезозоя он был малоактивным и теперь несколькими кулисами обновился только на своем северо-западном отрезке; здесь к нему причленились северо-восточные разломы р. Сарысу и окраины Чуйской глыбы.

На северо-востоке Казахстана возродился Барлыкколь-Атансорский разлом, залеченный в конце раннего карбона. Он отделил от Казахского массива Восточно-Кокчетавскую ступень, которая по нему опустилась и стала местом накопления континентальных и отчасти морских осадков палеогена. Параллельно Барлыкколь-Атансорскому разлому вдоль современных озер Селетитениз — Улькенкарой, вероятно, протягивался еще один разлом, служивший границей распространения сплошного платформенного чехла с большой, по данным бурения, мощностью нижнего мела (650 м) и палеогена (местами до 260 м). Третьим действующим разломом северо-западного направления был, по-видимому, Восточно-Аркалыкский разлом. Он отделил с юго-запада иртышскую полосу накопления континентально-морских отложений палеогена (мощностью около 260 м).

Свод Казахского массива участками, по-видимому, рассекался разломами северо-восточного направления. Один из них проходил вдоль прямолинейно вытянутого юго-восточного края прогиба, протягивавшегося от оз. Тенгиз до г. Целинограда и далее.

Несколько разломов осложнили юго-восточную окраину Казахского массива, где известны континентальные верхнемеловые отложения, но главным образом континентальные отложения олигоцена, залегающие в основании мощного красноцветного комплекса. И те, и другие рассечены разломами, как, например, в Илийской впадине. Разлом вдоль хр. Малайсары совпадал с северной границей распространения отложений мела — неогена и существовал, очевидно, как конседиментационный сброс. На южных склонах этого хребта, кроме того, имела место слабая вулканическая активность.

В Северном Тянь-Шане главные разломы имели субширотное и северо-восточное направление. Среди них особенно выделялись Актюзский, Южно-Иссыккульский, небольшой субширотный отрезок Главного Тянь-Шаньского, Атбашинский и некоторые другие нарушения. Все эти разломы были ограничениями зон отложения киргизского красноцветного комплекса. Вблизи некоторых из них образовались залежи базальтов, приуроченные к нижним горизонтам разреза. Выходы базальтов известны почти во всех депрессиях — Иссыккульской, Джумгольской, Нарынской, в долине р. Ак-Сай и в других местах; мощность базальтов десятки метров, протяженность по простиранию 10—15 км.

Таким образом, в платформенную стадию развития разломы Казахско-Северо-Тяньшаньской системы вновь существенно перестроились и приобрели некоторые новые черты. Число активных разломов уменьшилось, но резко увеличилась их глубина, которая достигла, по-видимому, поверхности Мохоровичича, на что указывают излияния лав основного состава.

Последняя стадия в эволюции разломов Казахстана и Северного Тянь-Шаня — неоген-четвертичная. В это время оживляются разломы почти всех предшествующих стадий, причем главная роль остается за сдвигами и сбросо-сдвигами небольшой амплитуды. Местами, в зонах эпиплатформенного орогенеза, развиваются сбросы и взбросы. В Северном Тянь-Шане вдоль границ гор и впадин вытягиваются мощные зоны дробления, в пределах которых ограниченные неоген-антропогеновыми разломами блоки испытывают резко дифференцированные вертикальные движения. Известны следующие амплитуды движений за неоген-антропогеновое время: для Илийской впадины и Заилийского Алатау 5—7 км, Чуйской впадины и Киргизского хребта 5—6 км, в северном борту Иссык-Кульской впадины 4—6 км, в южном борту 5 км. Средняя скорость вертикальных движений в Северном Тянь-Шане определена в пределах 0,5—1 мм в год.

---

Эволюция глубинных разломов Казахско-Северо-Тяньшаньской системы, рассмотренная от начала палеозоя до четвертичного периода (в интервале свыше 0,5 млрд. лет), в общем плане развития земной коры является своего рода связующим звеном между океаническим и платформенным состояниями разломов.

Ранние стадии развития палеозой — эвгеосинклиналичная и миогеосинклиналичная — отвечают субокеаническому этапу. В это время на территории Казахстана и Северного Тянь-Шаня сосуществовали островная дуга с гранитизированной корой и впадина типа окраинного моря с базальтовым основанием и типичными океаническими отложениями. Параллельное длительное формирование этих двух структурных элементов предопределило многие особенности разломов того времени и их различия между собой — дугообразную или линейную форму, ромбические или остроугольно-перекрестные структурные рисунки, гипоглубинный или мезоглубинный уровни, преимущественно сбросо-взбросовую или сбросо-сдвиговую подвижность и, наконец, разную динамическую обстановку — преобладающего сжатия в пределах дуги и растяжения во впадине.

Более поздние орогенная и остаточнo-геосинклиналичная стадии соответствуют собственно континентальному этапу. В это время на всей территории Казахстана был сформирован гранит-диоритовый комплекс, который затем в ряде мест был перекрыт молассовыми и карбонатно-терригенными отложениями.

Среди разломов орогенной стадии широко развились надвиги и сдвиги, а также подчиненные им сбросы и раздвиги. Расположение разломов стало более мозаичным, появились перистые и перисто-дугообразные структурные рисунки, а глубина уменьшилась до уровня поверхности Конрада. Остаточнo-геосинклиналичные разломы были представлены главным образом еще более мелкими, эпиглубинными сбросами с линейными структурными рисунками и мозаичным по площади расположением.

В платформенную стадию континентального развития палеозой, падающую на мезозой и большую часть кайнозоя, формируется существенно глыбовая структура Казахстана и его тектонический рельеф выравнивается. Разломы в массе своей характеризуются менее упорядоченной ориентировкой, ограничивая всевозможные угловатые и полигональные в плане глыбы. Морфологически они выражены эпиглубинными сбросами, сбросо-сдвигами и флексурами, из них некоторые достигают и гипоглубинного уровня. Неоген-четвертичную стадию развития разломов Северного Тянь-Шаня можно считать послеплатформенной — ей

отвечает мощное воздымание этой территории и образование серии гипоглубинных сбросов и взбросов.

Установленные закономерности в развитии глубинных разломов палеозойской Казахско-Северо-Тяньшаньской системы могут быть применимы и к другим системам палеозойских.

Выше уже отмечалось первоначальное океаническое или субокеаническое развитие Алтая. В последнее время было выяснено, что отложения палеозойских геосинклиналей всей территории Евразии во многих местах сходны с отложениями современных океанических структур. Соответственно этому был сделан вывод, что складчатые области проходят океаническую, переходную и континентальную стадии развития (Тектоника..., 1972). Континентальное развитие разломов палеозойской отчетливо коррелируется с континентальным развитием разломов эпигерцинских плит и в какой-то степени похоже на развитие соответствующих разломов древних платформ.

## 2. ОБЛАСТЬ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В области мезозойской складчатости на Северо-Востоке СССР и в Приморье глубинные разломы также разнообразны и играют такую же важную роль, как и в палеозойских. Первые сведения о разломах мезозойской отражены главным образом в работах 50-х гг. В Приморье крупные разломы были установлены Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым, в Верхоянско-Чукотской области сведения о них были систематизированы В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым. Позже разломы в различных районах специально изучались И. И. Берсеневым, А. И. Бурдэ, Ю. Я. Вашиловым, Г. С. Гусевым, Б. А. Ивановым, Э. П. Изохом, М. И. Ициксоном, Д. А. Кириковым, Л. И. Красным, К. Б. Мокшанцевым, А. А. Николаевским, С. М. Тильманом, И. Н. Томсоном, Б. М. Чиковым, Г. К. Шило и др.

Глубинные разломы почти со всех сторон оконтуривают область мезозойской складчатости и придают ей форму огромной, выклинивающейся на юг треугольной глыбы. На западе ее ограничивают Приверхоянский, Юдомо-Майский, Сетте-Дабанский разломы и несколько кулисно расположенных разломов по краям Буреинского прогиба и Хабаровской впадины, на востоке и юго-востоке — разломы Охотско-Чукотского вулканического пояса и Восточно-Сихотэ-Алинский разлом; на севере глыба мезозойская скрывается под водами северных морей (рис. 73).

Восточными кулисами Монголо-Охотской зоны и Аянским разломом мезозойской, как известно, расчленены на две части — Верхоянско-Чукотскую и Сихотэ-Алинскую, разломы которых, соответственно их масштабу, объединяются нами в первом случае в систему, а во втором в подсистему. Вместе же они образуют обширную Колымо-Приморскую надсистему.

Верхоянско-Чукотская система разломов подразделяется, в свою очередь, на четыре подсистемы, отвечающие глыбам меньшего размера, — Верхоянско-Верхнеколымскую, Колымо-Омолонскую, Чукотскую и Приохотскую. Первая охватывает Верхоянскую антиклинальную зону, Сетте-Дабанский антиклинорий и Яно-Колымскую синклиналию; вторая — Колымо-Омолонский срединный массив\* (с Зырянской и Олойской впадинами); третья — Чукотскую складчатую область (до р. Большой Анюй); четвертая — Охотско-Чукотский вулканический пояс (с Охотским массивом).

Геологические признаки разломов Верхоянско-Чукотской системы следующие: поясовое размещение эффузивов, малых интрузий и бато-

\* По новейшим данным (Шило, Мерзляков, 1972), это не срединный массив дорифейской консолидации, а эвгеосинклиналиальная зона.

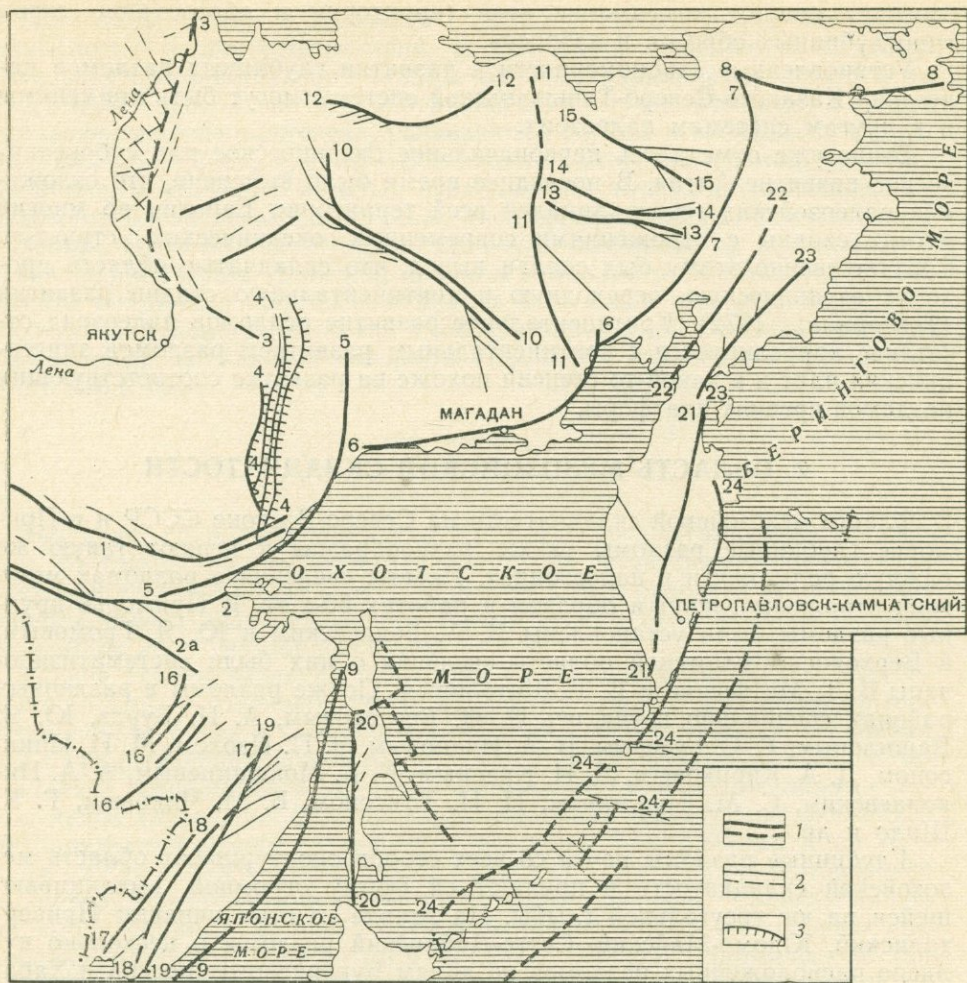


Рис. 73. Схема главных глубинных разломов подвижных областей Востока СССР.  
По Д. А. Кирикову, 1967 г.

Разломы: 1 — главные; 2 — оперяющие, 3 — надвиги. Краевые глубинные разломы: 1 — Становой, 2 — Монголо-Охотский (2а — Южно-Тукурингский), 3 — Приверхоинский, 4 — Юдомо-Майский и Сетте-Дабанский. Глубинные разломы вулканогенов: 5 — Аянский, 6 — Магаданский, 7 — Анадырский, 8 — Чукотский, 9 — Восточно-Сихотэ-Алинский. Глубинные разломы складчатых областей: 10 — Индигиро-Колымский, 11 — Приколымский, 12 — Полоусненский, 13 — Намындыкано-Умуракчанский, 14 — Олойско-Березовский, 15 — Ангарский, 16 — Баджало-Бурейский, 17 — Западно-Сихотэ-Алинский, 18 — Даубихинский, 19 — Центрально-Сихотэ-Алинский, 20 — Западно-Сахалинский, 21 — Центральный Камчатский, 22 — Пенжинско-Парапольский, 23 — Вивинский. Глубинные разломы современных геосинклиналей: 24 — Курильские острова, Восточная Камчатка и Курило-Камчатская глубоководная впадина. Сплошные линии — разломы, четко устанавливаемые по различным признакам, пунктирные — разломы, выделяемые предположительно

литов, прямолинейные ограничения структурных блоков и фациальных зон, узкие грабеноподобные межгорные впадины, зоны дробления и трещиноватости, видимые разрывы сплошности горных масс и т. п. Соответственно этому среди разломов выделены (Матвеевко, Шаталов, 1958): открытые полости, выполненные магматическими или гидротермальными породами, зоны интенсивной трещиноватости со следами интрузивной и гидротермальной деятельности, видимые разломы типа сбросов и надвигов.

По геолого-геофизическим данным (Николаевский, 1964), разломы намечаются по цепочкам линейных магнитных аномалий интенсивностью меньше 500  $\gamma$  и по полосовым магнитным аномалиям интенсивностью свыше 500  $\gamma$ , а также по зонам гравитационных и магнитных уступов. Они подразделяются на три группы — межглыбовые (наиболее распро-

страненные), магмоконтролирующие и торцовые. Кроме того, среди них выделяются продольные и поперечные разломы.

Ю. Я. Вашиловым в 1967 г. установлено, что корневые части разломов часто тяготеют к глубинам, на которых находятся субгоризонтальные границы раздела земной коры. По этому признаку им выделены разломы надгранитные, надбазальтовые, коровые и внутримантийные. В бассейне рек Анадырь — Пенжина подобным уровням отвечают глубины 11,5, 20,0, 28,0 и 40—45 км (рис. 74).

По тектонической принадлежности различаются (Кириков, 1967) краевые глубинные разломы (Приверхоанский, Юдомо-Майский), глубинные разломы вулканогенов (Аянский, Магаданский, Анадырский), глубинные разломы складчатых областей (Индигино-Колымский, Приколымский, Полоусненский). Кроме того, выделены краевые разломы срединных массивов, наложенных впадин, скрытые разломы фундамента и т. п.

Наконец, по характеру развития отмечаются разломы геосинклинального периода, средних этапов, или соскладчатые, поздних этапов, или послескладчатые, конечных этапов, или разломы молодой платформы (Матвеевко, Шаталов, 1958). Выделяются также разломы сквозного развития, дорифейские, продолжавшие развиваться в позднем палеозое — мезозое, вновь образованные в позднем палеозое — мезозое (рис. 75).

Сравнение стратиграфических разрезов Верхоянья, Чукотки и Приморья показало, что главные комплексы палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород повторяются здесь приблизительно в том же порядке, как было установлено нами в палеозойской Казахско-Северо-Тяньшаньской системе, но на более высоких стратиграфических уровнях. Так, эвгеосинклинальные отложения, представленные кремнисто-вулканогенными породами, эффузивами основного состава, известняками, песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью свыше 10 км, известны, например, в Приморье. Согласно Р. И. Соколову, А. И. Бурдэ, А. П. Глушкову и Н. М. Сытиной, они образуют в геосинклинальном комплексе один или два структурных яруса, которые формировались от ордовика и почти до конца перми. В Верхоянье и Чукотке в комплексе близких по возрасту отложений (ордовик — ранний карбон, местами пермь) преобладают известняки мощностью до 8—11 км, среди которых кремнисто-вулканогенные породы занимают подчиненное положение: основные эффузивы известны здесь, в частности, в хр. Сетте-Дабан (девон), на островах Котельном и Бельковском отмечаются пластовые интрузии и дайки диабазов (девон — ранний карбон); в Анюйской зоне основной магматизм с наибольшей интенсивностью проявлялся в перми. Тем не менее этот комплекс пород Верхоянья и Чукотки более близок к геосинклинальным образованиям, чем к платформенным (как предполагалось некоторыми исследователями), а большие мощности, однообразный состав, локальное присутствие основных изверженных пород сближает его с комплексами рассматриваемой эвгеосинклинальной стадии субокеанического этапа.

Накопление следующих по разрезу (снизу) миогеосинклинальных пород, преимущественно флишoidов, местами с кремнистыми сланцами и эффузивами основного ряда, происходило в среднем карбоне — юре (Верхоянье), в перми — начале мела (Чукотка), в поздней перми — раннем меле (Приморье). Породы орогенного ряда — средние и кислые

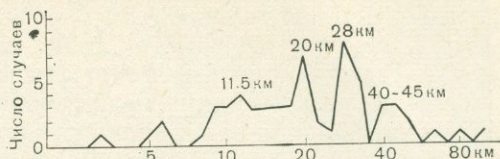


Рис. 74. Полигоны распределения глубин нижних кромок возмущающих поле силы тяжести масс (бассейн рек Анадырь—Пенжина). По Ю. Я. Вашилову, 1967 г.

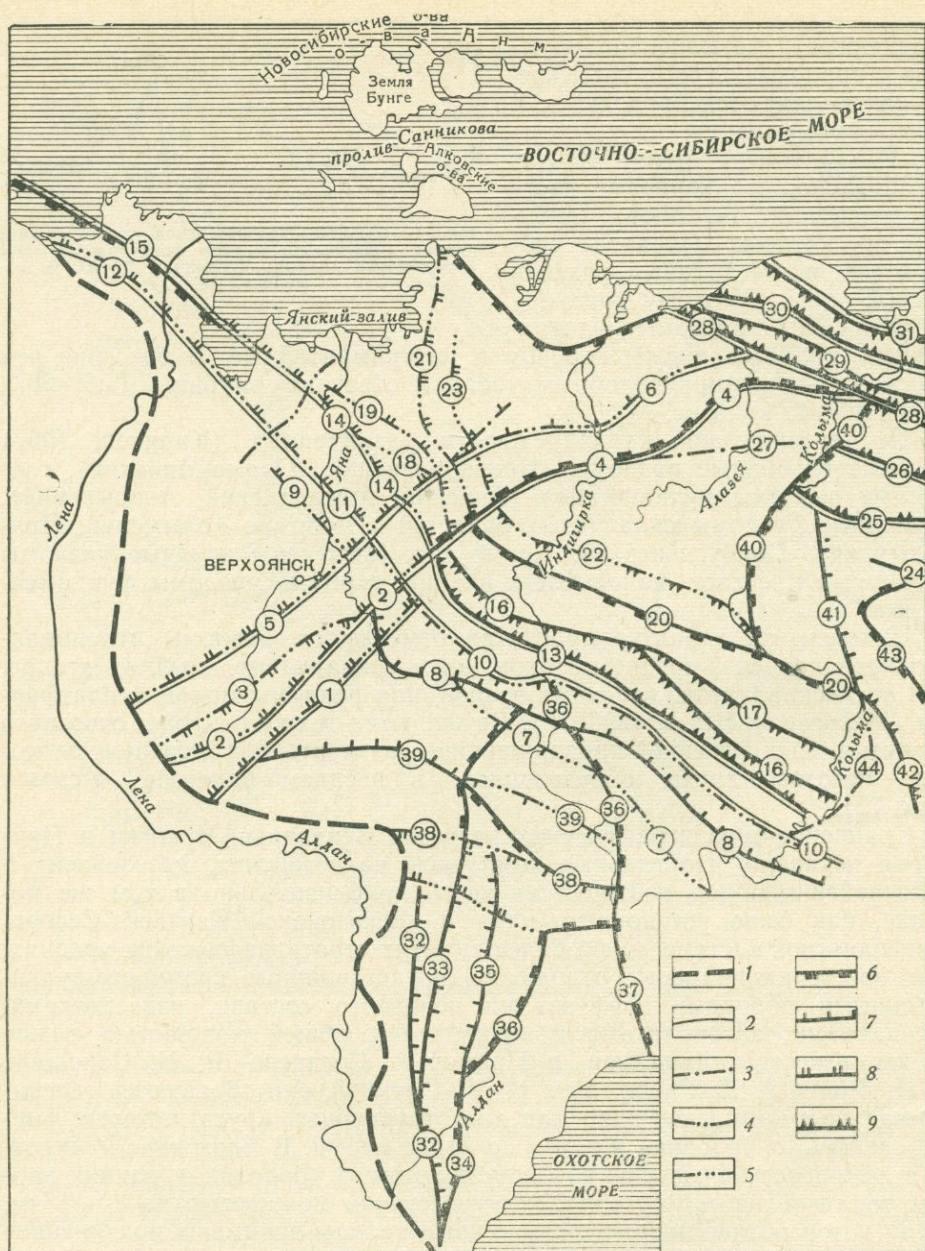


Рис. 75. Схема глубинных разломов Западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Составили Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др., 1968 г.

1 — краевой шов Сибирской платформы; 2 — разломы сквозного развития; 3 — дорифейские разломы; 4 — разломы, развивавшиеся в позднем палеозое — мезозое; 5 — разломы, вновь образованные в позднем палеозое — мезозое; 6 — краевые разломы срединных массивов; 7 — продольные разломы; 8 — поперечные разломы; 9 — разломы, определившие развитие крупных наложенных впадин. Сквозные разломы. Вилюйско-Полоусная зона: 1 — Дербеке-Нельгехинский, 2 — Тирехтяхский, 3 — Хоспостох-Чибагалахский, 4 — Россошинский, 5 — Эгехайский (Яно-Борулахский), 6 — Полоусный. Индигино-Колымская зона: 7 — Эльгинский, 8 — Нерский (Чай-Юрьинский), 9 — Кигильяхский, 10 — Иньяли-Дебинский (Улахан-Чистайский), 11 — Ольджойский, 12 — Лено-Анабарский, 13 — Дарпир (Чималгино-Чибагалахский), 14 — Куйгинский, 15 — Усть-Ленский, 16 — Улахан, 17 — Аргатасский, 18 — Гирьбидчанский, 19 — Иргычанский (Ава-Курбанский), 20 — Илльчтасский, 21 — Куранахский, 22 — Абийско-Зырянский, 23 — Чохчурский. Олойская зона: 24 — Намандыканский, 25 — Олойско-Березовский, 26 — Хетачанский, 27 — Среднеалтаеизский, 28 — Большееанойский, 29 — Ангарский, 30 — Нижнеколымский, 31 — Малоанойский. Внутригеосинклинальные разломы. Южно-Верхоянская зона: 32 — Бурхалинский, 33 — Минорский, 34 — Билякчанский, 35 — Юдомский, 36 — Кетандинский, 37 — Таскытабытский, 38 — Сунтар-Хоятинский, 39 — Бригадинский. Колымская зона: 40 — Колымский, 41 — Ярходонский (Приколымский), 42 — Омсукчанский, 43 — Коркодано-Наяханский, 44 — Балыгычанский

эффузивы и отвечающие им по составу интрузивы — формировались в Верхоянье в течение поздней юры — альба, на Чукотке — с апта и почти до конца палеогена, в Приморье — в позднем мелу и палеогене. После этого наступила остаточного-геосинклинальная стадия, отмеченная континентальными осадками небольшой мощности. Таким образом, основным историко-геологическим фоном формирования глубинных разломов Верхоянско-Чукотской системы и Сихотэ-Алиньской подсистемы можно считать именно четыре стадии развития земной коры — эвгеосинклинальную, миогеосинклинальную, орогенную и остаточного-геосинклинальную.

Верхоянско-Верхнеколымская подсистема примыкает с востока к Сибирской платформе и характеризуется дугообразными очертаниями. Подобно Кузнецко-Катунской подсистеме палеозой она обращена выпуклостью на запад и в середине коленчато изогнута. Длина подсистемы около 1500 км, ширина 500 км.

Краевые западные разломы подсистемы (см. рис. 73) представляют собой сложно построенные зоны. Приверхоянский разлом разделяет Приверхоянский прогиб на две части. В западной части развиты неметаморфизованные отложения юры и нижнего мела мощностью несколько сот метров, залегающие очень полого, в восточной части юрско-меловая толща имеет мощность до нескольких тысяч метров, заметно метаморфизована и смята в складки. С разломом совпадает линейная магнитная аномалия, вытянутая в меридиональном направлении от устья р. Вилюя к устью р. Лены; предполагается, что она связана с траппами сибирского типа. Со стороны Сибирской платформы разлом оперяется пересекающимися дополнительными разрывными нарушениями, со стороны мезозой он сопровождается серией разломов, приблизительно параллельных ему и складчатых структурам. Юдомо-Майский и Сетте-Дабанский разломы выражены полосой надвигов, вытянутой с юга на север более чем на 700 км при ширине от 10 до 70 км. Сместители надвигов наклонены к востоку под углами 20—80°. Они сопровождаются зонами дробления и милонитизации мощностью до нескольких сот метров с признаками гидротермальных изменений. Нередко синийско-кембрийские отложения вблизи сместителей резко выгибаются и приобретают вертикальное положение. Амплитуда отдельных надвигов превышает 2 км. В полосе надвигов широко представлены дайки и силлы диабазовых порфиринов, диабазов и долеритов.

Время заложения Приверхоянского разлома относится к моменту возникновения Верхоянско-Колымской геосинклинали, заложение краевых надвигов связывается с ее замыканием, воздыманием и превращением в складчатую область (Кириков, 1967). Таким образом, первый является отражением эв- или миогеосинклинальных стадий, тогда как вторые — орогенной.

На востоке Верхоянско-Верхнеколымская подсистема окаймляет Колымо-Омолонский регион, от которого отделяется глубинными разломами и узкими протяженными грабенами, выполненными вулканогенными породами юрского возраста.

Внутренние разломы подсистемы образуют густую сеть из нескольких направлений. Преобладают разломы продольные, северо-западного направления и наложенные на них поперечные (разломы фундамента) северо-восточного направления. И те, и другие сопровождаются более мелкими разрывами, отходящими от главных под острыми углами (рис. 76).

Основная продольная зона — Индигиро-Колымская, протягивающаяся от верховьев р. Колымы на северо-запад в районы рек Яны и Индигирки. Она состоит из серии крупных разломов, пересекающих мезозойды на узкие и длинные блоки (см. рис. 75). Чай-Юрьинский разлом, например, имеет длину свыше 2000 км и ширину около 10 км. По С. Д. Вознесенскому и Н. Г. Маниафову (Мезозойский тектогенез...,

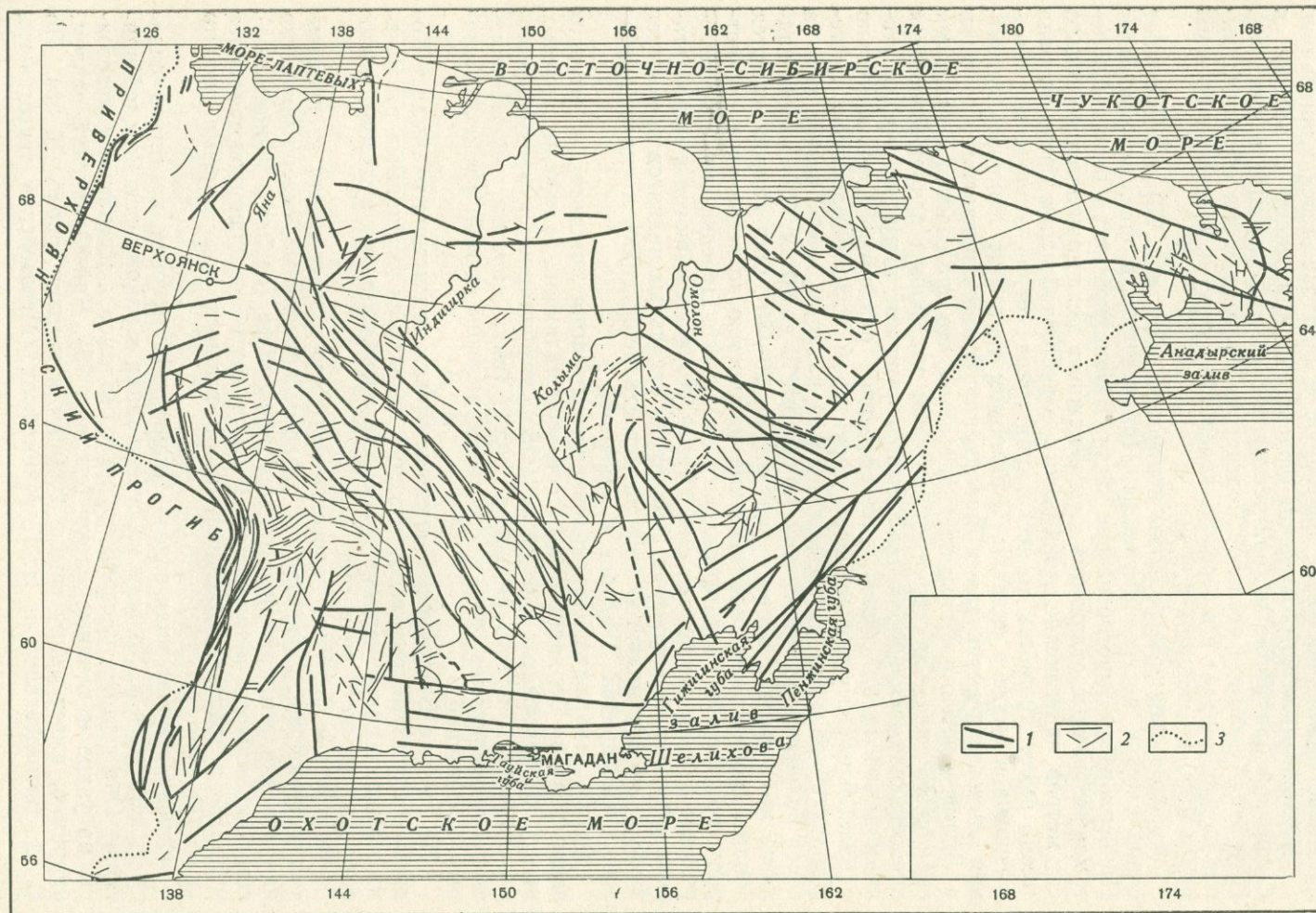


Рис. 76. Структурный рисунок Верхоянско-Чукотской системы разломов. Составил автор по материалам Н. П. Аникеева, Н. А. Богданова, Ю. А. Ващилова, В. В. Еловских, В. М. Лазуркина, В. Т. Матвеевко, Г. Т. Попова, Ю. М. Пушаровского, В. А. Сакса, Т. Н. Спизарского, С. М. Тильмана и Е. Т. Шаталова (1958—1966 гг.)

1 — крупные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — граница мезозойд

1969), он отделяет Иньяли-Дебинский мегасинклиниорий от Адыча-Детринского мегантиклинория и Эльги-Кулинской зоны брахиморфной складчатости, образуя резкую ступень и погружение пермских и нижнетриасовых отложений под юрские. В приустьевой части р. Берелех и в бассейне р. Эльгия разлом состоит из серии крутопадающих сбросов с амплитудами вертикального смещения, равными 2—3,5 км. В бассейне р. Обо, на правобережье р. Колымы она уменьшается до 1000 м. В бассейне р. Бохаччи разлом представлен небольшими сбросо-сдвигами амплитудой в десятки и первые сотни метров. На всем протяжении Чай-Юрьинский разлом фиксируется зоной аномального магнитного поля. Аналогичным образом характеризуются и другие разломы Индигиро-Колымской зоны.

Юго-западнее Тас-Хаяхтахского ломтевидного блока в сложно смятых и рассеченных многочисленными разломами толщах верхоянского комплекса широко распространены магматические породы верхнеюрско-мелового возраста, в том числе «колымские» гранитоиды. Тела гранитоидов удлиненной формы и ориентированы большей частью под углом к разломам, ограничивающим Колымский массив.

Появление Индигиро-Колымской зоны Д. А. Кириков относит к концу палеозоя, когда произошло обособление Верхоянского геосинклинального трога и Колымского массива. Современный же вид зона получила в поздней юре — раннем мелу в связи со складчатостью и замыканием геосинклинали. По-видимому, в ее структуре наибольшее отражение нашли миогеосинклинальная и орогенная стадии развития.

Наиболее крупные поперечные разломы расположены в бассейне верхнего течения р. Яны (Дербеке-Нельгехинский, Эгехайский и др.). В виде широкой зоны они протягивались некоторыми авторами от устья р. Вилюя до р. Алазеи через Индигиро-Колымскую зону разломов (см. рис. 75). Однако в последнее время было доказано, что поперечные разломы к юго-западу и северо-востоку от Индигиро-Колымской зоны разобщены и имеют различные кинематические характеристики (Мезозойский тектогенез..., 1969).

Строение поперечных разломов рассмотрим на примере Дербеке-Нельгехинского разлома, установленного А. В. Вихертом в конце 50-х гг. Этот разлом простирается в северо-восточном направлении и пересекает складчатые структуры верхоянского комплекса, вытянутые с юго-востока на северо-запад — Чаркынский синклиниорий, Адычанский антиклинорий, Сартанский синклиниорий, Западно-Верхоянский антиклинорий, а также часть Предверхоянского прогиба.

На площади Адычанского антиклинория в зоне разлома имеются массивы гранитоидов и дайки диоритовых порфиринов, липарито-дацитов, лампрофиров и других разновидностей пород. В совокупности они образуют Дербеке-Нельгехинский магматический пояс, ориентированный вкрест простираения складок верхоянского комплекса; протяженность пояса 150 км, ширина от 2—4 до 8 км. К юго-западу и северо-востоку на его продолжении наблюдаются ступенчатые поперечные перегибы (на сводах соответственно Западно-Верхоянского и Адычанского антиклинория) с приподнятыми юго-восточными крыльями, которым соответствует более возвышенный и расчлененный рельеф местности.

В северо-восточной части пояса и на его продолжении в Чаркынском синклинории в породах триаса вырисовываются три слабо выраженные фациальные зоны, также поперечные к общему северо-западному простираению складчатости и располагающиеся юго-восточнее, северо-западнее и вдоль Дербеке-Нельгехинского пояса. Юго-восточная зона по сравнению с северо-западной характеризуется уменьшенными мощностями, большим количеством песчаных пластов и разнообразием состава ископаемой фауны; она погружалась медленнее и была относительно мелководной. В промежуточной зоне, имеющей ширину 8—10 км, непос-

редственно на продолжении магматического пояса, преобладают глинистые осадки, отложившиеся в донных впадинах.

О глубинной природе разлома, по А. В. Вихерту, свидетельствуют длительность его формирования (палеозой-четвертичное время), большая глубина заложения, связь с интрузивной деятельностью и его влияние на характер осадконакопления и складчатость верхоянского комплекса.

В пределах Верхоянско-Верхнеколымской подсистемы с глубинными разломами генетически связаны главным образом гранитоиды, образующие пояса Главный, Южно-Верхоянский, Тас-Кыстабытский и другие, при ничтожном развитии базальтоидов. Некоторые гранитоидные купола и дайковые поля тяготеют к второстепенным поперечным и диагональным разрывам. По-видимому, большинство разломов мезоглубинного уровня. На это же указывает и сравнительно небольшая глубина очагов землетрясений, не превышающая 20—45 км.

В кинематическом отношении преобладают сдвиги, с которыми ассоциируют сбросы, взбросы и надвиги. Как отмечает Г. С. Гусев (Мезозойский тектогенез, 1969), из 1329 изученных им разломов 73,6% имеют углы падения от 61 до 90°, 22,2% — от 31 до 60°, 4,2% — меньше 30°. Наибольшее число зеркал скольжения (68%) несут на своих плоскостях борозды с углами падения менее 30°, 14,6% бороздок падают под углами от 31 до 60° и только 17,4% падают круче 61°. В Южном Верхоянье наиболее развиты левые сдвиги с азимутами простирания 20° и правые сдвиги с азимутами 290, 90 и 50°. В Верхне-Индибирском районе левые сдвиги имеют простирание 290°, правые 330°.

По смещению геологических границ, осей складок, жил, даек и т. п. и по штриховкам на зеркалах скольжения Г. С. Гусев отнес продольные разломы Южного Верхоянья к категории левых сбросо-сдвигов, а разломы Индигиро-Колымской зоны — правых. Поперечные разломы Дербек-Нельгехинского междуречья охарактеризованы как правые сбросо-сдвиги.

Перемещения наиболее значительны в зонах продольных или диагональных разломов (Дарпир, Улахан, Бурхалинский); гранитоидные массивы в таких случаях располагаются в стороне от главных сместителей, заполняя трещины растяжения и полости диагональных разрывов, отходящие от них под острыми углами. Перемещения совершенно незначительны в зонах поперечных разломов; в этих случаях интрузивы заполняют трещины и зоны дробления непосредственно у главных сместителей или над ними.

Колымо-Омолонская подсистема разломов отличается от Верхоянско-Верхнеколымской прежде всего структурным рисунком — разломы здесь более прямолинейны и, простираясь в северо-западном, северо-восточном, субширотном и субмеридиональном направлениях, — расчленяют массив на ряд угловатых изометричных и линейных в плане блоков. Первые особенно широко представлены в срединных частях массива, где располагаются треугольные Алазейская и Омолонская глыбы, вторые — в юго-западной и северо-восточной его частях, по соседству с Яно-Колымской и Чукотской складчатыми областями. При этом ограниченные разломами блоки расширяются то к северо-западу, то к северу, то к юго-востоку (см. рис. 76).

На юго-западе подсистема оконтуривается краевыми разломами рассмотренной выше Индигиро-Колымской зоны, на севере — Полоусненским разломом, на северо-востоке — Ангарским, на юго-востоке — краевыми разломами Приохотской подсистемы. В этих пределах подсистема имеет форму неправильного ромба, выклинивающегося в южном направлении и несколько растянутого по широте. По форме и по расположению в тылу дугообразных разломов подсистема очень походит на Джунгаро-Балхашскую подсистему в палеозоидах Казахстана.

Зона краевых Полоусненского и Улахан-Сисского разломов прослеживается вдоль субширотных хребтов Полоусного и Улахан-Сис на расстояние свыше 600 км. Она состоит из нескольких сместителей, по которым на дневную поверхность в виде ступеней выведены протерозойские, силур-девонские, пермские и юрские породы. По данным А. В. Артемова и Н. Н. Хераскова (Мезозойский тектогенез, 1969), с зоной связаны пермские габброиды и монцититы, позднеюрские — раннемеловые гранитоидные батолиты, небольшие тела меловых гранитов и диоритов, а также эффузивы — пермские андезит-дациты и меловые липарит-дациты и андезит-базальты. На востоке, как отмечает Д. А. Кириков, интрузивы трассируют в общем одну линию, на западе они располагаются расходящимися цепочками, обрисовывающими структуру «конского хвоста». Г. С. Гусевым разломы Полоусненских горст-антиклинория и синклинория определены как левые сбросо-сдвиги. Проявившиеся в зоне поперечные (меридиональные, северо-восточные и северо-западные) разломы обусловили ее коленообразные изгибы по простиранию.

В истории развития Улахан-Сисского глубинного разлома могут быть намечены три стадии. В миогеосинклинальную стадию (начиная с перми) к северу от него накапливалась известняково-алевроито-сланцевая и трахиандезитовая формации, к югу конгломерато-песчано-сланцевая формация. В орогенную стадию (поздняя юра — мел) формируются основные складчатые структуры и внедряются гранитоиды. В остаточногогеосинклинальную стадию к северу от разлома (палеоген — неоген) образуются впадины, выполненные песчано-глинистыми отложениями.

Ангаркский краевой разлом, по данным С. М. Тильмана, отделяет Олойскую впадину от Анойской складчатой зоны и зафиксирован положительными магнитными аномалиями. Разлом контролирует размещение нижнемеловых эффузивных пород различного состава и палеогеновых базальтов. С ним же связываются интрузии верхнемеловых габброидов и гранитоидов. Зона разлома имеет веерообразно-перистое строение, что может указывать на проявление в ее пределах сдвиговых перемещений.

Из внутренних разломов Колымо-Омолонской подсистемы наибольшее значение имеют субмеридиональный Ярходонский (Приколымский) и северо-западные Намындыкано-Ушуракчанский и Олойско-Березовский разломы.

Ярходонский разлом проходит между Колымским и Омолонским массивами и имеет длину около 800 км. В средней части он дугообразно искривлен в сторону Колымского массива; здесь он отделяет синийские, верхнедевонские и пермские отложения Приколымского поднятия от триасовых и юрских толщ Омолонского массива. Южнее на продолжении разлома расположен Балыгычано-Сугойский прогиб длиной 200 км и шириной от 10 до 40 км, выполненный угленосными отложениями и эффузивами мела. К северу разлом прослеживается в аномалиях магнитного поля под осадками Колымской низменности. В бассейнах рек Алы-Юрях и Большой Ярходон вблизи разлома известны основные интрузивы пермского или нижнетриасового возраста, в южной части разлома — меловые гранитоиды и кислые эффузивы, вытянутые в виде цепочек и протяженной полосы. К разлому местами тяготеют также кайнозойские базальты. Время заложения разлома Б. В. Пепелев в 1961 г. отнес к раннему палеозою или синию.

Намындыкано-Ушуракчанский и Олойско-Березовский разломы, выявленные С. М. Тильманом и А. П. Шпетным, построены однотипно и по существу составляют одну зону длиной более 500 км и шириной 50—100 км. Структурный план зоны перекрестный с острыми углами между сместителями, направленными как к северо-западу, так и к северо-востоку. Много оперяющих нарушений, расположение которых позволяет предполагать сдвиговые подвижки внутри зоны. С разломами генетиче-

ски связаны раннемеловые гранитоиды и ранне- и позднемеловые эффузивы среднего — кислого состава. В современном рельефе разломы выражены прямолинейными депрессиями. Время заложения разломов точно пока не определено. Предполагается, что Намындыкано-Ушуракчанский разлом возник в среднем палеозое, Олойско-Березовский — в поздней юре.

Чукотская подсистема характеризуется северо-западным простиранием главных глубинных разломов. На юго-западе ее ограничивают Ангаркский и Чукотский разломы, на юго-востоке — Анадырский разлом Охотско-Чукотского вулканического пояса; на севере и северо-востоке подсистема скрыта под водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Вдоль Чукотского разлома в северо-западном направлении протягивается полоса развития вулканогенных толщ, соединяющаяся юго-восточнее Чаунской губы с Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Помимо главных разломов северо-западного простирания, согласных со складчатыми структурами мезозойского периода, внутри подсистемы установлены разломы северо-восточного, реже субмеридионального простирания. Второстепенные разломы, как видно на рис. 76, составляют «оперение» крупных, отходя от них под острыми углами, или пересекают их в различных направлениях. Этим определяется типично блоковое строение Чукотской складчатой области.

В числе продольных указываются разломы Пыркакайский, Северный, Ичувеевский, Куветский, Петымельский, Прибрежный, Велиткенайский и др. К числу поперечных отнесены Певекский, Инрогинайский, Пырканынский, Киберовский, Палянский, Карпунгский, Кукенейский, Яканский и другие разломы (Мезозойский тектогенез, 1969). Их протяженность колеблется от нескольких десятков до первых сот километров. Морфологически они выражены зонами смятия, сериями сближенных разрывных нарушений, роями даек средних и кислых пород, поясами гидротермально измененных пород. Разломы контролируют размещение фациальных зон, а также зон с различной складчатостью. С ними же связано размещение плутонов позднемезозойской гранитоидной формации и мощные пояса малых интрузий формации порфирит-порфиоров. На участках пересечения разломов располагаются верхнемеловые гранитоиды. На востоке подсистемы с зонами наиболее глубоких разломов связаны крупные массивы основных и ультраосновных пород.

Вдоль некоторых разломов располагаются прогибы геосинклинального периода развития. Таков, например, Колючинский прогиб, приуроченный к грабену, отделяющему Дежневский блок от Сенявинского. Он протягивается от Мечикменской до Колючинской губы и имеет длину 200 км при ширине 70 км. Прогиб выполнен отложениями верхнего триаса, верхней юры и валанжина, смятыми в линейные складки. В центральных районах два крупных разлома северо-западного простирания разделяют Куульское поднятие, переходную область и Паляваальский синклиорий. По М. Б. Рыбакову (1967), амплитуда вертикальных перемещений по этим разломам составляет 2—3 км.

В геофизических полях разломы проявляются в виде гравитационных уступов и линейных положительных магнитных аномалий, они же определяют торцевые сочленения изоаномал.

В последние годы по ряду разломов Центральной Чукотки установлены левосторонние сдвиговые перемещения. Г. Н. Сутугин и И. В. Тибилев полагают, что глубинные сдвиги являются здесь довольно распространенными структурными элементами. С некоторыми сдвигами совпадают шовные антиклинали. В орогенную стадию, по их мнению, именно сдвиги контролировали размещение позднемезозойских гранитоидов и малых тел интрузивных порфиритов и порфиоров, вследствие этого прерывисто распространенных.

Приохотская подсистема разломов, совпадающая с Охотско-Чукот-

ским вулканическим поясом, протягивается от Чукотского полуострова на юго-запад до Джугджурского хребта. На участке Чукотка — Тайгонос она окаймляет Корякскую складчатую область, на участке Тайгонос — Джугджур-Охотскую геосинклинальную область. В плане она представляет собой ломаную дугу, обращенную выпуклой стороной к юго-востоку. Длина подсистемы около 2000 км, ширина 200—300, местами до 400 км. Подсистема наложена на юго-восточный край мезозойско-Верхоянско-Чукотской системы и резко обрывает почти все глубинные разломы, подходящие сюда с северо-запада (см. рис. 73 и 76).

Подсистема состоит из трех крупных зон разломов — Аянской северо-восточного простирания, Магаданской широтного простирания и Анадырской северо-восточного простирания. Зоны в свою очередь включают по несколько крупных разломов, которые либо параллельны друг другу, либо перекрещиваются под острыми углами. В Магаданской зоне, например, известен Челомджа-Ямский разлом, нарушивший все слои земной коры до «базальта». Длина его в пределах суши составляет 550 км. Южное крыло опущено на 2—3 км. Разлом контролирует щелочные гранитные интрузивы позднего мела, долины современных рек и повышенную сейсмическую активность северного борта Охотской впадины (Вашилов, 1963). В Анадырской зоне главный разлом прослеживается через верховья бассейнов рек Пянжина и Анадырь. Он отчетливо выражен в рельефе, по нему произошли смещения базальтовых покровов и он же контролировал внедрение разнообразных интрузий и излияния эффузий; этот разлом принимают за грань, разделяющую мезозойскую и кайнозойскую геосинклинальные области (Кириков, 1967).

Среди глубинных разломов Охотско-Чукотского пояса А. А. Сидоров и Р. Б. Умитбаев (Мезозойский тектогенез, 1969) выделяют: 1) разломы, ограничивающие жесткие массивы (Билякчанский, Восточно-Охотский, Канчаланский); 2) разломы внутри жестких массивов (Катандинский, Нетер-Кухтуйский, Восточно-Чукотский); 3) разломы в области мезозойской складчатости (Карамкенский, Паляваамский, Пегтымельский); 4) разломы зоны сочленения областей мезозойской и кайнозойской складчатостей (Анадырский, Пекульнейский).

В пределах Охотского массива, ограниченного со стороны Южно-Верхоянского и Верхне-Индибирского синклиниориев узкими (10—20 км) зонами смятия, Б. М. Чиков намечает блоки и, соответственно, разломы нескольких порядков. К разломам первого порядка им отнесены зоны нарушений длиной более 400—500 км с сильно развитой трещиноватостью, сопровождающиеся поясами и цепочками интрузивных и субвулканических тел — сквозные (Ульбейская, Катандинская и Майская) и шовные — граничные (Билякчанская, Правуюдомская и др.) зоны.

В вулканических депрессиях, по А. А. Сидорову и Р. Б. Умитбаеву, разломы не обладают четко выраженной морфологией и устанавливаются по прерывистым цепочкам жерловин, субвулканических интрузий и даек, по зонам гидротермально измененных пород и повышенной трещиноватости. Вместе с тем они определяют очертания некоторых отрицательных вулканоструктур. В зонах же поднятий разломы сопровождаются многочисленными телами мезозойско-кайнозойских интрузивных и субвулканических комплексов.

По геофизическим данным (И. В. Беляев, В. А. Титов, Б. М. Чиков и др.), глубинные разломы Приохотской подсистемы выражены удлиненными положительными аномалиями  $\Delta T_a$  сложного внутреннего строения и уступами поля силы тяжести, которым соответствуют пояса гранитоидных интрузий среди вулканогенных образований и продукты трещинных излияний лав преимущественно основного состава. Выделяемые по максимальной насыщенности аномалиями тектоно-магматические зоны рассматриваются как главнейшие элементы внутреннего строения вулканического пояса; таковой считается южная часть Магаданской

зоны, прослеженная в акватории Охотского моря, которая фиксирует южную границу вулканического пояса. Поля эффузивов вне тектоно-магматических зон, по которым обычно проводятся геологические границы пояса, связаны с вулканическими извержениями по оперяющим разломам. В гравитационном поле вкрест простирания разломов устанавливаются существенные изменения толщины земной коры. Мозаичная структура локальных аномалий отражает главным образом вариации состава магматических пород, а их направление соответствует, вероятно, простиранию оперяющих магмоконтролирующих разломов.

Интересна эволюция магматизма в связи с развитием глубинных разломов Приохотской подсистемы. В позднеюрское время с некоторыми разломами Аянской и Магаданской зон были связаны излияния преимущественно средних и основных по составу лав. В раннем мелу магматическая деятельность становится наиболее интенсивной, возникают многочисленные магмопроводящие разломы, по которым на дневную поверхность поступают андезитовые лавы, мощность которых составляет сейчас 2—3 км. На границе раннего и позднего мела во многих частях Охотско-Чукотского пояса формируются крупные интрузивы «охотских» гранитоидов; вытянутая форма гранитоидных тел и цепочечное расположение указывают на связь гранитоидов с разломами подсистемы. В позднем мелу по разломам внедряются андезиты и липариты, достигшие мощности 1,5 км. В палеоген-неогеновое время активность проявляют лишь немногие разломы, по которым происходят излияния базальтов и андезит-базальтов. Эти излияния продолжаются и в четвертичный период. Таким образом в течение мезозоя и кайнозоя глубина разломов неоднократно изменялась, что свидетельствует о неустойчивости положения глубинного магматического фронта. В миогеосинклинальную стадию разломы были преимущественно мезоглубинными, в орогенную — мезо- и эпиглубинными, в остаточной-геосинклинальную (или раннеплатформенную) — гипоглубинными.

Параллельно с этим изменялись кинематика и динамика зон разломов. Установлено, например, что в позднем мелу, в стадию формирования несогласия внутри верхнего структурного этажа, в пограничной зоне между Охотско-Чукотским вулканическим поясом и Верхояно-Колымской складчатой областью действовали интенсивные напряжения сжатия. Они обусловили значительные, до нескольких километров по амплитуде, горизонтальные перемещения участков земной коры в сторону вулканического пояса (Арманский надвиг); они же, по-видимому, вызвали закрытие магмопроводящих каналов раннемелового времени, которые существовали в условиях растяжения (Вознесенский, Маниафов, 1971).

Отмечается также изменчивая активность разломов то широтного (излияние андезитов или базальтов), то северо-западного (внедрение гранитоидов и кислых эффузивов) направлений. В Ола-Хасынском районе, например, по данным С. С. Юдина и В. Н. Юдиной (Мезозойский тектогенез, 1969), в середине раннего мела вдоль Гайчанской зоны разломов формируется широтная Энгтывчанская вулканотектоническая депрессия, выполненная андезитовой формацией мощностью до 2,3 км. В сеноман-туроне существенную роль приобретают разломы северо-западного и меридионального направлений, определяющие контуры дацит-липаритовых депрессий; к тектоническим ограничениям депрессий тяготеют массивы гранодиоритов, лейкократовых гранитов, гранит-порфиоров. В раннем палеогене на севере района возникают протяженные широтные разломы, вдоль которых формируется покров оливиновых базальтов мощностью до 600 м. В неотектонический этап вновь оживают широтные разломы южной части района. Вдоль них в позднем неогене начинаются контрастные вертикальные движения и формируются межгорные впадины, заполненные рыхлыми молассами мощностью пер-

вые сотни метров; разломы этого времени в рассматриваемом районе могут быть определены как остаточные геосинклинальные эпиглибинные сбросы.

Сихотэ-Алинская подсистема разломов, охватывающая область мезозойской складчатости Приморья, представляет собой автономное структурное сооружение, отделенное от Верхоянско-Чукотской системы глубинными разломами восток-северо-восточного простирания. Подсистема на востоке ограничивается Восточно-Сихотэ-Алинским глубинным разломом (см. рис. 73), который придает ей форму дуги; в отличие от смежной Верхоянско-Верхнеколымской подсистемы, дугообразно выпуклой к юго-западу, Сихотэ-Алинская подсистема выпукла к юго-востоку.

Главное направление разломов подсистемы северо-восточное. Разломы чаще всего проходят вдоль границ крупных структурных элементов — Буреинского и Ханкайского массивов, антиклинорий и синклинорий (Западный, Даубихинский, Центральный и др.). Второстепенные разломы по отношению к основным расположены под острыми углами, отчего структурный рисунок подсистемы имеет перисто-веерообразный характер. На юге подсистемы довольно широко представлены поперечные субширотные и северо-западные разломы (рис. 77).

Различаются разломы типа надвигов и сдвигов. Надвиги выражены зонами милонитизации и расщепления шириной от 2—3 до 10 км и простираются согласно с простиранием складчатых форм; амплитуды горизонтальных перемещений по отдельным сместителям достигают 2—3 км. Сдвиги располагаются к осям складчатых структур под углами 20—30°, рассекая и смещая структурно-формационные зоны. Они выражены зонами дробления и катаклаза шириной до 5 км, в которых широко развиты оперяющие сбросы и взбросы.

По И. И. Берсеневу (1964), движения блоков земной коры происходили по сдвигам с юга на север или северо-восток, а по надвигам с юго-востока на северо-запад. При этом антиклинальные зоны надвигались на синклинальные, а Главный синклинорий Сихотэ-Алия был перемещен на северо-восток вдоль Главного антиклинория. Самыми молодыми породами, участвующими в движениях, являются сенон-туронские, тогда как вышележащие сенон-датские толщи вулканогенных

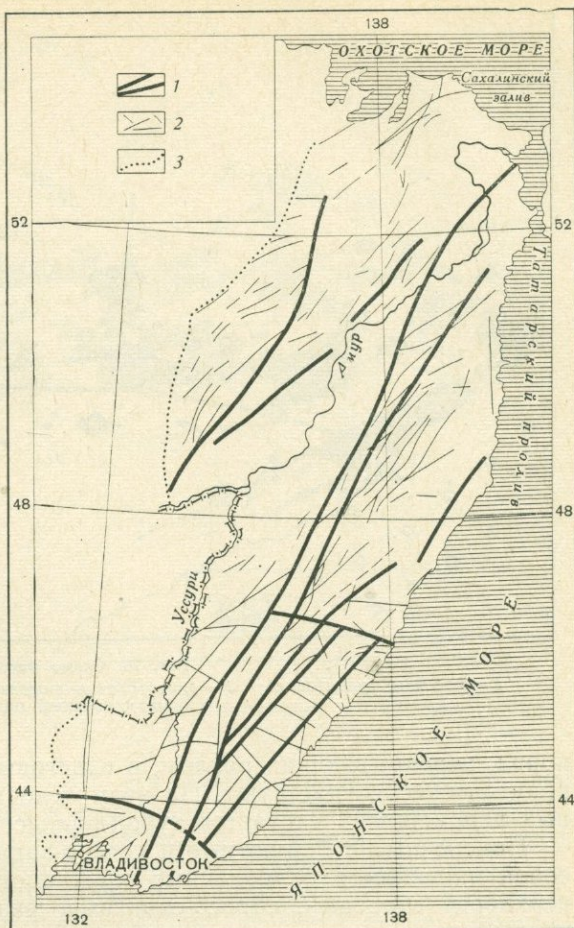


Рис. 77. Схема расположения разломов в мезозоидах Приморья. Составил автор по материалам Н. А. Беляевского, И. И. Берсенев, Л. И. Красного, П. Н. Крошоткина, А. И. Савченко, С. А. Салуна, М. А. Фаворской (1951—1969 гг.)

1 — крупные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — граница мезозоид

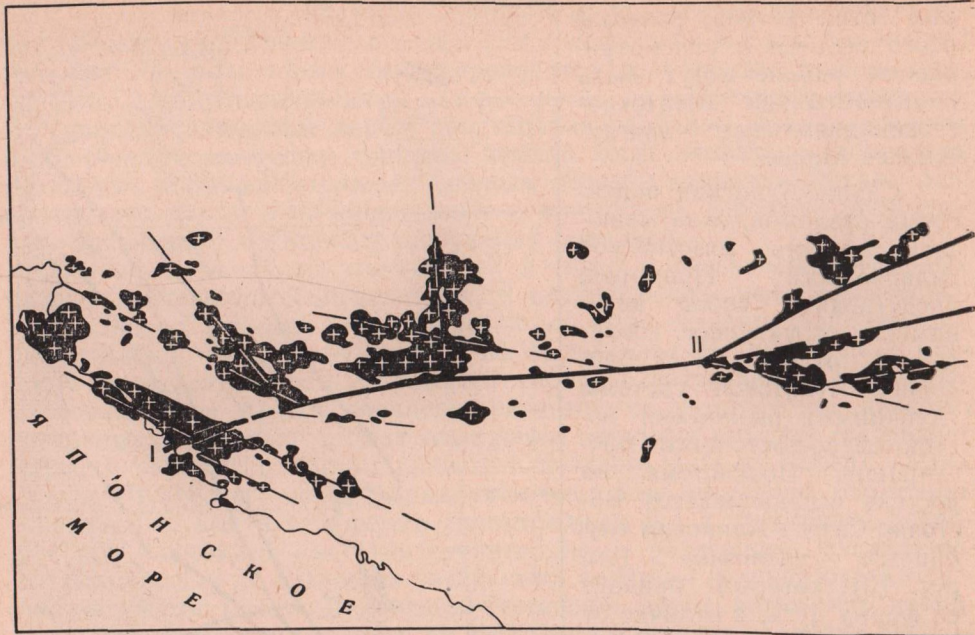


Рис. 78. Схема расположения гранитоидов в зоне Центральной.  
1 — массивы гранитоидов; 2 — ориентировка массивов и простираение цепочек интрузий; II—II — Меридиональный разлом

пород, перекрывающих разлом, в сдвиговых и надвиговых дислокациях практически не участвуют. На этом основании возраст сдвига-надвиговых перемещений считается турон-раннесенонским.

Поперечные субширотные и северо-западные разломы представляют собой чаще всего ослабленные зоны растяжения и выражены на поверхности сбросами, сбросо-сдвигами, раздвигами и участками повышенной трещиноватости шириной до 5 км и более, к которым приурочены дайковые поля, цепочки интрузий, древние вулканы, зоны минерализации, перегибы складчатых серий и т. п. На глубине они разграничивают поднятые и опущенные блоки фундамента, очерчиваемые аномалиями силы тяжести. По А. И. Бураго и В. И. Рыбалко (1968), в пределах Юго-Восточного Приморья от р. Таухе до р. Тетюхе насчитывается не менее шести крупных ослабленных зон — Ванчинская, Пхусунская, Садагинская, Верхне-Фудзинская, Тетюхинская и Синанчинская. Поперечные зоны разломов смещаются северо-восточными по латерали до 10—15 км. К узлам пересечения приурочены наиболее крупные и долгоживущие поздне меловые вулканы — Ванчинский (на пересечении Сибайгоуского и Пхусунского разломов), Сандагоуский (на пересечении Сибайгоуского и Сандагинского разломов) и др.

Наиболее интенсивные магматические процессы поздне мелового и палеогенового времени связаны с разломами северо-восточного направления, причем в зоне каждого из них устанавливается своя магматическая специализация. Восточно-Сихотэ-Алинский разлом характеризуется кислыми магматическими породами, Сибайгоуский разлом — магматическими породами среднего и кислого состава, Фурмановский разлом — наличием многочисленных мелких тел диоритов, дацитов и щелочных гранитоидов.

К зоне Центрального разлома приурочены многие поздне меловые и отчасти палеогеновые гранитоиды Сихотэ-Алиня, массивы которых имеют удлиненную форму (рис. 78). Отмечаются два главных северо-восточных направления удлинения — субпараллельное разлому и под углом 20—30° к нему; указывается также удлинение в поперечном к разлому

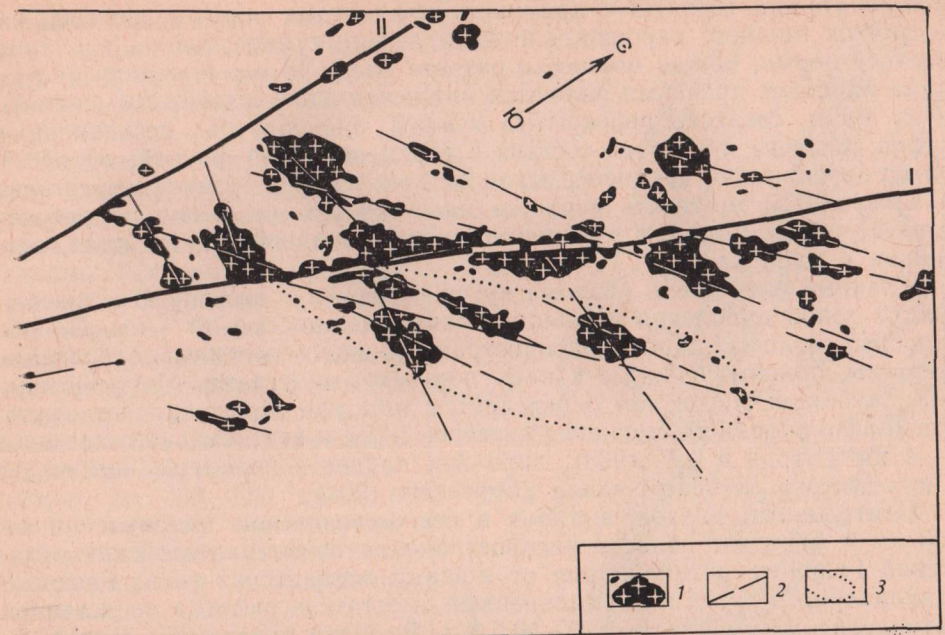


Рис. 79. Схема расположения гранитоидов в зоне Сихотэ-Алинского сдвига. По Б. А. Иванову, 1963  
1 — массивы гранитоидов; 2 — ориентировка массивов и простираение цепочек интрузий; 3 — возможные контуры Арму-Иманского батолита. I—I — Центральный разлом; II—II —

направлении под углом от 65 до 87°. На южном отрезке Центрального разлома длинные оси массивов и «цепочки» интрузивных тел ориентированы под углом 45°; иногда они совпадают с простираем складок мезозойских отложений или находятся внутри антиклинальных структур. Предполагается, что гранитоиды проникли к поверхности по трещинам, расположение которых характеризует разлом как левый сдвиг. Синхронность сдвиговых перемещений и внедрения гранитоидов доказывается также и общими геологическими данными.

Наиболее крупные разломы подсистемы — Западный, Сихотэ-Алинский, Даубихинский, Центральный и Восточный — характеризуются следующим образом. Первый, по данным Н. А. Беляевского, Ю. А. Хоака и др., прослеживается в север-северо-восточном направлении от района г. Владивостока в бассейны рек Иман, Бикин, Хор и Анюй на расстояние 700—800 км. На широте г. Спасска он выражен узкой полосой дробления и милонитизации пород. Далее на север, приблизительно до р. Иман, зона разлома трассируется цепочкой среднепалеозойских гранитов длиной более 150 км и шириной 15—25 км. После этого разлом скрывается под покровами мезозойских, палеогеновых и неогеновых эффузивных пород среднего и кислого состава, мощность которых превышает 1000 м. Заложение разлома датируется средним палеозоем с момента внедрения гранитов. С этого времени разлом разделяет устойчивое поднятие — Ханкайский массив и окраинный Даубихинский прогиб. В геологической летописи он проявлялся, таким образом, как мезо- и эпиглубинное нарушение.

Даубихинский региональный разлом отделяет область распространения средне-верхнепалеозойских отложений Главного Сихотэ-Алинского антиклинория от области пермских, мезозойских и кайнозойских образований Даубихинской и Алчано-Матайской зон. Разлом вытянут в северо-восточном направлении на 450 км и сопровождается рядом интрузий гранитоидов и трещинных интрузий кислого, основного и ультраосновного состава. Восточнее разлома в разрезе выделяются расщепленные алевриты и песчаники девон-нижнекарбонного возраста,

мощная толща терригенно-кремнисто-эффузивных пород с линзами известняков нижнего карбона — нижней перми, туфопесчаники и сланцы верхней перми; общая мощность разреза более 10 км. К западу от разлома наиболее древними являются нижнепермские порфиристы, спилиты и их туфы, согласно перекрытые толщей алевролитов, песчаников и туфов среднего и кислого состава с верхнепермской фауной; их несогласно перекрывают верхнепермские же аркозовые песчаники, известняки и алевролиты; мощность верхнего палеозоя 3,6 км. Выше по разрезу следует толща моласс и вулканогенных образований триаса, мела, олигоцена и миоцена.

Главный сместитель разлома круто наклонен к востоку и сопровождается зоной дробления и милонитизации мощностью до 1 км. По обе стороны разлома широко распространены многочисленные оперяющие разрывы, ориентированные к нему под острыми углами. Морфологически Даубихинский разлом определяется либо как сбросо-сдвиг с амплитудой левостороннего смещения не менее 10 км и вертикального не менее 3—4 км (Бурдэ и др., 1963), либо как надвиг с перемещением пород с юго-востока на северо-запад (Берсенеv, 1964).

Центральный разлом вытянут в северо-восточном направлении на 900 км и отделяет область распространения верхнепалеозойских отложений Главного антиклинория от мощных мезозойских толщ Главного синклинория. Крутой и прямолинейный сместитель разлома представлен катаклазитами мощностью 1,5—2,5 км. В более подвижном, восточном крыле разлома развита серия оперяющих складок и разрывов, причем по последним не происходило сколько-нибудь значительных перемещений и многие из них слепо оканчиваются в верхних горизонтах.

Как уже отмечалось выше, в зоне разлома наиболее широко распространены гранитоиды позднего мела и палеогена. Вместе с тем в триасовое, юрское и досенское время, а также в позднем палеозое разлом, как отмечают Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов, был амагматичным, а в древнечетвертичное время по нему происходили небольшие излияния базальтов. Таким образом разлом прошел три стадии развития — миогеосинклинальную, орогенную и остаточную-геосинклинальную, существенно изменяясь, по-видимому, от одной к другой. Основное сдвиговое перемещение по разлому (предполагается, что его амплитуда составляет 100 км) произошло, вероятно, в орогенную стадию, тогда как до этого разлом представлял собой, скорее всего, сравнительно неглубокий взброс.

Восточный разлом, установленный в 1951 г. Н. А. Беляевским, протягивается почти на 1500 км вдоль северо-западного побережья Японского моря и Татарского пролива. В восточном крыле разлома под водами Японского моря проходит крупная гравитационная ступень, в западном крыле располагается Прибрежный вулканический пояс, занимающий текущее положение по отношению к структурным элементам геосинклинального комплекса. Пояс сложен эффузивами среднего и кислого состава (6—7 км), излившимися в наземных условиях, и комплексом многофазных интрузивных пород от габбро до лейкократовых гранитов. Предполагается, что главный сместитель разлома наклонен в сторону континента под углом около 50°.

Наиболее широко в структуре западного крыла разлома распространены кальдеры, вулканические грабены и горсты, ограниченные разломами, оперяющими главный. Важная роль среди этих последних принадлежит дугообразным разломам — сбросам, изученным Р. И. Соколовым и Р. Е. Остроумовым в Ольго-Тетюхинском районе. Радиус дугообразных разломов колеблется от 18 до 75 км, поверхности залегают почти вертикально, амплитуда вертикальных перемещений составляет 300—400 м. Центры дугообразных разломов размещены в 2—15 км от береговой линии, непосредственно у главного сместителя. С дугооб-

разными разломами связывается позднемеловой — раннетретичный вулканизм и современные землетрясения (Остроумов, 1960).

Соответственно геофизическим данным (рис. 79), в Сихотэ-Алине намечается мощная аномальная зона, включающая разломы Тахалинский, Даубихинский и Сучанский, а также значительную часть полосы между Даубихинским и Центральным разломами. Эта зона объединяет ряд линейных и изометричных положительных магнитных аномалий интенсивностью до 300—500 гамм и более, которые интерпретируются как интрузивные тела ультраосновного и основного состава.

Аномальная зона прослеживается от п-ова Трудный на юге в бассейны рек Табахеза, Улахе, Нотто, Катен, Хор и в верховья р. Хунгари. Ее протяженность превышает 900 км, ширина 25—35 км. Западная граница зоны коррелируется линейными магнитными аномалиями, к восточной половине приурочена серия гравитационных ступеней, где мощность каменноугольных, пермских и мезозойских образований с запада на восток возрастает от 3—5 до 10—12 км; в этом же направлении увеличивается и мощность земной коры. Линейные магнитные аномалии в зоне ориентированы субмеридионально, на северо-восток 30° (вдоль зоны) и на северо-восток 40—45°, согласно с преобладающим простираем мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня. Выявленную зону предлагается называть Приморским глубинным разломом (Шило, Кучук, 1968).

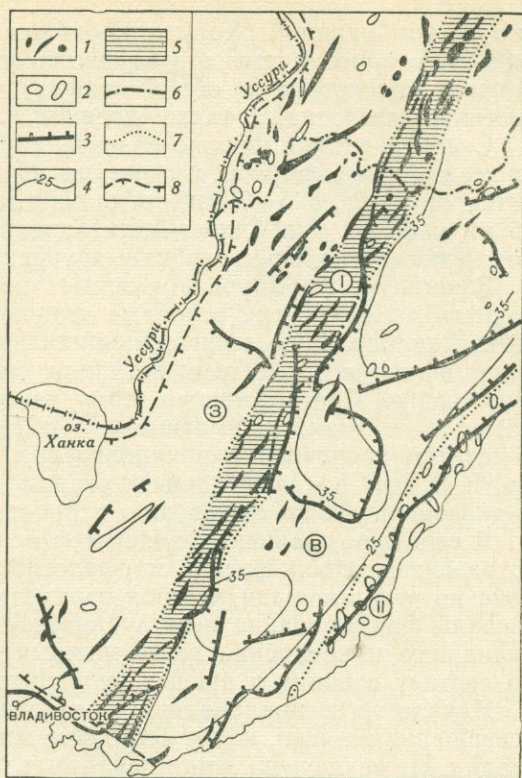


Рис. 79. Схема расположения геофизических аномалий на территории Приморья. По Г. К. Шилов, В. В. Кучук, 1968

Локальные магнитные аномалии, интерпретируемые как близповерхностные интрузии: 1 — ультраосновного и (или) основного состава, 2 — среднего — основного состава, 3 — гравитационные ступени, 4 — изоглубины поверхности Мохоровичича (км); 5 — зона Приморского глубинного разлома. Границы: 6 — магнитных аномальных областей, 7 — аномальных зон, 8 — азромагнитной съемки. Региональные аномальные области: I — Центральная, II — Прибрежная, III — Западная.

Глубинные разломы области мезозойской складчатости во многом похожи на разломы палеозойской. Они простираются в четырех направлениях — северо-западном, северо-восточном, субширотном и субмеридиональном, причем в одних местах преобладают разломы северо-западные, в других — северо-восточные, в третьих имеются и диагональные и подчиненные им ортогональные направления разломов.

Большинство разломов прямолинейные с остроугольно-перекрестным или перисто-веерообразным строением. Некоторые разломы в плане дугообразны с кулисным расположением некоторых ветвей. Намечаются, наконец, зигзагообразные разломы (Прихотская подсистема). Характерно сочетание дугообразной (Верхоянско-Верхнеколымская) и непра-

вильно-ромбовидной (Колымо-Омолонская) подсистем, соответственно с линейным и мозаичным структурными рисунками, причем Колымо-Омолонская подсистема по общей конфигурации похожа на некоторые подсистемы палеозой, а также древних платформ и эпигерцинских плит.

Среди разломов широко развиты сбросы, надвиги и сдвиги, а также промежуточные формы. Амплитуда вертикальных перемещений колеблется от 1—2 до 6—7 км, тогда как горизонтальные составляют 10—15 км и более, а в Сихотэ-Алине предполагаются до 100 км. Разломы достигают нескольких глубинных уровней, максимально до 40—45 км.

В процессе формирования земной коры разломы прошли, начиная с раннего палеозоя, все основные стадии геосинклинального развития — эвгеосинклинальную, миогеосинклинальную, орогенную и остаточную-геосинклинальную, а местами вступили, может быть, в раннеплатформенную стадию. Соответственно этому изменялись и их свойства — глубинность, магматизм, кинематика и т. п. Изменения структурного рисунка подсистем происходили в направлении возрастания элементов мозаичности за счет появления новых разломов, главным образом поперечных и диагональных по отношению к простиранию складчатости.

В строении различных подсистем основные стадии геосинклинального развития нашли разное морфологическое отображение, но наиболее ярко по всей площади мезозоя отразилась орогенная стадия, с которой связаны формирование мезоглубинных сдвигов и надвигов, андезитовый вулканизм и внедрение всевозможных гранитоидов и отвечающих им по составу средних и кислых вулканитов.

Начало эвгеосинклинального развития относится к ордовику, однако совершенно не ясно, какое состояние земной коры предшествовало этой стадии. Не исключено, что в некоторых подсистемах кора частично была гранитизирована уже в докембрийское время (архейские гнейсы Охотского и Омолонского массивов) и затем перекрыта эвгеосинклинальными отложениями.

### 3. ОБЛАСТЬ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Глубинные разломы кайнозой группированы в несколько систем по юго-западной и восточной окраинам СССР. На юго-западе они входят в состав Альпийской и Гималайской систем и на территории СССР представлены четырьмя разобобщенными подсистемами — Карпатской, Кавказской, Копетдагской и Памирской. На востоке же они образуют две динамически взаимосвязанные системы — Корякско-Курильскую и Охотоморскую, — представленные всеми своими звеньями.

Карпатская подсистема разломов с разной степенью подробности рассматривалась в работах В. Г. Бондарчука, А. А. Борисова, М. А. Безра, О. С. Вялова, И. Д. Гофштейна, С. С. Круглова, Г. И. Кругляковой, Е. Ф. Малеева, Б. В. Мерлича, В. И. Славина, В. Г. Соллогуба, С. И. Субботина, В. Е. Хаина и др.

Подсистема заключена между Паннонским массивом и Восточно-Европейской платформой и в виде узкой (50—100 км) полосы вытягивается в северо-западном направлении вдоль юго-западного края платформы на расстояние свыше 700 км. Она охватывает Предкарпатский и Закарпатский прогибы и заключенную между ними чешуйчато-складчатую зону Карпат. На северо-востоке подсистема ограничивается краевыми разломами Восточно-Европейской платформы, на юго-западе — Припаннонским глубинным разломом. Внутренние разломы представлены серией продольных сбросов и надвигов и поперечными разломами (рис. 80), причем самые глубокие из них располагаются на юго-западе (рис. 81).

Зона сочленения платформы с Карпатской складчатой глыбой выражена многочисленными и сложно сочленяющимися между собой усту-

пами в рельефе фундамента, придающими ему ступенчатое строение. С расположением уступов связаны существенные изменения вышележащих мезозойских и кайнозойских отложений и их объема, мощности и фациального состава. К ним же пространственно тяготеют магматические породы основного состава, отразившиеся на дневной поверхности полосами магнитных аномалий (Борисов, 1967).

Припаннонский краевой разлом, разделяющий Паннонский массив и Закарпатский прогиб, отражен в геофизических полях резкими скачками аномалий силы тяжести и почти двухкилометровым смещением кровли горизонта высоко-го сопротивления. К зоне разлома (Вышковский, Береговской районы) приурочены гипабиссальные интрузии раннего сармата — паннона, состоящие из габбро-диабазов, диорит-порфиринов, гранодиорит-порфиринов и лейкократовых пород. Этот же разлом существенно сказался в процессе осадконакопления — к северу от него, например, миоцен представлен толщей моласс мощностью 2—3 км, к югу же он почти отсутствует; паннон и плиоцен, наоборот, имеют увеличенную мощность в южном крыле разлома (1,5—3 км) и уменьшенную до нескольких сот метров в северном (Мерлич, Спитковская, 1965).

Внутренние продольные разломы, подобно краевым, определяют фациальные особенности отложений мела — палеогена (флиш, местами офиолиты) и неогена (молассы, среднекислые вулканогенные породы), резко изменяющиеся от одной зоны к другой. Вблизи разломов выявля-

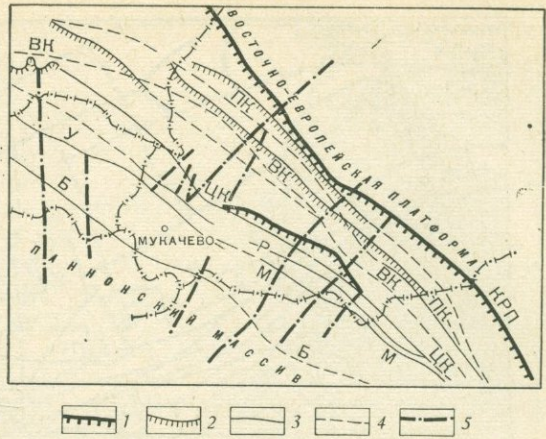


Рис. 80. Схема основных разломов Карпатского региона. По В. И. Славину и В. Е. Ханну, 1965

1 — краевой разлом платформы; 2 — региональные надвиги и шарьяжи; 3 — субвертикальные разломы; 4 — субперпендикулярные разломы в фундаменте; 5 — поперечные разломы. Разломы: КРП — краевой разлом Восточно-Европейской платформы, ПК — Предкарпатский, ВК — Внешнекарпатский, ЦК — Центральнокарпатский, Р — Раховский, М — Мармарошский, Б — Береговский, У — Утесовый

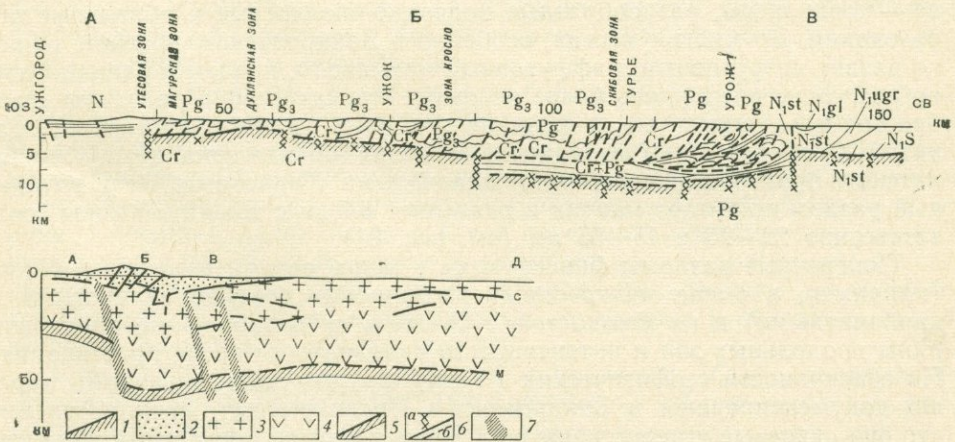


Рис. 81. Сейсмогеологические разрезы Карпат. По В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову, Н. Т. Турчаненко, М. С. Яриш и др. 1968—1969 гг.

1 — предполагаемое основание флишевого и молассового комплексов Карпат; 2 — осадочный чехол; 3 — гранитный слой; 4 — базальтовый слой; 5 — поверхность Мохоровичича; 6 — разломы верхней части земной коры по данным: а — сейсмическим, б — геологическим; 7 — зоны глубинных разломов. А — Закарпатский прогиб; Б — складчатые Карпаты; В — Предкарпатский передовой прогиб; Г — Днестровский перикратон; Д — Украинский щит

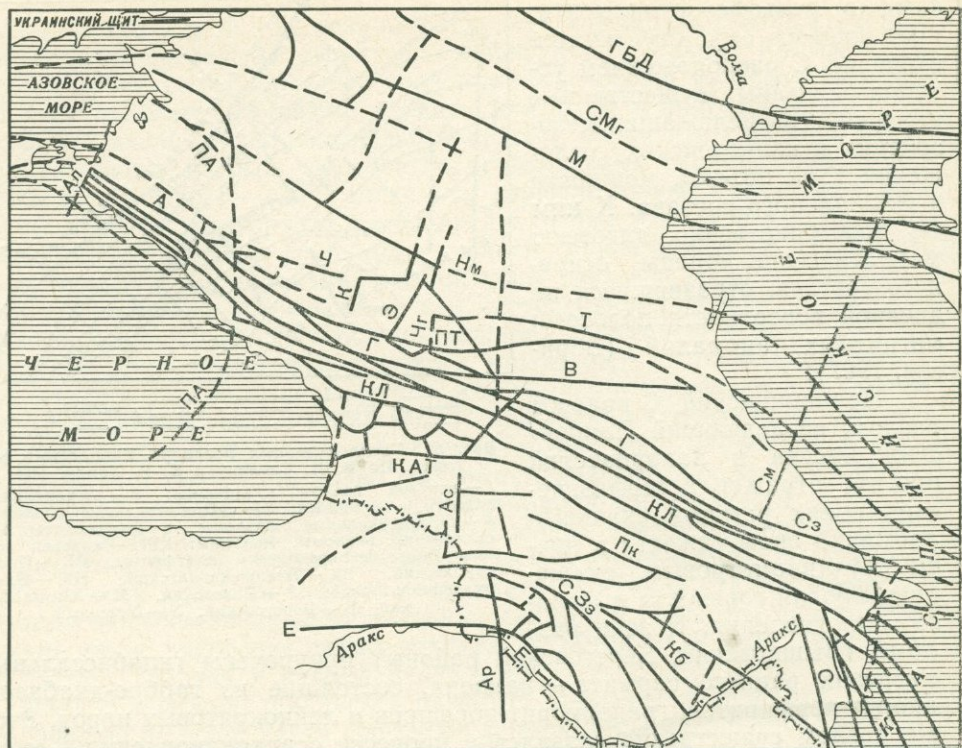


Рис. 82. Схема расположения глубинных разломов Кавказа. По Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, 1963 г.

Продольные разломы: ГБД — Главный северный Большого Донбасса, СМг — Северо-Мангышлакский, М — Мангышский, Нм — Невинномысский, Ч — Черкесский, А — Ахтырский, Т — Терский, ПТ — Пшекиш-Тырныаузский, В — Владикавказский, Г — Главного хребта, КЛ — Кахетино-Лечхумский, Сз — Сиазанский, КАТ — Краевой Аджаро-Триалетский, Пк — Прикуринский, СЗз — Северо-Зангезурский, Кб — Карабахский, Е — Ереванский. Поперечные разломы Ап — Анапский, ПА — Пшехско-Адлерская зона разломов, К — Кубанский, Э — Эльбрусский, Чг — Чегемский, Ас — Абдул-Самсорский, Ар — Араратский, См — Самурский, С — Сальянский

ются специфические фации, особенно рифовые, узкие скалистые острова — кордильеры, разнообразные подводно-оползневые и обвальные образования. Во многих местах, особенно в Закарпатском прогибе, широко развит интрузивный и эффузивный магматизм, причем в ранние фазы по разломам внедрялись более основные магматические расплавы (габбро-диабазы, андезиты), в поздние — кислые (дациты, липариты, граниты). Особенно резко выделяется Утесовая шовная зона между Закарпатским прогибом и чешуйчато-складчатыми Карпатами. Этот глубинный разлом достигает мантии и разделяет блоки с толщиной коры соответственно 22—25 и 45—55 км (см. рис. 81).

Поперечные разломы фиксируются в менее резком изменении фаций (например, в смене мелководных песчаных осадков глинистыми и карбонатными) и их мощностей, а также в небольших колебаниях ширины продольных зон и интенсивности складчатости по их простиранью. По совокупности геофизических и геологических данных разломы хорошо документированы в Закарпатье и Предкарпатье; предполагается, что они сквозные и пересекают весь Карпатский регион и даже смежные с ним структуры.

Краевые и крупные внутренние разломы сыграли огромную роль в формировании и развитии флишевой геосинклинали (миогеосинклиальная стадия) и в последующем общем воздымании Карпат (орогенная стадия). Главные вертикальные швы между Восточно-Европейской плат-

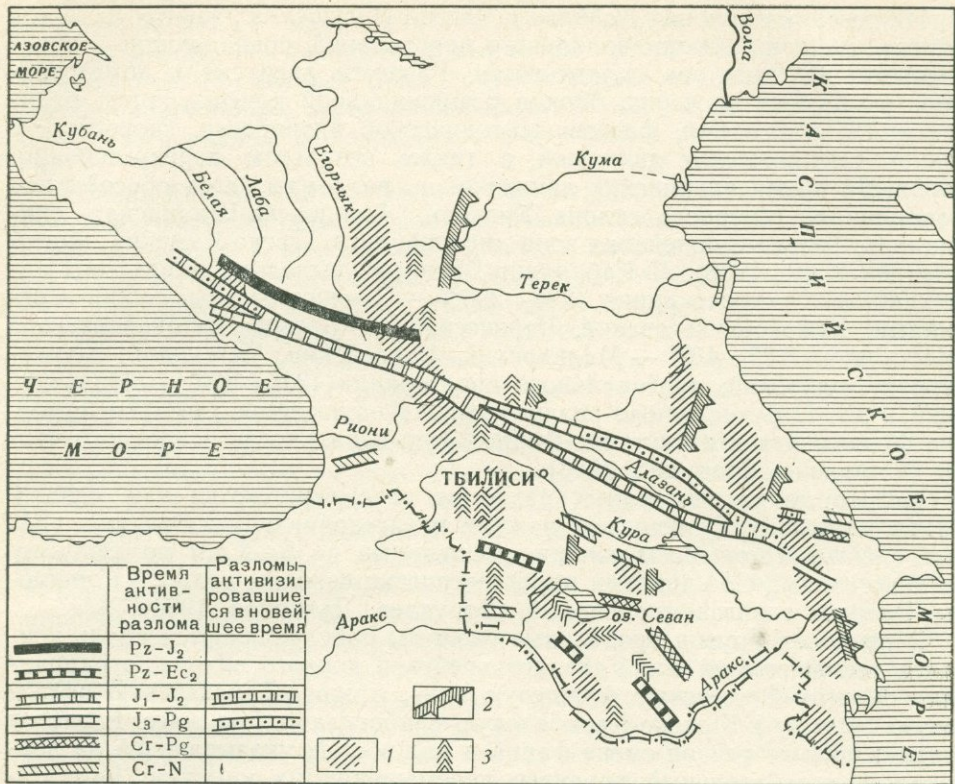


Рис. 83. Схема расположения зон основных глубинных разломов Кавказа. По И. В. Кирилловой и др., 1960 г.  
 1 — поперечные поднятия; 2 — крутые ступени поперечных флексур; 3 — основные разломы, питающие плиоцен-четвертичный вулканизм

формой и Предкарпатским прогибом развивались в течение тортона — сармата, между Внешней и Внутренней зонами прогиба — в мелу — раннем миоцене, между передовым прогибом и воздымавшимися чешуйчато-складчатыми Карпатами — в миоцене (Вялов, 1965). Глубинный разлом между Карпатами и Закарпатским прогибом, по С. С. Круглову (1971), заложился в доюрское время.

Помимо глубинных разломов в пределах Карпатской подсистемы широко развиты второстепенные нарушения, связанные с главными. В северо-восточной половине района они представлены преимущественно региональными надвигами и шарьяжами, перекрывающими первичные (консидиментационные) вертикальные разломы. В юго-западной половине, особенно в Закарпатье — серией новейших (послетортонских) разрывов продольного, поперечного и диагонального направлений, расчленивших толщу кайнозойских пород на множество мелких блоков. Некоторые из них отразились в ступенчатых опусканиях и поднятиях донегенового фундамента Закарпатья.

Кавказской подсистеме разломов в пределах СССР соответствует территория между Невинномысским (на севере) и Ереванским (на юге) глубинными разломами, куда входят Терско-Кумский прогиб, мегантиклинорий Большого Кавказа, Рионская и Куринская впадины и структуры Малого Кавказа (рис. 82, 83). Разломы описаны в работах С. Л. Бызовой, А. А. Габриеляна, П. Д. Гамкрелидзе, А. Н. Джанелидзе, П. Л. Епремяна, И. В. Кирилловой, Б. К. Лотиева, Е. Е. Милановского, Д. И. Панова, В. И. Резникова, В. Е. Хаина, Э. Ш. Шихалибейли и др.

На северных склонах Кавказа в Чечено-Ингушетии развиты разломы субширотного и субмеридионального простираний, совпадающие с простиранием крупных зон складчатости. Разломы расчленили домезозойский фундамент на серию блоков ромбоидальной конфигурации, отличающихся размерами, фазами тектонической активности, скоростью и знаком тектонических движений, а также возрастом перекрывающих пород. За время альпийских движений по разломам здесь обособились моноклинали северного склона Кавказа, Ассиновско-Шалинская синклиналь, Терско-Сунженская зона дислокаций и Терско-Кумский прогиб (Лотиев и др., 1968). В Кабардино-Балкарии выделяются разломы общекавказского простирания ( $285-290^\circ$ ) — Пшекиш-Тырныаузский, Срединный, Кубано-Учкекенский, Черкесский и Краевой; антикавказского простирания ( $35-40^\circ$ ) — Малкинский, Баксанский, Чегемский, Черекский и Ардонский; диагонального простирания ( $325-330^\circ$ ) — Нальчикский и др. Перечисленные разломы также обусловили глыбовое строение фундамента и структурно-фациальную зональность осадочного чехла (Смирнова, Станулис, 1968).

Некоторые из поперечных разломов рассматриваются как сдвиги. Таков, например, Туапсинский разлом, представляющий собой зону правых сдвигов с горизонтальными смещениями до 5—8 км по каждому из сместителей. Со сдвигами парагенетически связаны надвиги и покровы. Возраст сдвигов миоценовый (Борукаев, Дьяконов, 1964).

В пределах Грузии продольные разломы прослеживаются вдоль контакта тектонических зон Главного хребта и южного склона, ограничивают Местия-Тианетскую флишевую зону, Аджаро-Триалетскую складчатую систему и Локско-Карабахскую слабоскладчатую зону. Разломы установлены по резкой смене фаций и мощностей, указывающей на вертикально-колебательный характер перемещения их крыльев. Горизонтальная составляющая в зоне Большого Кавказа невелика (взбросы, крутые надвиги в южных румбах); на Малом Кавказе предполагаются сдвиги, обусловившие кулисообразное расположение структур. Поперечные разломы отмечаются в центральной части Главного хребта; они образуют ступени с опущенными восточными крыльями (Гамкрелидзе, 1964).

В Армении разломы простираются в виде выпуклых к северу дуг, пересекающихся в центральной части с субмеридиональными разломами. По П. Л. Епремяну (1965), разломы делят территорию на отдельные блоки, история развития которых, особенно с палеогена, резко различна.

Протяженность наиболее крупных разломов Кавказской подсистемы 500—700 км, а их ширина колеблется от 2—3 км до 10 км. По Е. Е. Милановскому (1962), одни из разломов прямолинейные, другие дугообразные, третьи имеют характер зигзагообразных зон.

Пшекиш-Тырныаузская шовная зона представляет собой узкую полосу сближенных субширотных разломов длиной до 300 км, отделяющих Альпийскую антиклиналь Большого Кавказа от эпигерцинской Скифской плиты. В восточной своей части зона состоит из трех узких блоков — центрального грабен-синклинального, где геосинклинальные ниже-среднеюрские породы имеют максимальную мощность и сильно дислоцированы, и двух горст-антиклинальных, где ниже-среднеюрские отложения являются переходными от геосинклинального типа к платформенному. Центральная часть зоны — единый разлом, разделяющий типично геосинклинальные и типично платформенные образования. На западе зона имеет форму грабен-синклинали (Панов, Бызова, 1964). В геофизических полях зона выражена узким линейным максимумом силы тяжести, с которым близко совпадает интенсивный магнитный максимум. Максимальная амплитуда сбросового смещения в центральной части зоны составляет, по Е. Е. Милановскому, 5 км.

Кахетино-Лехчумская зона, выделенная Е. Е. Милановским в 1960 г., разграничивает геосинклиналь Большого Кавказа и Закавказский срединный массив. На западе зона выражена крутой флексурой, переходящей в сброс (ей соответствует гравитационная ступень), на востоке — грабен-синклиналь, переходящей затем в узкий горст-антиклинальный блок; здесь разлом фиксируется и магнитными аномалиями (Борисов, 1967).

Свано-Акеринский глубинный разлом, ограничивающий Понто-Армянский геосинклинальный ров, отмечен выходами основных и ультраосновных пород. К югу от него сенонская известняково-мергельная толща налегает непосредственно на метаморфический арзаканский комплекс (кембрий — докембрий), тогда как к северу и северо-востоку под меловыми отложениями залегает мощная толща юрского возраста (Егоян, 1956). В настоящее время тектоника Малого Кавказа пересматривается в связи с выявлением зон меланжа и крупных горизонтальных перемещений (А. В. Пейве, А. Л. Книппер и др.).

Развитие глубинных разломов Кавказской подсистемы в палеозое и мезозое происходило на фоне чередующихся в разных зонах эв- и миогеосинклинальных условий, о чем можно судить по характеру разрезов этих зон. В пределах Большого Кавказа, например, в девоне и раннем карбоне накапливались мощные вулканогенные (спилиты, порфириды, альбитофиры) и карбонатно-терригенные толщи; в перми и триасе — карбонатно-терригенные отложения; в юре — терригенные отложения и спилит-кератофировая формация; в конце юры, мелу и палеогене — снова карбонатные породы и флиш. На Малом Кавказе девон, карбон, пермь и триас характеризовались главным образом накоплением карбонатно-терригенных отложений; юра и мел — спилит-кератофиров вместе с карбонатно-терригенными осадками; палеоцен и ранний эоцен — отложением флиша (Аджаро-Триалетская зона).

Будучи выражены преимущественно сбросами, глубинные разломы в палеозое и мезозое то закрывались, то открывались, достигая при этом наиболее глубоких магматических очагов. Начиная с эоцена (Малый Кавказ) или с миоцена (Большой Кавказ), происходит накопление формаций орогенного ряда (молассы, среднекислые эффузивы). С орогенной стадией развития хорошо увязываются известные горизонтальные перемещения по разломам.

Копетдагская подсистема разломов является частью Туркмено-Хорасанской геосинклинали и состоит из протяженного Копетдагского разлома северо-западного простирания, к которому с юго-запада причленяется серия дугообразно расположенных второстепенных разломов и складок (рис. 84), с северо-запада — субпараллельные разломы Предкопетдагского краевого прогиба. Длина разлома около 1000 км, ширина 10—15 км. К зоне Копетдагского разлома приурочена резкая гравитационная ступень, по юго-западному крылу которой протягивается узкая полоса линейных максимумов, соответствующая надразломным и приразломным структурам; самые интенсивные из максимумов от своего западсеверо-западного окончания дают резкие ответвления в юго-

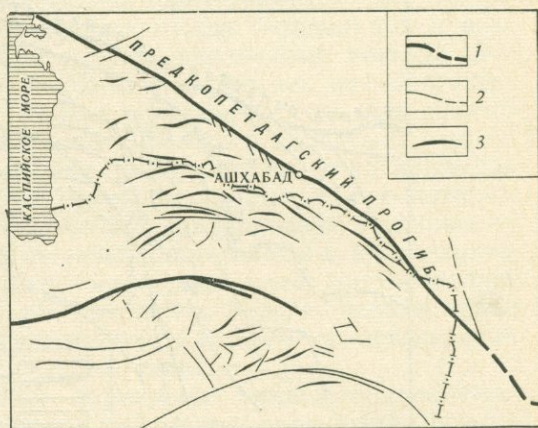


Рис. 84. Структурный рисунок зоны Копетдагского разлома. По тектонической карте Евразии, 1966 г.  
1 — крупные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — оси складок

западных румбах (Борисов, 1967). По Г. И. Амурскому (1969), разлом состоит из трех продольных сместителей, образующих в фундаменте ряд горстов.

Согласно данным П. И. Калугина, В. Н. Крымуса, И. А. Резанова и других геологов, главный сместитель Копетдагского разлома на западном отрезке (до Нухурского узла складок) выражен в форме прямолинейного надвига с амплитудой перемещения 4—5 км. На участке между ст. Арчман и г. Бахарден разлом представляет собой крутой взбросо-сдвиг, в Центральном Копетдаге приобретает ступенчатое строение, на востоке же переходит во флексуру с высотой 7—8 км, осложненную сдвиговыми деформациями. Сопряженные сдвиги присутствуют в ряде и других мест зоны; их амплитуда около 5 км. По Л. М. Расцветаеву (1966), передовая зона Копетдага была ступенчато перемещена к северо-западу по системе правых сдвигов.

Внутренний структурный план Копетдагской подсистемы сформировался в неоген-четвертичное время и, как полагает Л. М. Расцветаев, при решающем воздействии субмеридионального горизонтального сжатия. Субмеридиональное сжатие привело с одной стороны к формированию линейно-надвигового структурного комплекса, образованного линейными складками, надвигами и взбросами, а с другой стороны — к развитию диагонально-сдвиговых структур, представленных диагональными сдвигами, горизонтальными флексурами, фестончатыми складками, кулисными рядами брахискладок и т. п. Линейно-надвиговые структуры преобладают во внутренних частях Копетдага, диагонально-сдвиговые определяют стиль дислокаций краевых частей.

В процессе накопления миогеосинклиналичного комплекса (юра, мел, палеоген) общей мощностью свыше 7000 м, основные разломы подсистемы проявляли себя главным образом как сбросы. Разломы не достигали магматических очагов, и какие-либо магматические образования в связи с ними неизвестны. Соответственно этому разломы Копетдагской подсистемы могут быть охарактеризованы как эпиглубинные нарушения, с наибольшей отчетливостью запечатлевшие на себе миогеосинклиналичную и орогенную стадии развития региона.

Памирская подсистема разломов входит в состав Гималайской системы и представляет собой северо-западное замыкание последней. На северо-востоке она ограничивается Памиро-Каракорумским глубинным

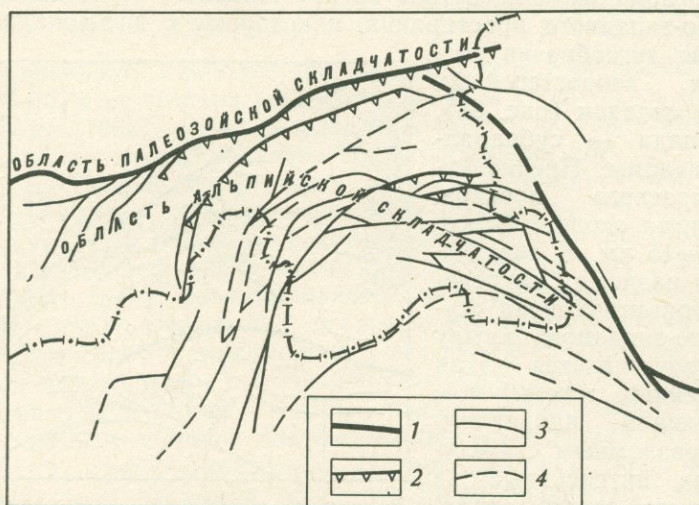


Рис. 85. Структурный рисунок разломов Памира

1 — главные разломы; 2 — надвиги; 3 — второстепенные разломы; 4 — предполагаемые разломы. Стрелками показано направление сдвигов

сдвигом, на северо-западе — Вахшским надвигом, в юго-западном же направлении она расходуется в виде пучка виргирующих складок и разрывов (рис. 85).

Памиро-Каракорумский сдвиг простирается от Северного Памира до Трансгималаев и пересекает все структурно-фациальные зоны этой области. На юге за пределами СССР он отсекает антиклинорий Каракорума от метаморфической полосы Чанг-Мо и Трансгималаев, далее к северу разделяет на две части единую зону мезозойской седиментации Памир-Агыл, а еще севернее разграничивает палеозойские поднятия Северного Памира и Куньлуня. При этом Памирская подсистема оказывается смещенной к северо-западу примерно на 220—250 км. Формирование сдвига относится к послемеловому времени (Пейве и др., 1964).

Вахшская надвиговая зона, установленная И. Е. Губиным в 1940 г. и охарактеризованная им в ряде работ, протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль рек Вахш, Сурхоб и Кызылсу. Зона имеет длину около 400 км и в плане дугообразно выпукла к северо-западу, отделяя от герцинских структур Гиссарского и Алайского хребтов альпийские сооружения восточной части Таджикской депрессии (Внешнюю зону Памира). Вахшская надвиговая зона пространственно совпадает с полосой одинаковой мощности «гранитного» и «базальтового» слоев, из которых первый затем сильно увеличивается в направлении к Памиру, а второй, наоборот, к хребтам Южного Тянь-Шаня.

В области герцинид к северу от Вахшской зоны распространены субширотные палеозойские структурно-фациальные зоны с наложенными на них небольшими мезозойскими впадинами. В разрезе последних обнажены юрские угленосные отложения (до 400 м), нижнемеловые красноцветные песчаники, конгломераты и глины (300 м), карбонатно-глинистые, гипсоносные отложения верхнего мела (450 м), карбонатно-глинистые отложения палеогена (100—350 м), красноцветные отложения палеогена — неогена (не более 2—3 км). Современная структура герцинид имеет складчато-глыбовый характер и подчеркнута развитием ромбовидных в плане глыб, возникших в мезозое и кайнозое.

Южнее Вахшской зоны разрез мезозой-кайнозоя более полный и мощный. Здесь выделяются юрские гипсоносные отложения видимой мощностью 50—200 м, красноцветные песчано-сланцевые отложения нижнего мела (1400 м), морские карбонатно-глинистые отложения верхнего мела (1000 м), морской палеоген (до 870 м) и палеоген-неогеновые красноцветы (3200 м). Мезозой-кайнозой находится в аллохтонном залегании и смят в серию наклоненных, опрокинутых к северу складок, сопряженных с надвигами и чешуйчатými структурами.

На западе рассматриваемой территории между герцинидами и альпидами расположен Предгиссарский прогиб, заполненный мощной (5—6 км) толщей красноцветных грубообломочных моласс неоген-четвертичного возраста. Геофизические данные показывают, что этот прогиб восточнее Душанбе выходит из-под зоны Вахшского надвига и следует к западу по Гиссарской долине; ширина его колеблется от 15 до 30 км. Прогиб осложнен крутыми субширотными разломами, среди которых известны правые сдвиги. Точно так же Вахшский надвиг перекрывает меловые и палеогеновые фациальные зоны, находящиеся в его северном крыле. Амплитуда перекрытия палеогеновых фациальных зон составляет около 50 км, нижнемеловых 100 км. Очевидно, надвиг неравномерно развивался в течение всего мезозой-кайнозойского времени, представляя собой эпиглубинное нарушение (Суворов, 1968).

Следующий к югу дугообразный Дарвазский разлом, принадлежащий Бадахшано-Северопамирской зоне разрывных нарушений, определяется С. А. Захаровым (1967) как левый сдвиг. По смещению современной овражной сети амплитуда принимается равной 6 км, а за все четвертичное время — свыше 100 км.

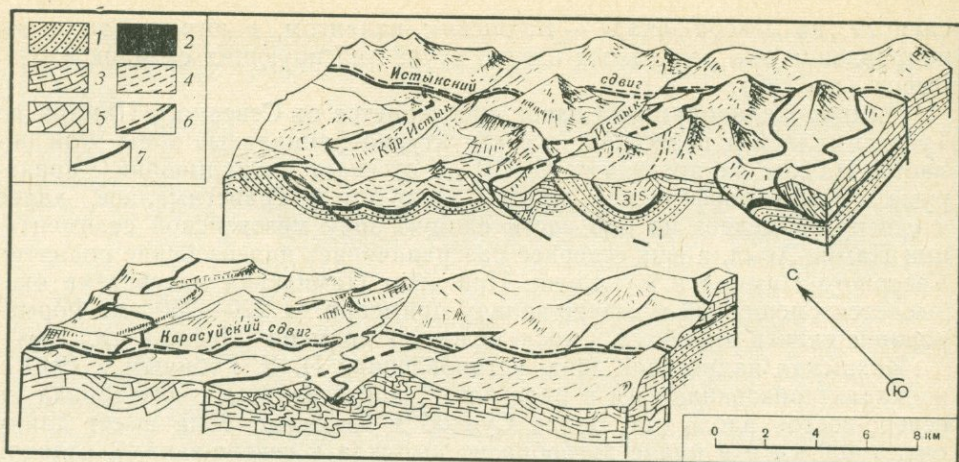


Рис. 86. Схема строения Аксу-Мургабской зоны (фрагмент). По С. В. Руженцеву, 1963 г.  
 1 — нижняя пермь; 2 — пермо-триас; 3 — средний — верхний триас; 4 — верхний триас; 5 — юра;  
 6 — сдвиги; 7 — надвиги

Структурный рисунок внутренних частей Памирской подсистемы разломов дугообразно-перекрестный с «выпячиванием» основных структурных дуг, соответственно общему сдвиго-надвиговому смещению, в северном направлении.

Дугообразные линии дизъюнктивных нарушений одними авторами истолковываются как чешуйчатые и покровные образования, другими — как крутопадающие разломы сбросо-взбросового типа. Дискуссия по этому поводу продолжается до настоящего времени (Кухтиков и др., 1971).

Более определенно выявлена кинематика диагональных секущих разломов северо-западного простирания, являющихся правыми сдвигами. В Аксу-Мургабской зоне, например, С. В. Руженцевым (1968) выявлено четыре разлома — Истыкский, Нижне-Мургабский, Карасуйский и Кобригенский. Каждый из них состоит из ряда крутых сместителей, отмеченных полосами брекчий и интенсивной мелкой складчатости шириной от 10—20 до 50—70 м (всего до 1—2 км). Сместители наклонены под углами 75—90° к северо-востоку и юго-западу и разбивают отложения зоны на множество удлиненных блоков и клиньев. Наиболее крупные блоки имеют ширину 10—15 км и вытянуты по простиранию зоны на многие десятки километров. Некоторые из блоков, например Истык-Карасуйский, рассечены субширотными надвигами на серии чешуй, наклоненных к югу под углами 35—55° (рис. 86).

Складчатость пермо-триасовых отложений Аксу-Мургабской зоны, как отмечают многие исследователи, сравнительно простая, а верхнеюрские известняки характеризуются слабоволнистым и почти горизонтальным залеганием. Складчатые и складчато-глыбовые структуры обычно располагаются под острыми углами к сместителям разломов, отчего структурный рисунок зоны в плане имеет перистое строение. Отдельные складки рассечены и передвинуты в горизонтальной плоскости по часовой стрелке на сотни метров и первые километры.

Наибольшие амплитуды правосторонних сдвиговых смещений констатированы вдоль основных разломов зоны. Они установлены С. В. Руженцевым по расположению фациальных подзон пермо-триаса и имеют следующие значения: по Кобригенскому разлому 12—13 км, по Нижне-Мургабскому 10 км, по Истыкскому 10—20 км и по Карасуйскому 55 км; в последнем случае амплитуда, по-видимому, несколько завышена.

В связи с разломами Аксу-Мургабской зоны мощность и состав отложений скачкообразно изменяются. В центральном блоке, например, верхнепермские известняки сокращаются по мощности от 250—300 м до 40—50 м, основные эффузивы выклиниваются, триасовые же рифогенные известняки по мощности раздуваются; не остаются постоянными и юрские песчано-карбонатные отложения. Вдоль одного из разломов распространилась и тешикташская вулканогенная толща верхнего мела — палеогена (андезиты, дациты, липариты).

Весьма характерно, что на протяжении длительного развития Аксу-Мургабской зоны разломов характер движения их крыльев не оставался постоянным. Так, в позднепермское время зона была приподнята и представляла собой двухсторонний горст, который проходил по середине синклинального прогиба. В триасе на поверхности этого горста началось рифообразование, за которым в конечном итоге последовало опускание Центральной подзоны. В лейасовое время Центральная подзона продолжала воздыматься, а в байосе снова началось ее неравномерное опускание, которое не прекращалось до конца юры.

В конце юры — начале мела произошло резкое поднятие всего Юго-Восточного Памира и в меловой период Аксу-Мургабская зона вновь оказалась приподнятой над прилегающей с юго-запада территорией, где началось отложение тешикташской вулканогенной толщи; возможно, тогда она имела форму асимметричного одностороннего горста, в котором начались правосторонние сдвиговые подвижки, установленные С. В. Руженцевым по смещению фаций пермо-триаса и досреднеюрских складок.

Разломы Памирской подсистемы несут на себе следы эвгеосинклинального, миогеосинклинального и орогенного развития, которые в разных ее частях происходили в разное время. Орогенная стадия, например, с которой связываются внедрение гранитоидов и горизонтальные подвижки по разломам, на севере Памира проявились в первой половине мезозоя (триас — юра), тогда как на юге основные ее фазы пришлись на мел и палеоген.

Дальневосточные системы разломов — Охотоморская и Корьякско-Курильская — располагаются между Восточно-Сибирской континентальной областью и Тихим океаном (см. рис. 73). Первая система занимает впадину Охотского моря (вместе с о. Сахалин) и представляет собой огромный, удлинённый в север-северо-восточном направлении ромб протяженностью около 2000 км и шириной до 1000 км; с западной стороны она ограничивается разломами Охотско-Чукотского вулканического пояса и западной окраины Сахалина, с восточной — краевыми разломами Курильской гряды и менее отчетливыми, прерывистыми разломами вдоль западного побережья п-ова Камчатки. Вторая система приходится на территорию Корьякского нагорья, Камчатки и Курильских островов и протягивается с юго-запада на северо-восток в виде огромной, выпуклой к востоку дуги длиной до 4000 км и шириной от 200 до 400 км; эта система обрамляет Охотоморскую систему и с востока сама ограничивается разломами Курило-Камчатского океанического желоба и окраинной зоны геосинклинальной котловины Берингова моря.

Как уже отмечалось выше, обе системы динамически взаимосвязаны и представляют как бы две части одного гигантского механизма, морфологическим выражением которого явились, с одной стороны, линейное дугообразное поднятие, с другой, — примыкающая к этому поднятию изнутри широкая овальная или ромбовидная в плане зона проседания, с соответственно различным расположением глубинных разломов. Подобные сочетания разломов аналогичного или несколько меньшего масштабов распространены, по-видимому, очень широко и уже рассматривались на примерах Енисейской — Ангаро-Тунгусской систем (Сибирь-

ская платформа), Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской — Джунгаро-Балхашской подсистем (палеозойды) и некоторых других.

Охотоморская система разломов изучена еще очень слабо, поскольку большая ее часть, скрытая под водами Охотского моря, недоступна непосредственным наблюдениям.

Имеющиеся геофизические данные, полученные за последнее десятилетие А. Г. Аверьяновым, П. С. Вейцман, А. Г. Гайнановым, Е. И. Гальпериним, С. М. Зверевым, И. П. Косминской, Л. П. Смирновым, О. Н. Соловьевым и другими исследователями, свидетельствуют о мозаичном расположении основных структурных элементов региона.

Акватория Охотского моря (за исключением Южно-Охотской впадины) характеризуется слабопеременным гравитационным полем средней интенсивности, которое со всех сторон окаймляется гравитационными ступенями и линейными аномалиями, свидетельствующими о проявлениях разломов. Аналогичная картина устанавливается и в магнитном поле, причем выявлено два типа аномалий  $\Delta T_a$ : 1) изометричные, относительно небольшой интенсивности (100—200 гамм) аномалии северной части Охотского моря и Южно-Охотской впадины; 2) интенсивные узкие полосовые аномалии (600—700 гамм), окаймляющие области со спокойным полем  $\Delta T_a$ .

Глубинное сейсмическое зондирование показало, что на участке между восточным ограничением Сахалина, Амуру-Гижигинским глубинным разломом, Юго-Западной Камчаткой, Курильской островной дугой и разломами Южно-Охотской впадины располагается обширное поднятие, называемое Центральнo-Охотским массивом. Поверхность Мохоровичича находится здесь на глубинах 20—25 км, понижаясь к северу и западу до 30—35 км и воздымаясь к юго-востоку до 15—20 км. Массив отличается слабо возмущенным магнитным полем и обрамлен системами линейных магнитных аномалий.

Кора в пределах массива состоит из базальтового и не везде присутствующего гранитного слоев. Массив расчленен на несколько приподнятых блоков, на которых мощность осадочной толщи изменяется от первых сот метров до 2 км. Южный блок совпадает с возвышенностью Академии наук и банкой Лебеда, центральный расположен в пределах возвышенности Океанологического института. Блоки разделены узкими прогибами с мощностью осадочной толщи до 4 км, их возникновение связывается с зонами глубинных разломов.

Намечаемые в геофизических полях разломы ориентированы по-разному. Вдоль прогиба Тинро и к востоку от о. Сахалин они простираются субмеридионально, в районах Северо-Охотского прогиба и Южно-Охотской впадины — с юго-запада на северо-восток и субширотно, по северной окраине прогиба Дерюгина — с юго-востока на северо-запад. Согласно аэромагнитным данным, разломы восточнее о. Сахалин располагаются кулисообразно; выходы гипербазитов вдоль восточного побережья п-ова Шмидта указывают на глубинное происхождение этих разломов. Один из разломов, глубиной около 100—200 км, отделяет глубоководную южную часть Охотского моря от мелководной восточнее о. Сахалин.

На территории о. Сахалин установлено несколько глубинных разломов — Западно-Сахалинский, отделяющий Западно-Сахалинский антиклинорий от Татарского прогиба, Восточно-Сахалинский, отделяющий Сахалинский мегантиклинорий от Дерюгинского мегасинклинория, и ряд разломов северо-западного и меридионального простираний в пределах Восточно-Сахалинского антиклинория (рис. 87).

Западно-Сахалинский разлом протягивается от г. Александровска до п-ова Крильон и далее, по-видимому, до о. Хоккайдо. Разлом выражен крупной гравитационной ступенью и линейными магнитными аномалиями.

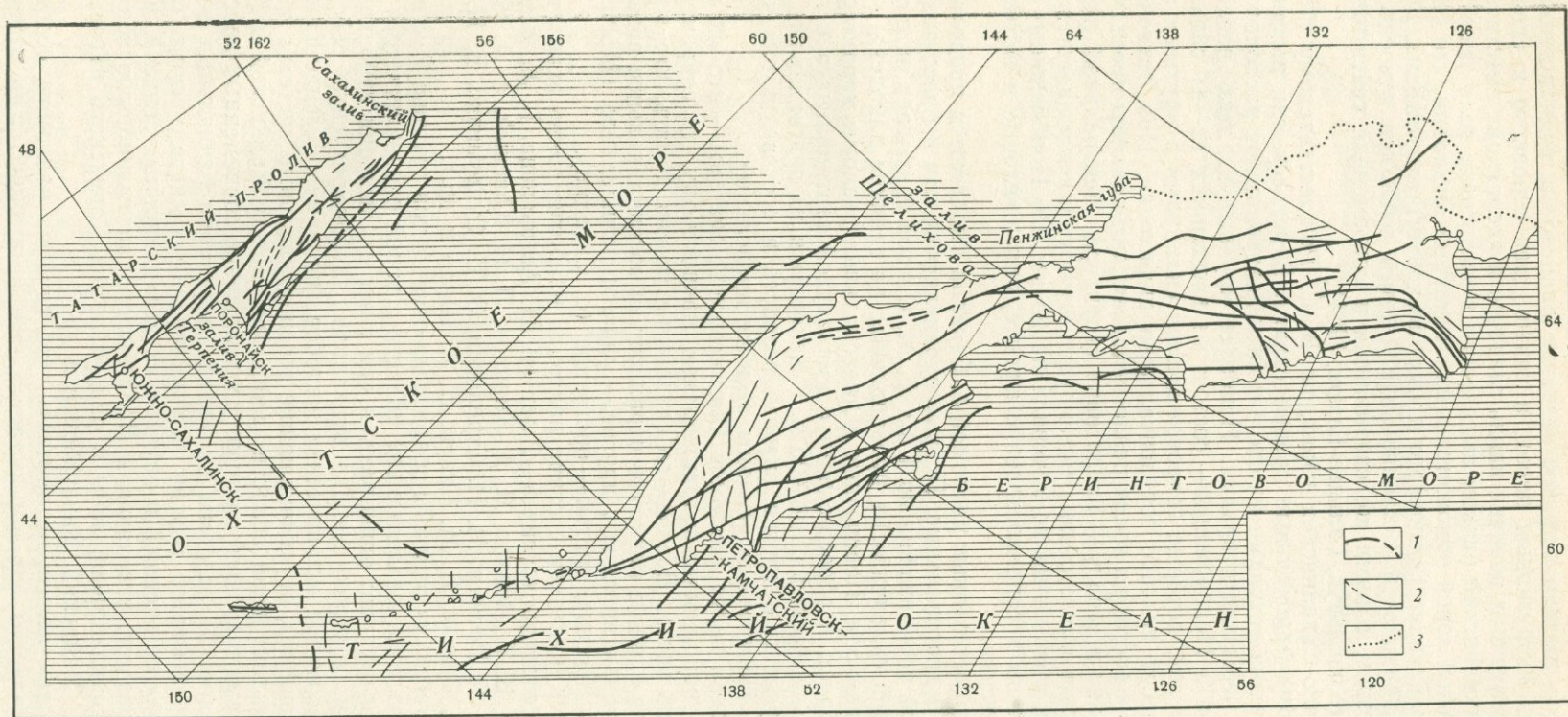


Рис. 87. Схема расположения разломов на Камчатке и Сахалине. Составил автор по данным В. Н. Верещагина, Е. П. Кленова, П. Н. Кропоткина, В. Т. Матвеевко, Ю. М. Пушаровского, В. И. Тихонова, Е. Т. Шаталова и др. (1958—1966 г.)  
 1 — крупные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — граница альпийской складчатой области

ми. С ним же связано широкое развитие миоценовых вулканогенных и субщелочных интрузивных пород, а также даек основного и среднего состава, образующих цепочки вдоль главного и оперяющих сместителей. Восточно-Сахалинский разлом выделяется в магнитном поле узкой субмеридиональной зоной положительных магнитных аномалий, что связывается с проявлениями основного и ультраосновного магматизма. Время заложения Западно- и Восточно-Сахалинского разломов относится к позднему сезону, с ними же связывается и современная сейсмическая активность (Ковальчук, Гальцев-Безюк, 1964).

В Восточно-Сахалинских горах, по В. С. Рождественскому (1969), имеются субмеридиональные правые сдвиги. В рельефе они выражены прямолинейными уступами и ложбинами и контролируют расположение межгорных неогеновых впадин. Наиболее крупные из этих разломов Центральный и Прибрежный — состоят из нескольких (2—4) сближенных сместителей, которые сопровождаются складками с крутыми шарнирами и несут на себе горизонтальную штриховку. При отклонении сместителей к востоку в зонах разломов возникают впадины проседания, при отклонении к западу — надвиговые структуры. Центральный разлом рассекает пояс палеозойских метаморфических сланцев и палеогеновых гранитоидов, смещенных по латерали на 25 км. По Прибрежному разлому приведены в соприкосновение юрские, нижнемеловые и верхнемеловые отложения.

Среди второстепенных разломов о. Сахалин выделяются продольные, поперечные и диагональные. Первые определяются как взбросо-надвиги с амплитудой перемещения до 1 км. Е. М. Смехов связывает их с сахалинской фазой складчатости, проявившейся на границе плиоцена и четвертичного периода. Поперечные и диагональные разломы характеризуются как сбросы и сбросо-сдвиги с амплитудой вертикального и горизонтального перемещений до 400 м. К некоторым из диагональных разломов приурочены интрузии разного возраста и состава, в том числе гранитоиды. Поперечные разломы моложе продольных.

Характерная черта разломов Охотоморской системы — это их генетическая разнородность, сохранившаяся, по-видимому, до современной геологической эпохи. В связи со сказанным можно думать, что на новейшем этапе одни из разломов отражают эвгеосинклинальное развитие (Южно-Охотская впадина), другие — миогеосинклинальное (Центрально-Охотский массив), третьи — орогенное (о. Сахалин).

Корякско-Курильская система разломов наиболее полно охарактеризована в работах последних 5—7 лет (В. Н. Аверьянова, Г. М. Власов, Г. П. Декин, В. К. Иванов, Д. А. Кириков, Л. И. Красный, А. А. Николаевский, В. К. Ротман, М. И. Стрельцов, О. И. Супруненко, В. И. Тихонов, И. К. Туезов, Б. М. Чиков, Н. А. Шило и др.).

По масштабности разломы подразделяются на три группы: 1) «сверхглубокие» разломы, разделяющие области с корой океанического и геосинклинального типов; описываются как зоны скальвания глубиной не менее 700 км, контролирующие вулканизм, глубокофокусную сейсмичность и образование океанических желобов (например, Курило-Камчатского); 2) разломы, ограничивающие геосинклинальные системы в пределах геосинклинальной области (например, между Корякской и Камчатской системами); контролируют расположение современных действующих вулканов; 3) разломы по краям структурно-фациальных зон и структурных элементов внутри геосинклинальных систем; сюда относятся разломы во внешней и внутренней антиклинорных зонах Курильской дуги, разлом, отделяющий Валагинскую антиклинорную зону от Кроночской синклинорной зоны и ряд разломов Корякского нагорья — Укэляятский, Майнский, Ванэтабский и др.

Вместе с тем нельзя не признать, что глубина разломов, особенно «сверхглубоких», до сих пор остается проблематичной. Как отмечает

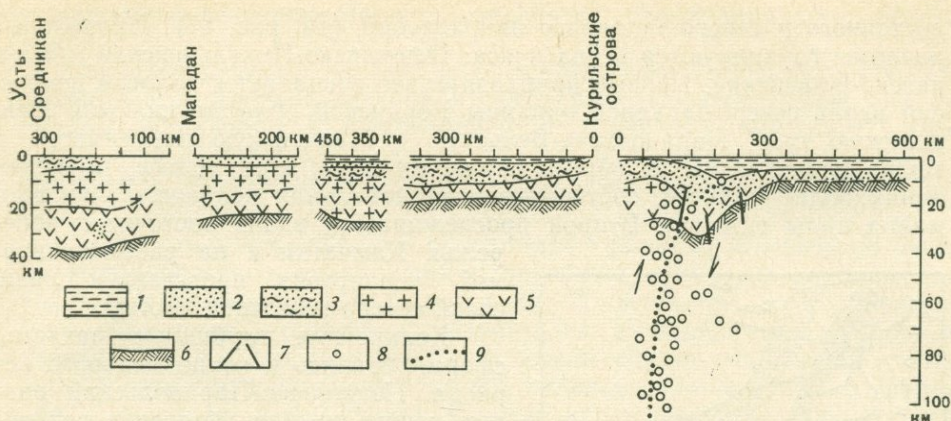


Рис. 88. Сводные сейсмические разрезы земной коры в зоне, переходной от Азиатского континента к Тихому океану. По А. Г. Аверьянову, П. С. Вейцман и др., 1962 г.

1 — слой воды,  $v$  — около 1,5 км/сек; 2 — осадочный слой,  $v$  около 2 км/сек; 3 — осадочные слои,  $v$  около 3,5—4,7 км/сек; 4 — «гранитный» слой,  $v$  около 6 км/сек; 5 — «базальтовый» слой,  $v$  около 6,5—6,8 км/сек; 6 — подкорковый слой,  $v$  около 8 км/сек; 7 — области резких изменений угла наклона границ, по сейсмическим данным; 8 — очаги землетрясений; 9 — положение срединной поверхности сейсмической зоны. Отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5

А. А. Борисов (1967), большинство разломов, по-видимому, являются структурами менее глубокого заложения (до 100—200 км) и как-то связаны со слоем пониженной скорости — Гутенберга. По В. Н. Аверьяновой (1968), наибольшее количество очагов и сейсмической энергии (по которым устанавливаются разломы) приурочено к слою, залегающему между глубинами 20 и 60 км и непосредственно прилегающему снизу к подошве земной коры. Наибольшие глубины разломов приходятся, по-видимому, на восточное ограничение Курильской гряды (рис. 88). Но вряд ли они очень велики, поскольку в линейных сейсмически активных зонах сейсмодислокации внутри коры и в подкорковом слое разобщены, принципиально различны (взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги) и обусловлены противоположно направленными перемещениями масс (рис. 89). Глубинность разломов ограничивается здесь, по-видимому, самыми верхними горизонтами мантии, вообще же она определяется уровнями генерации магматических очагов.

Корякско-Курильская система объединяет три подсистемы — Корякскую, Камчатскую и Курильскую, несколько отличающиеся как по истории развития, так и по морфологии разломов.

В Корякской подсистеме в качестве глубинных разломов Б. М. Чиковым (1967) выделены длительно развивавшиеся зоны с высокой тектоно-магматической активностью. В пределах Корякского нагорья к этим зонам приурочены эффузивно-кремнистые образования докембрия, нижнего мела и верхнего мела — палеогена, вулканические породы палеогена, неогена и нижнечетвертичного времени, а также различные интрузии габбро и гипербазитов. В структурном отношении они характеризуются широким развитием разрывных нарушений типа сбросов и надвигов, приразломных складок и наложенных молодых впадин.

В магнитном поле глубинные разломы проявляются выдержанными положительными линейными аномалиями или аномальными зонами, интенсивность которых превышает общий уровень на 300—700 гамм и более. Длина этих зон 400—600 км при ширине до 20—30 км. Положительные магнитные аномалии совпадают с зонами больших градиентов силы тяжести, приуроченных к глубинным разломам.

По положению относительно главных складчатых сооружений разломы подразделены на продольные и поперечные, соответственно северо-

восточного и северо-западного направлений (см. рис. 87). Продольные разломы группируются в два пояса: Пенжинско-Пикульнейский и Камчатско-Вывенский. Первый приблизительно совпадает с полосой депрессий вдоль северо-западной окраины Корякской области, включая Пенжинскую губу, Парапольско-Бельскую и Марковскую низменности, а также разделяющие и обрамляющие их горы; этой полосе, имеющей длину более 1000 км, соответствует региональная положительная аномалия силы тяжести. Второй прослеживается вдоль восточного побережья Камчатки и на рассматриваемой территории представлен лишь своей северо-восточной частью.

Конкретные глубинные разломы сформировались в конце мелового периода. Пенжинско-Парапольский разлом контролировал внедрение поздне-меловых ультраосновных пород; к северо-западу от него развиты полого дислоцированные отложения верхнего мела и палеогена; к юго-востоку — мощные сложоскладчатые вулканогенно-кремнистые толщи верхнего мела. Вивникский разлом разделяет кремнисто-вулканогенные толщи верхнего мела и эффузивно-осадочные отложения палеогена и неогена; с разломом также связаны многочисленные тела ультраосновных пород верхнемелового возраста.

Поперечные разломы выражены гравимагнитными уступами и смещают линейные магнитные аномалии северо-восточного простираия. Они образуют четыре зоны, выходящие за пределы Корякской складчатой системы (Пенжинско-Ильпийскую, Еропольско-Опукскую и др.). Зоны представляют собой широкие полосы дизъюнктивных и пликативных нарушений, которые разделяют крупные поперечные блоки, отражающие структуру древних сооружений района. Они же служат ограничениями четвертичных впадин (Чиков, 1965).

Камчатская подсистема разломов образована разломами преимущественно северо-восточного простираия, густая сетка которых более или менее равномерно покрывает весь полуостров (см. рис. 87); эти разломы ограничивают крупнейшие структурные элементы. Другая категория разломов — поперечные нарушения меридионального и северо-западного простираия; они пересекают разломы продольные и вместе с ними определяют конфигурацию берегов полуострова, имеющего в плане форму ромба. В. И. Тихонов главное значение в до-

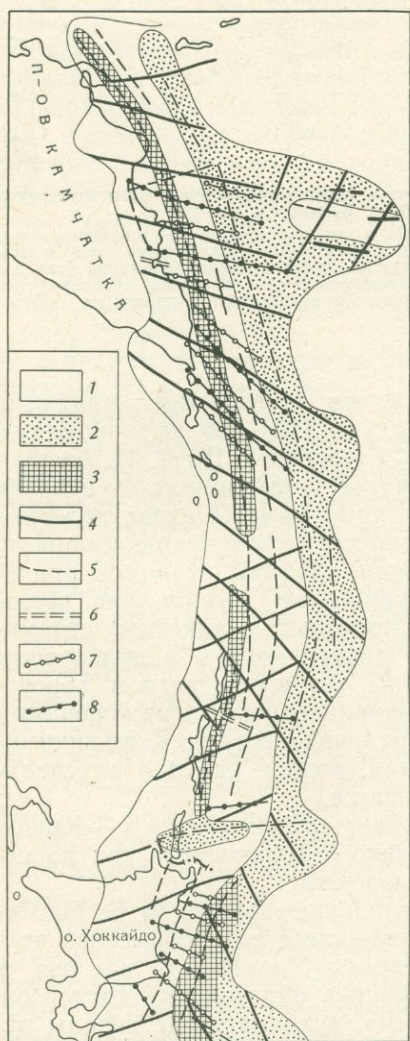


Рис. 89. Обобщенная схема кинематики очагов Курило-Камчатских землетрясений. По В. Н. Аверьяновой, 1968

Области распространения преимущественных дислокаций: 1 — взбросо-сдвиговых по всей толще сейсмоактивной зоны (поднятия); 2 — сбросо-сдвиговых по всей толще сейсмоактивной зоны (прогибы); 3 — сбросо-сдвиговых непосредственно подкоровых действия горизонтальных напряжений сжатия в областях поднятий и растяжения в областях прогибов; 4 — осредненные наиболее интенсивные непосредственно подкоровые разрывы; 5 — разрывы, по сейсмическим данным слабо выраженные; 6 — разрывы, по сейсмическим данным слабо выраженные; 7, 8 — оси областей вторичных поднятий и прогибов

четвертичной тектонике придает разломам северо-западного простирания.

Наиболее крупный разлом — Центрально-Камчатский (см. рис. 73), вытянутый по длинной диагонали ромба на расстояние свыше 1000 км. Разлом проявляется в знакопеременных значениях магнитного поля, узкой полосой вытянутого между полями положительного значения, и выражен в современном рельефе, следуя по долинам рек Камчатки, Еловки и Быстрой.

С главным и оперяющими сместителями разлома генетически связаны многочисленные вулканические аппараты и интрузивные массивы. По представлениям Г. М. Власова, Ю. В. Жегалова, В. К. Ротмана, В. А. Ярмолюка и других исследователей, вулканические извержения первоначально были подводными и имели спилит-диабазовый состав; они обусловили накопление ранних вулканогенно-кремнистых формаций. С конца мела и в раннем миоцене вдоль разлома возникает цепь вулканических островов, сложенных лавами основного и среднего состава. В конце миоцена и в плиоцене, в связи с общим поднятием полуострова, вулканы развиваются в окружении горных хребтов, извергая сначала основные, а потом кислые лавы, к этому же времени или несколько более раннему относится внедрение различных гранитоидов, массивы которых образовали цепочки вдоль главного и оперяющих разломов. В четвертичное время происходит извержение базальтовых и андезит-базальтовых лав.

Глубинные разломы второго порядка разграничивают структурно-фациальные зоны, антиклинории и синклинории или расчленяют их на крупные блоки.

На территории Восточной Камчатки среди этих разломов выделены продольные северо-восточного простирания и субширотные (Супруненко, 1970). Продольные ограничивают Центральный и Восточный грабен-синклинории и Восточный и Кроноцкий горст-антиклинории. Разломы отражены в геофизических полях и контролируют положение продольных рядов вулканов. Протяженность их сотни километров, ширина 15—20 км, суммарная амплитуда вертикальных перемещений достигает 3—5 км. Субширотные разломы — сбросо-сдвигового типа с амплитудой правосторонних перемещений до 20—25 км. Один из них простирается примерно по широте от южного окончания хр. Кумроч до левого бережья р. Камчатки, другой проходит в районе сочленения хр. Тумрок и Валагинского, третий — на широте с. Мильково. Протяженность разломов около 100 км. Наиболее отчетливо они прослеживаются на площади горст-антиклинориев, особенно Восточного. Выражены геофизически и в современном рельефе, а к некоторым из них приурочено сгущение эпицентров поверхностных землетрясений. Субширотные разломы играют важную роль в распределении вулканов Центральной и Восточной Камчатки — зона Шапинско-Чажминского разлома является, например, северной границей распространения четвертичных вулканов в пределах Восточного вулканического пояса.

Продольные и поперечные разломы обуславливают блоковое строение Камчатки. По О. И. Супруненко, в горст-антиклинориях более четко выделяются поперечные блоки, в грабен-синклинории — продольные блоки.

Курильская подсистема разломов располагается в пределах узкой зоны между Охотским морем и Курило-Камчатским океаническим желобом, вытянутой от южного окончания п-ова Камчатка до восточной части о. Хоккайдо; длина подсистемы свыше 1000 км, ширина 100—200 км.

Главный элемент подсистемы — разлом западного склона Курило-Камчатского желоба, выраженный уступами и геофизическими анома-

диями (гравитационная ступень, повышенный геотермический градиент и т. п.). По-видимому, с этим разломом совпадает так называемая «андезитовая линия», отделяющая область развития пород континентального типа (гранитоидов, эффузивов андезитового состава) от пород океанического типа дна Тихого океана, представленных базальтами. Эпицентры землетрясений образуют вдоль разлома широкую зону, наклоненную в сторону континента (см. рис. 88).

Другой крупный разлом предполагается с внутренней стороны Курильской островной дуги. Он отмечен значительной гравитационной ступенью вдоль края Южно-Охотской впадины и скрыт под водами Охотского моря. Внутренние разломы расчленяют Курильскую дугу на блоки с различным типом развития. Глубина продольных разломов колеблется от 5 до 25 км, амплитуда вертикальных смещений измеряется первыми километрами. Глубина поперечных нарушений составляет обычно несколько километров, амплитуда не превышает 1 км (Туезов и др., 1968). По Ю. С. Желубовскому, поперечные разломы ориентированы веерообразно и направлены как бы в одну точку, находящуюся в центре южной части Охотского моря. Продольные разломы, подчеркнутые удлинённой формой островов и вулканотектонических горных гряд, расположены друг относительно друга кулисообразно; Ю. С. Желубовский объясняет это неравномерным поддвижением дна Тихого океана под материк.

Исследования дислокаций южной части Курильской дуги, произведенные в 1965—1970 гг. М. И. Стрельцовым, показали различия разломов Притихоокеанской и Приохотской зон. В пределах первой продольные разломы проходят в верхнемеловых породах и выражены в виде мощных (до 100 м) зон дробления и катаклаза, вблизи которых резко возрастает и пликвативная дислоцированность; по некоторым из сместителей предполагаются сдвиговые подвижки. Поперечные разломы моложе продольных — они пересекают и смещают их в горизонтальном направлении на 2,5—3 км. В Приохотской зоне продольные и поперечные разломы существовали, начиная с миоцена одновременно. Продольные фиксируются зонами гидротермально измененных пород, цепочками интрузивных и экструзивных тел кунаширского и курильского интрузивных комплексов, а также полосами трещиноватости и дробления пород; они определили основное северо-восточное простирание неогеновых толщ и представляли собой сбросо-сдвиги, развивавшиеся в условиях растяжения. Поперечные разломы являются взбросо-сдвигами; они развивались в условиях сжатия и обусловили появление в пределах Приохотской зоны поперечных пликвативных дислокаций.

М. И. Стрельцов отмечает, что Притихоокеанская и Приохотская зоны различны также по ориентировке, взаиморасположению и природе основных структурных элементов, глубинному строению земной коры, геофизическим параметрам, истории геологического развития и геоморфологическим признакам. По его мнению, они разделяются Срединно-Курильским глубинным разломом, которому соответствуют линейно вытянутая в северо-восточном направлении подводная депрессия, гравитационная ступень и нулевая изодинама, разделяющая очень несходные магнитные поля. Сместитель разлома наклонен к северо-западу. Время его заложения неизвестно, но он наиболее заметным стал в начале миоцена, разделив разрушающуюся сушу Притихоокеанской зоны от Приохотской зоны, где в морских условиях накапливалась «зеленотуфовая» толща. В кинематическом отношении Срединно-Курильский разлом определяется как левосторонний сбросо-сдвиг.

С охарактеризованными разломами Корякско-Курильской системы связана главным образом вулканическая активность, проявляющаяся до настоящего времени, тогда как интрузивный магматизм выражен слабо. По этой причине в пределах системы наиболее распространены в разрезе и по площади вулканогенные, туфогенно-кремнистые и крем-

нистые породы, интрузивные же массивы, преимущественно мелкие гипабиссальные и приповерхностные тела, занимают всего лишь около 1% площади. Таким образом, большинство разломов системы до настоящего времени находится на эвгеосинклинальной стадии развития и только некоторые из них на п-ове Камчатка, начиная с миоцена, вступили в орогенную стадию. Иные из разломов, контролирующие прогибы туфогенного флиша (Камчатская подсистема) и терригенные отложения (Корякская подсистема) в позднем мелу, палеогене и неогене прошли миогеосинклинальную стадию развития, которая местами, возможно, тоже еще не закончилась до настоящего времени.

---

Использованный в работе материал по дизъюнктивной тектонике области кайнозойской складчатости указывает на большое морфологическое разнообразие развитых здесь глубинных разломов. В юго-западных районах СССР преобладают прямолинейные, дугообразные и местами зигзагообразные разломы с остроугольно-перекрестными и перистыми структурными рисунками. Их группировки тоже имеют в основном прямолинейные и дугообразные очертания, причем первые простираются в северо-западных румбах, вторые обращены выпуклостью на север. Наложенные на эти группировки второстепенные поперечные и диагональные разломы усложняют их внутреннее строение, но не нарушают общей вытянутости. Поэтому длина выделенных подсистем везде остается значительно больше ширины.

На Дальнем Востоке, как и на Юго-Западе СССР, разломы прямолинейны или дугообразны, но вытягиваются в нескольких направлениях. В Охотоморской системе известны ортогональные и диагональные направления разломов, сама же система имеет форму овала или ромба северо-восточного простираения с общим мозаично-глыбовым строением; в этом отношении она сходна с некоторыми платформенными структурами (например, с Ангаро-Тунгусской подсистемой). Корякско-Курильская система имеет форму огромной, выпуклой к юго-востоку дуги и состоит из серии диагональных разломов, обусловивших ее ромбический структурный рисунок; подобные рисунки, как отмечалось, свойственны многим дугообразным поднятиям палеозой и мезозой.

В морфологии большинства разломов отражены главным образом эвгеосинклинальная, миогеосинклинальная и орогенная стадии развития земной коры. В некоторых системах устанавливается одновременное существование (в их различных частях) всех трех перечисленных стадий. В отдельных подсистемах (Курилы) все еще продолжается эвгеосинклинальная стадия. В других (Копетдаг) эта стадия, напротив, никак не представлена, но зато прекрасно выражены миогеосинклинальная и сменившая ее орогенная стадии. Местами (Памир) с особенной четкостью проявилась орогенная стадия, последовательно охватывавшая все новые и новые районы.

В области кайнозой установлено много конседиментационных сбросов с амплитудой до 5—8 км, отвечающих наиболее ранним стадиям геосинклинального развития. Вместе с тем широко распространены и более поздние надвиги и сдвиги (Карпаты, Памир), перекрывшие первичные конседиментационные сбросы. Амплитуда горизонтальных перемещений нередко составляет десятки километров (до 100 км в Памирской подсистеме).

Глубина кайнозойских разломов изменяется в широких пределах. Разломы орогенной стадии, связанные с кислыми магматическими очагами, преимущественно мезо- и эпиглубинные. Эвгеосинклинальные разломы проникают в верхнюю мантию на глубины от 20 до 60 км. Нередко указываются «сверхглубокие» разломы (до 700 км), но такие глубины, вообще говоря, очень проблематичны и вряд ли реальны, поскольку зоны сплошного пластического течения пород и регенерации магматических очагов, где существование разломов физически невозможно, находятся, как сейчас выяснено, значительно ближе к земной поверхности.

---

## V. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Рассмотренные выше глубинные разломы основных структурных элементов земной коры — древних платформ, молодых эпипалеозойских плит и областей палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости обнаруживают между собой черты как сходства, так и различий. Их сходство определяется тем, что они проходят одни и те же стадии развития, различия же возникают в связи с разной продолжительностью этих стадий и неодновременностью их проявления в тех или иных участках земной коры.

Соответственно стадийным изменениям разломы можно подразделить на несколько главных классов. В ряду платформ и плит это будут разломы доплатформенные, платформенные и послеплатформенные, а в ряду геосинклинальных складчатых областей — разломы эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные, остаточно-геосинклинальные, платформенные и послеплатформенные (эпиплатформенного орогенеза).

В пределах древних платформ доплатформенные разломы ориентировочно представлены тремя группами. Наиболее ранние, архейские, разломы формировались в условиях преобладающих пластических дислокаций и на современных срезах выражены в виде небольших, затухающих по простиранию и на глубину дизъюнктивных нарушений. Их признаками являются дискордантные зоны гранито-гнейсового состава в гнейсах, амфиболитах и основных породах, узкие линейные зоны повышенной мигматизации и метасоматоза, аномальные направления кристаллизационной сланцеватости, линейные флексуры и складки, косо ориентированные относительно напластования пород. Одни из нарушений внутриформационные с явлениями надвигания, другие секущие. Можно предполагать, что все они являются корневыми частями архейских разломов, фиксирующие места их затухания на глубине.

Раннепротерозойские доплатформенные разломы второй группы образуют широкие и протяженные пояса, контролирующие контуры линейных геосинклиналей с отчетливой структурно-фациальной зональностью. С разломами связаны основные и кислые эффузивы, цепочки гипербазитов и габброидов, альбит-карбонатные жилы, микроклиновые граниты. Вдоль них же вытягиваются полосы интенсивной бластомилонитизации всех метаморфических и магматических пород, брекчирования и рассланцевания. Преобладающий тип движения крыльев — сбросовый.

Третья группа доплатформенных разломов, отвечающая по возрасту среднему и местами позднему протерозою, характеризуется широким проявлением горизонтальных (сдвиговых и надвиговых) перемещений, превративших подвижные пояса в зоны крутопадающих чешуйчатых моноклиналей; амплитуда перемещений достигает нескольких десятков километров. Вероятно, эта группа разломов соответствует орогенной стадии развития.

Разломы платформенной стадии древних платформ выражены главным образом крупными региональными сбросами с амплитудой от нескольких сот метров до 6—10 км. В кровле фундаменте они имеют фор-

му уступов, ступеней, грабенов, желобов. В чехле их сместители рас-сеиваются и по мере увеличения мощности затухают, переходя в ради-альные флексуры и зоны трещиноватости. Наибольшее число разломов приурочено к краям синеклиз и антеклиз. Магматизм смешанного со-става от ультраосновного до кислого и щелочного. По краям платформы сбросы иногда трансформируются в сбросо-сдвиги и взбросы.

Послеплатформенные разломы, возникшие по окраине древних плат-форм в связи с активностью смежных геосинклиналей (в мезозое и кай-нозое), местами характеризуются преобладанием надвигов, взбросов и сдвигов, причем амплитуда надвигания иногда достигает 15 км при вертикальной составляющей 5 км, местами же в некоторых рифтовых зонах — преобладанием сбросов и раздвигов. Развитие разломов проис-ходит на фоне резко дифференцированных вертикальных глыбовых дви-жений и сопровождается интрузивным и эффузивным магматизмом среднего — кислого и щелочного состава. Подобный тип развития по-лучил название стадии дива.

В области палеозойской складчатости развитие разломов начинается с эвгеосинклинальной стадии, охватившей рифей и ранний палеозой. Разломы существовали как ограничения геосинклинальных прогибов с мощными вулканогенными (спилит-кератофиры, диабазы) и осадочны-ми (яшмы, радиоляриты, рифогенные известняки) формациями. Многие из них контролировали внедрение гипербазитов и габброидов. Движе-ния по сместителям разломов были преимущественно вертикальными — сбросовыми и взбросовыми — и происходили в обстановке господству-ющего растяжения земной коры. Амплитуды смещений достигали 8—10 км. Структуры эвгеосинклинальной стадии формировались в усло-виях окраины океана с образованием островных дуг и впадин окраин-ных морей, что более всего отвечает субокеаническому этапу развития.

Миогеосинклинальные разломы, составляющие второй класс разло-мов палеозой, проявлялись главным образом в конце раннего палеозоя и в среднем палеозое. В это время отлагались флишоидные, местами пестроцветные осадки смешанного состава. Магматизм во многих мес-тах прекратился, наряду со сбросовыми подвижками начались надви-говые и сдвиговые, амплитудой в некоторых зонах до 25—30 км. На зна-чительной площади в конце миогеосинклинальной стадии стабилизиро-вались субконтинентальные условия.

Разломы третьего класса палеозой — орогенной стадии — наиболее многочисленны и разнообразны. Местами время их развития приходится на конец раннего палеозоя, но в большей части палеозой — на сред-ний и особенно поздний палеозой, когда особенно бурно формировался фундамент континентальной коры палеозой — гранито-диоритовые слои. С разломами почти повсеместно связаны внедрения гранитоидов и излияния лав среднего и кислого состава. В кинематическом отношении среди них преобладали сдвиги и надвиги, а также сбросы и раздвиги, обусловленные горизонтальными перемещениями масс земной коры и сопутствующими погружениями — воздыманиями крупных структур. Горизонтальные амплитуды перемещений составляли многие десятки километров, вертикальные — от нескольких сот метров до 3—5 км и более.

Проявление остаточного-геосинклинальных разломов (4-й класс) свя-зывается с заложением на территории палеозой, начиная с середины девона, остаточных брахигеосинклиналей и линейных прогибов. Эти не-гативные формы заложены в связи с проседанием блоков фундамента континентальной коры и были заполнены молассами и карбонатно-тер-ригенными отложениями с примесью туфового материала и продуктов разрушения гранит-диоритового фундамента. Остаточного-геосинклиналь-ные разломы представлены в основном сбросами амплитудой до 2,5—5 км. При значительности вертикальных перемещений ни по одному из

разломов не было магматических внедрений. Очевидно, разломы потянули связь с магматическими очагами. Исключение составляют, может быть, те разломы, которые расположились вблизи активных орогенных поднятий. В них местами присутствуют магматические породы кислого состава и отмечены признаки горизонтальных перемещений.

Пятый класс разломов палеозойид составляют разломы платформенной стадии, проявившейся в течение триаса, юры, мела и палеогена. Количество разломов в это время сокращается, но резко увеличивается их глубина. По многим из них небольшими порциями внедряются базальтовые лавы. Другая часть разломов разграничивает области поднятий и опусканий, контролируя размещение красноцветных и угленосных отложений. Среди разломов преобладают сбросы и сбросо-сдвиги с вертикальными смещениями порядка нескольких сот метров.

Начиная с неогена, в ряде районов происходят мощные орогенные движения. Амплитуды сбросов увеличиваются, но одновременно широко проявляются также взбросы, сдвиги и крутые надвиги. Эти нарушения более свойственны послеплатформенной стадии и составляют шестой класс разломов палеозойид — разломы эпиплатформенного орогенеза.

В пределах молодых (эпипалеозойских) плит наиболее отчетливы разломы платформенной стадии (тафрогенные и плитные), имеющие триас-палеогеновый возраст. Это преимущественно сбросы амплитудой до 1—2 км, ограничивающие крупные зоны опусканий. Одни из них затрагивают нижние горизонты чехла, другие рассекают чехол на всю мощность, формируясь конседиментно. С наиболее крупными разломами связаны накопления осадочных и эффузивных образований траппового состава, выполняющих грабены в основании чехла. С ними же местами совпадают зоны повышенного теплового потока. Многие из разломов наследуют глубинные нарушения фундамента.

Доплатформенные разломы молодых плит, прикрытые чехлом осадочных отложений, изучены только геофизическими методами и имеющийся материал не позволяет подразделить их по стадиям развития. Вместе с тем известно, что эти разломы разделяют в фундаменте складчатые образования разного возраста, например поздние герциниды и каледониды, байкалиды и герциниды и т. п. Вдоль некоторых из них вытягиваются цепочки ультраосновных и основных пород, выраженные интенсивными магнитными аномалиями, а также породы кислого состава, которым отвечают полосы интенсивных гравитационных минимумов. В отношении кинематики доплатформенных разломов еще много неясного. Наличие приразломных прогибов, грабенов и флексурных изгибов указывает на широкое развитие вертикальных перемещений. Но имеются указания о проявлении также сдвигов и крутых надвигов. Обращает на себя внимание и тесная связь разломов фундамента с разломами соседних палеозойских геосинклиналей (взаимные переходы, одинаковая ориентировка и т. п.). По-видимому, доплатформенные разломы молодых плит прошли через те же стадии развития, что и разломы палеозойских геосинклиналей. Послеплатформенные разломы проявились ограниченно, главным образом по окраине молодых плит вблизи областей альпийской складчатости. Они представлены взбросо-надвигами, сдвигами и надвигами, а местами — сбросами. Возраст разломов неоген-четвертичный.

В области мезозойид намечается четыре класса глубинных разломов — эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные и остаточно-геосинклинальные. Они характеризуются теми же признаками, что и в палеозойдах, но их возрастные границы отвечают более высоким уровням. Эвгеосинклинальные разломы имеют средне-позднепалеозойский возраст (местами с ордовика), миогеосинклинальные — в пределах среднего карбона — раннего мела, орогенные — с поздней юры до конца палеогена, остаточно-геосинклинальные — с начала неогена.

Разломы кайнозойской складчатой области могут быть подразделены только на три класса — эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и орогенные. Установленный нижний возрастной предел эвгеосинклинальных разломов не выходит за пределы ордовика, миогеосинклинальные разломы более характерны для позднего мела, палеогена и неогена, орогенные разломы широко проявились, начиная с миоцена. Для некоторых районов свойственно одновременное проявление всех этих разломов или их чередование во времени.

Таблица 5

Сопоставление глубинных разломов крупнейших структурных элементов земной коры

Возраст	Основные классы глубинных разломов					
	древних платформ	палеозойд	молодых плит	мезозойд	кайнозойд	
Кайнозой	Послеплатформенные, платформенные	Послеплатформенные		Остаточно-геосинклинальные	Орогенные	
Мезозой		Платформенные		Орогенные	Миогеосинклинальные	
Палеозой		Платформенные	Остаточно-геосинклинальные	Доплатформенные	Миогеосинклинальные	Эвгеосинклинальные
			Орогенные		Эвгеосинклинальные	
Докембрий	Доплатформенные	?	?		?	?

Основные классы глубинных разломов крупнейших структурных элементов территории СССР, как показывает табл. 5, во времени последовательно или скачкообразно мигрировали от древних платформ к палеозойдам, затем к мезозойдам и кайнозойдам. Устанавливается также одновременность их проявления (сосуществование) в разных частях коры и на всех стадиях ее развития в позднем докембрии, палеозое, мезозое и кайнозое. Однако в смысле последовательности наиболее ранними надо считать эвгеосинклинальные субокеанические разломы, тогда как континентальные платформенные являются более поздними. Вместе с тем остается еще неясным характер доэвгеосинклинальных разломов, одни из которых перекрыты мощными континентальными толщами, а другие находятся в глубине океанов.

Выделенные системы и подсистемы платформенных и геосинклинальных разломов очень разнообразны и определяют собой основные формы делимости земной коры (рис. 90). Многие из этих форм имеют изометричную или дугообразную конфигурацию и совершенно одинаковы на платформах и в геосинклиналях. Широко распространены также треугольники, четырехугольники, многоугольники, ромбы, овалы и пояса.

Наиболее крупные дугообразные системы имеют длину 3—4 тыс. км при ширине 200—500 км. Сюда относятся системы Корякско-Курильская в области кайнозойской складчатости, Енисейская — по западному краю Сибирской платформы, Уральская (вместе с Южно-Тяньшаньской под-

Докембрий- ские платформы	Палеозоида	Эпигерцин- ские плиты	Мезозоида	Кайнозоида

Рис. 90. Наиболее характерные структурные рисунки систем и подсистем глубинных разломов

системой) и более широкая Балтийско-Украинская в пределах Восточно-Европейской платформы, разделенная Крестцовско-Донецкой подсистемой на две части. Пограничные разломы этих систем в плане также дугообразны и первоначально заложились, по-видимому, в одинаковых, скорее всего, эвгеосинклинальных (на океаническом основании) условиях. Но в дальнейшем, по мере развития систем, зоны пограничных разломов были сильно переработаны и соответственно конечному тектоническому положению их теперь нужно называть либо перикокеаническими (Курильские острова), либо перигеосинклинальными (Урал), либо, наконец, перикратонными (Енисей).

По мере развития дугообразных систем изменялся и план расположения внутренних разломов, который в современном срезе также неодинаков. В Корякско-Курильской и Уральской системах, например, преобладают линейный, ромбический или остроугольно-перекрестный структурные рисунки. В Енисейской системе — мозаичный, местами остроугольно-перекрестный. В Балтийско-Украинской системе — полигонально-мозаичный, обусловленный множественностью направлений внутренних разломов. В связи с этими изменениями внутренние разломы следует называть либо внутригеосинклинальными (геосинклинальные области), либо межглыбовыми (платформы).

С крупнейшими дугообразными системами сопряжены изометричные, овальные или ромбовидные системы длиной 2—2,5 тыс. км и шириной 700—1000 км. Таковы, например, Печорско-Прикаспийская система, расположенная в тылу Балтийско-Украинской, Ангаро-Тунгусская, сопряженная с Енисейской, и Охотоморская, прилегающая к Корьякско-Курильской системе. Краевые разломы этих систем преимущественно прямолинейны и образуют протяженные зоны линейного или остроугольно-перекрестного строения; в условиях платформы они называются межглыбовыми, в условиях геосинклинали — перигеосинклинальными. Внутренние разломы (межглыбовые или внутригеосинклинальные) характеризуются меньшими размерами и расчленяют систему на множество блоков различных очертаний, предопределяя либо мозаичный, либо ромбический структурные рисунки.

Следующая категория систем глубинных разломов характеризуется округло-изометрическими очертаниями. Такие очертания присущи, например, Казахско-Северо-Тяньшаньской или Алтае-Саянской системам в области палеозойских и мезозойской Верхоянско-Чукотской системе. Их длина составляет 1,5—2,0 тыс. км, ширина 1000—1300 км.

Округло-изометричные системы в каждом случае состоят из пары сопряженных подсистем, одна из которых имеет форму дуги, а другая — овала или ромба. Протяженность дуг колеблется от 1500 до 2000 км, ширина достигает 400—500 км. Площадь примыкающих к дугам овалов или ромбов составляет  $1000 \times 600$  км.

Казахско-Северо-Тяньшаньская система включает Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньскую дугообразную подсистему и Джунгаро-Балхашскую ромбовидную подсистему; Алтае-Саянская — Кузнецко-Катунскую и Телецко-Сархойскую подсистемы тех же очертаний; Верхоянско-Чукотская — Верхоянско-Верхнеколымскую и Колымо-Омолонскую подсистемы также соответственно дугообразной и ромбовидной формы. Наконец, дугообразные подсистемы такого же масштаба имеются на эпипалеозойских плитах (Приенисейская, Тургайско-Чуйская) и на докембрийских платформах (Крестцовско-Донецкая).

Краевые разломы, расположенные вдоль выпуклых сторон структурных дуг, в течение эвгеосинклинальной стадии имели значение периферических разломов 2-го порядка. В миогеосинклинальную стадию они превратились в перигеосинклинальные разломы, в орогенную стадию — в приорогенные, в остаточо-геосинклинальную и платформенную стадии — в межглыбовые разломы, какими они сохранились вплоть до настоящего времени.

Внутренние разломы дугообразных и ромбовидных подсистем прошли через аналогичные преобразования. На ранних стадиях геосинклинального развития они образовали ромбический или остроугольно-перекрестный структурные рисунки. В процессе орогенных поднятий приобрели перистый или перисто-дугообразный рисунок. На поздних стадиях предопределили полигонально-мозаичное строение подсистем. Соответственно этому они сначала проявлялись как внутригеосинклинальные, затем как приорогенные и, наконец, как межглыбовые нарушения.

Наиболее широко в пределах платформ и геосинклиналей распространены подсистемы сравнительно небольшого размера, длина которых не превышает 700—1000 км, а ширина 200—500 км. Они отличаются разнообразием как в региональных очертаниях, так и во внутреннем строении, но среди них все же можно наметить несколько часто встречающихся групп.

Первая группа объединяет линейные подсистемы типа Карпат, Кавказа, Монголо-Охотского пояса, некоторых частей Урала, Крестцовско-Донецкой подсистемы и т. п., длина которых значительно больше ширины. Соответственно этому главная роль в них принадлежит продольным разломам, которые образуют линейные и остроугольно-перекрест-

ные структурные рисунки. Поперечные и диагональные разломы проявляются с разной интенсивностью. В геосинклинальных областях они имеют явно подчиненное значение, но их роль резко возрастает в пределах платформ, отчего в структурных рисунках платформенных и плитных линейных подсистем усиливается элемент мозаичности.

Во вторую группу входят линейные подсистемы, характеризующиеся перистым и перисто-дугообразным строением. Сюда относятся Копетдаг, Предуральская подсистема Западно-Сибирской плиты и некоторые другие. В этих структурах с наибольшей резкостью выделяется один протяженный тектонический шов, состоящий из нескольких кулис, от которого под острыми углами отходят пучки второстепенных разломов и складок. По мере удаления от тектонического шва угол между ним и пучками виргирующих разломов и складок увеличивается и последние дугообразно изгибаются. Подобные структурные соотношения очень характерны для сдвиговых зон, в которых дугообразное изгибание оперяющих структур указывает на латеральные их перемещения вдоль главного шва.

Третья группа включает дугообразные подсистемы типа Памира или (более неопределенно) Украинского щита. Подсистемы ограничиваются фронтальным также дугообразным в плане разломом, который представляет собой взброс или надвиг. Субпараллельно этому нарушению и под углом к нему в его тылах размещена серия различных по форме и размерам разломов, блоков, чешуй и складок сложного рисунка. В складчатых областях структурный рисунок этих подсистем, как правило, остроугольно-перекрестный, в платформенных — полигонально-мозаичный. Некоторые из близких к рассматриваемым структурные элементы (например, Сихотэ-Алинь) заключают черты как дугообразных, так и перистых подсистем.

Четвертая группа охватывает подсистемы мозаичного строения. Одни из них представляют собой в разной степени выраженные треугольники. Таковы, например, Вилюйская подсистема Сибирской платформы, Тимано-Печорская и Белорусская подсистемы Восточно-Европейской платформы, Иртышская подсистема Западно-Сибирской плиты, отдельные части Колымо-Омолонского региона и др. Подсистемы этого типа ограничиваются прямолинейными разломами трех или двух (при одной открытой стороне) направлений. Внутри же они состоят из разломов двух преобладающих направлений с остроугольно-перекрестным или ромбическим их расположением. Другие мозаичные подсистемы имеют форму геометрически правильного ромба, каким является п-ов Камчатка, или более расплывчатого ромба, примером которого может служить Прибалтийская подсистема или Воронежский массив. В условиях геосинклинали внутренние структурные рисунки ромбов определяются наличием двух направлений разломов, в условиях платформы — трех и более направлений; рисунки здесь более сложные, полигонально-мозаичные.

Широко также развиты в данной группе подсистемы с очертаниями разносторонних четырехугольников, особенно характерных для Туранской плиты (подсистемы Кызылкумская, Мангышлак-Туаркырская), и пятиугольников (Волго-Уральская подсистема). Их структурные рисунки характеризуются максимальной сложностью, предопределенной множеством прямых и дугообразных в плане разломов четырех и более направлений.

Наконец, следует указать еще подсистемы неопределенной конфигурации, примерами которых являются Анабарская подсистема Сибирской платформы и Приаральская подсистема Туранской плиты. Пространственная форма подобных изометричных подсистем обусловлена окружающими структурными элементами, внутренние же разломы простираются в двух-трех направлениях, располагаясь дугообразно (При-

Основные свойства субокеанических, субконтинентальных и континентальных глубинных разломов

Разломы	Стадии развития	Тектоническое положение	Конфигурация систем и подсистем	Структурный рисунок	Динамика	Кинематика	Глубинность разломов
Континентальные	Послеплатформенная	Окраинные приорогенные	Треугольники, многоугольники, линзы, овалы ромбы, дуги	Полигональный, мозаичный, местами остроугольно-перекрестный	Сжатие, местами растяжение	Сдвиги, надвиги, сбросы, раздвиги	Эпи-, мезо- и гипоглубинные
	Платформенная	Перикратонные, межглыбовые внутриплатформенные				Растяжение	Сбросы, сбросо-сдвиги, флексуры
	Остаточно-геосинклинальная	Межглыбовые			Мозаичный, линейный		Сбросы
Субконтинентальные	Орогенная	Приорогенные, межглыбовые внутриорогенные	Дуги, овалы, ромбы, пояса	Перистый, перисто-дугообразный	Сжатие	Надвиги, взбросы, сдвиги, раздвиги, сбросы	Мезо- и эпиглубинные
Субокеанические	Миогеосинклинальная	Перигеосинклинальные, внутригеосинклинальные		Линейный, остроугольно-перекрестный, ромбический		Растяжение	Сбросы, взбросы, сбросо-сдвиги
	Эвгеосинклинальная	Периокеанические, перигеосинклинальные, внутригеосинклинальные					
Океанические	Не рассматриваются						

аралье) или веерообразно (Анабарский массив); сюда же близко при-  
мыкают овальные подсистемы типа Прикаспийской с веерообразно-кон-  
центрическим расположением разломов.

Перечисленные системы и подсистемы разломов древних платформ,  
эпипалеозойских плит и областей палеозойской, мезозойской и кайно-  
зойской складчатости обнаруживают по некоторым категориям большое  
сходство и в очертаниях и в структурных рисунках. В то же время мы  
видим, как они изменяются от одной региональной тектонической струк-  
туры к другой, что, очевидно, является отражением различных стадий  
формирования земной коры (табл. 6).

Системы и подсистемы разломов, по-видимому, определяют конкрет-  
ные формы делимости земной коры, повторяющиеся с закономерными  
изменениями в самых различных сегментах Земли. Это свидетельст-  
вует, с одной стороны, о глобальном единстве подобных структурных  
форм, а с другой — о единой направленности их развития. Как нам  
кажется, такие формы не должны игнорироваться в исследованиях по  
расшифровке строения и формирования земной коры. Они являются  
как бы зеркалом глубинных тектонических процессов и, не учитывая их,  
эти последние до конца понять нельзя. Свои соображения в этом на-  
правлении автор надеется высказать в последующих работах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулин А. А. и др. К вопросу соотношения палеозойских структур Восточного Урала, Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Зап. Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 88—100.

Абельский А. М. О складчатой структуре и разломной тектонике Анабарского щита.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы, М., «Наука», 1970, с. 90—94.

Аверьянова В. Н. Закономерности распределения Курило-Камчатских сейсмодислокаций и связь их с глубинным строением зоны.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. МГК, XXIII сесс. Докл. сов. геол., проблема № 5, М., «Наука», 1968, с. 140—146.

Айзберг Р. Е. и др. Сарматско-Туранский линеймент земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 41—51.

Амантов В. А., Тихомиров Н. И. Забайкальская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника. М., «Недра», 1968, с. 268—271.

Амурский Г. И. Копетдагский глубинный разлом.— В кн.: Методика и результаты комплексн. глубин. геофиз. исслед. Л., «Недра», 1969, с. 42—50.

Амурский Г. И. и др. Основные критерии выделения разломов по геофизическим данным.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 1. Ашхабад, 1968, с. 205—222.

Ананьин Р. Т. Структура фундамента и чехла северо-восточного склона Воронежской антеклизы. Изв. высш. учебн. заведений. «Геология и разведка», 1968, № 6, с. 28—35.

Ансимов К. Н., Замараев С. М. К вопросу о роли разломов в структуре Иркутского амфитеатра. «Геология и геофизика», 1960, № 8, с. 23—28.

Бабаян Г. Д. Строение фундамента восточной части Сибирской платформы и его отражение в осадочном чехле.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Басков Е. А. и др. Тектоника Сибирской платформы.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, 447 с.

Бердников М. Д., Шибанов В. М. О Лосевско-Мамонском региональном разломе.— В кн.: Сборник трудов молодых ученых геологического факультета. Воронеж, 1967, с. 74—80.

Берсенев И. И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, т. 158, № 4, 1964, с. 846—849.

Бертельс-Успенская И. А. Структурные особенности верхнеплиоценовых отложений и разломы фундамента в Прикаспийской низменности.— «Советская геология», 1968, № 6, с. 148—151.

Богомоллов Н. С. и др. К вопросу о классификации разломов Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4), Чита, 1967, с. 123—125.

Бондаренко Б. В. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты.— «Советская геология», 1968, № 9, с. 57—63.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967, с. 303.

Боровиков А. М. Особенности сочленения разноориентированных структур Алтае-Саянской области (на примере Шапшальского тектонического узла). — «Геология и геофизика», 1967, № 3, с. 48—59.

Борукаев Ч. Б., Дьяконов А. И. О Туапсинской зоне поперечных сдвигов (Северо-Западный Кавказ). — Докл. АН СССР, т. 155, № 3, 1964, с. 552—554.

Брусенцов А. Н., Кудрявец И. Д. Некоторые особенности тектонического строения Припятской впадины. Материалы II научн. конференции молодых геологов Белоруссии, вып. I. Минск, 1968, с. 153—154.

Булина Л. В. О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки. — «Геология и геофизика», 1964, № 2, с. 105—113.

Булина Л. В., Спиряжарский Т. Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Бураго А. И., Рыбалко В. И. О металлогенической специализации некоторых разломов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 96—98.

Бурдэ А. И., Неволин Л. А., Соловьев В. О. Даубихинский разлом. — «Советская геология», 1963, № 5, с. 129—133.

Буртман В. С. О тектонике варисцид пустыни Кызылкум. — Докл. АН СССР, т. 195, № 1, 1970, с. 155—158.

Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане. — «Геотектоника», № 1, 1971, с. 103—117.

Быков Р. И., Гаврилов В. П., Полканова Л. П. Крупные разломы Туранской плиты, их классификация. — Тр. МИНХ и ГП, 1966, вып. 61, с. 46—50.

Быков Р. И., Гаврилов В. П. Разломы и их роль при геотектоническом районировании Туранской плиты. — «Советская геология», 1969, № 6, с. 150—154.

Валеев Р. Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. М., «Недра», 1969, с. 117.

Валеев Р. Н. Разломы кристаллического фундамента и их роль в формировании структур осадочного чехла. — Тр. Геол. ин-та Мин-ва геол. СССР (Казань), 1970, вып. 21, с. 75—93.

Варанд Э. Л. Магмопроводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение. — В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 188—192.

Вашилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). — «Советская геология», 1963, № 4, с. 54—72.

Вашилов Ю. Я. Структура верхней мантии и земной коры Западной Сибири по геофизическим данным. — В кн.: IV научн. отчетн. конференция геол. ф-та Московск. ун-та, тезисы докл. М., 1969, с. 10—11.

Веремьев П. С., Рябенко В. А. Морфология и внутреннее строение Емилово-Первомайского глубинного разлома Украинского щита. Доповіді АН УРСР, серия Б, № 10, 1968, с. 867—871.

Виленский А. М. Тектонический контроль трапповых интрузий Сибирской платформы. — В кн.: Геология и петрология интрузивн. траппов Сибирской платформы. М., 1966, с. 9—28.

Вознесенский С. Ю., Маниафов Н. Г. Надвиговый тип разрывов в зоне сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Верхояно-Колымской складчатой системы (на примере Арманского надвига). — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 188—189.

Вольвовский И. С. и др. Тектоника Туранской плиты. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 165. М., «Наука», 1966, 287 с.

Воронов П. С., Эрлих Э. Н. О сдвиговых деформациях в северо-восточной части Сибирской платформы. Информ. сб. НИИГА, вып. 28, 1962, с. 17—28.

Вязовов Ю. С. О кольцевых разрывах в центре Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, серия геол., т. 174, № 3, 1967, с. 655—658.

Вялов О. С. Глубинные разломы и тектоника Карпат.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва при Львовск. ун-те, 1965, № 9, с. 21—40.

Гаврилов В. П., Кирюхин Л. Г. О фазах развития Урало-Султануиздагской системы разломов.— Изв. вузов, «Геология и разведка», 1968, № 10, с. 29—33.

Гавриш В. К. Глубинные структуры и методика их изучения (на примере Доно-Днепровского прогиба). «Наукова думка», Киев, 1969, 269 с.

Гамкрелидзе П. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии.— В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. М., «Недра», 1964, с. 54—63.

Гарецкий Р. Г. и др. История развития и пространственное соотношение палеозойских структур Каратау и Улутау.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., т. XXXVII (I). 1962, с. 43—55.

Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1963, с. 56—67.

Гафаров Р. А. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1970, с. 3—14.

Геологическое строение СССР, т. II «Тектоника». М., «Недра», 1968, 535 с.

Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., «Недра», 1969, 510 с.

Герасимов Ю. Г. Блоковое строение западной части Украинского щита по геофизическим данным.— «Геофизика и астрономия». Инф. бюлл., № 11, 1967, с. 24—30.

Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, 334 с.

Гойжевский А. А. Волынский широтный разлом.— Доповіді АН УРСР, № 7, 1965, с. 929—931.

Голуб Д. П. О строении палеозойского фундамента Приаралья.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 105а, 1964, с. 31—40.

Горжевский Д. И., Шабаловский А. Е. Новые данные о Монголо-Охотском глубинном разломе. Изв. вузов, Геология и разведка. № 5, 1971, с. 3—13.

Горлов Н. В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). Л., «Наука», 1967, III с.

Горожанкин В. Т., Ерхов В. Ф. Кинематическая схема разрывных нарушений южного обрамления Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, геол., т. 193, № 4, 1970, с. 877—879.

Горский В. П. Роль глубинных разломов в формировании структурно-формационных зон Урала (на примере его северной части).— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 54—59.

Горяинов И. Н. Сдвиги Енисейской рудной провинции.— Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 7, 1965, с. 48—63.

Григорьева Л. В. Панаярвинская и Куоляярвинская зоны глубинных разломов в Северной Карелии.— «Советская геология», № 5, 1968, с. 35—45.

Гришин М. П. и др. Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 47—54.

Гришкян Р. И. О механизме образования позднедокембрийских разрывных нарушений в кристаллических толщах центральной части Алданского щита.— «Геотектоника», 1968, № 4, с. 136—139.

Гришкян Р. И. Раннедокембрийские разломы Алданского щита.— В сб.: Пробл. регион. геол. и петрогр. и методы геохим. и геофиз. исследований. Новосибирск. «Наука», 1969.

Гурари Ф. Г. и др. Дизъюнктивная тектоника Зап.-Сиб. плиты.— Тр. СНИИГГИМС, серия нефт. геология, вып. 65, 1967, с. 146—190.

Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 85—95.

Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И. и др. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики, 1968, с. 113—116.

Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 180—188.

Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю. История геологического развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 132—142.

Додин А. Л. Глубинные разломы на примере Алтае-Саянской области.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 82—89.

Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта.— В кн.: Геология и петрология докембрия. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. II, 1960.

Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития.— В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Ереван, 1956, с. 47—64.

Епремян П. Л. О блоковом строении северо-западной части Армянской ССР.— Научн. тр. НИ горно-мегаллург. ин-та, Ереван, 1965, вып. 5, с. 369—384.

Ермаков Ю. Г. Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы.— «Геотектоника», 1968, № 3, с. 102—107.

Жданов В. В., Спрыгина Т. В. О блоковом строении Балтийского щита.— «Геотектоника», 1968, № 3, с. 58—69.

Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.— В кн.: Идеи акад. В. А. Обручева о геол. строении Сев. и Центр. Азии и их дальнейшее развитие. М.— Л., АН СССР, 1963, с. 127—143.

Зандер В. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра», 1967, 124 с.

Запольнов А. К. Тектоника Большеземельской тундры. Л., «Наука», 1971, 120 с.

Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома. Докл. АН СССР, серия геол., т. 175, № 4, 1967, с. 893—896.

Зиновенко Г. В. Некоторые черты тектоники Подляско-Брестской впадины.— Матер. II науч. конференции молодых геологов Белоруссии, вып. I, Минск, 1968, с. 163—164.

Иванов Б. А. Некоторые общие предположения, основанные на видимой связи гранитоидных интрузий с центральным Сихотэ-Алиньским разломом (сдвигом).— Информ. сб. Приморск. ГУ Гл. упр. геол. и охраны недр при СМ РСФСР, 1963, № 4, с. 43—46.

Иванова Т. Н. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон юга Алтае-Саянской области и распространении в их пределах магматических образований.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 134—139.

Казанский В. И. О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 2, с. 63—79.

Казицын Ю. В. Роль тектонических структур в формировании мезозойских металлоносных интрузий Северо-Восточного Забайкалья.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 183—191.

Камалетдинов М. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965, с. 1356—1359.

Кириков Д. А. Главнейшие системы глубинных разломов подвижных областей Востока СССР и их роль как магмоконтролирующих структур.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 135, 1967, с. 5—42.

Кириллов А. С. О тектонических разрывах Тунгусской синеклизы.— «Советская геология», 1963, № 11, с. 58—67.

Кириллов А. С. Тектонические разрывы Тунгусской синеклизы.— «Советская геология», 1966, № 9, с. 140—146.

Кирилук В. П. Об одной из глубинных структур Шилка-Урюмского междуречья (Алдано-Витимский щит).— «Геол. сб. Львовск. геол. об-ва», № 9, 1965, с. 108—113.

- Ковалевский Г. Л., Бенько Е. И., Коротун В. В. О дизъюнктивных дислокациях в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты.— «Геология и геофизика», 1965, № 9, с. 93—100 (рез. англ.).
- Ковальчук В. С., Гальцев-Безюк С. Д. Глубинные разломы Сахалина.— В кн.: Материалы по региональной тектонике СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 85—92.
- Козлов М. Т. Пространственная унаследованность и развитие тектонических движений в центральной и юго-восточной частях Кольского п-ова.— В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966.
- Кондиайн О. А., Голуб Д. П. Уральская складчатая система.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника. М., «Недра», 1968, с. 182—203.
- Кобаев В. В. О блоковом строении Воронежского кристаллического массива в свете районирования гравитационного и магнитного полей.— В кн.: Материалы юбилейн. научн. конф., посвящ. 50-летию Советской власти. Воронеж, 1967.
- Кравцова Л. И. Закономерности эволюции траппового магматизма Курейского района (Северо-Запад. Сибирской платформы).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1966.
- Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки.— «Советская геология», 1964, № 11, с. 61—71.
- Круглов С. С. Некоторые общие вопросы тектоники Украинских Карпат. Тр. Укр. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 25, 1971, с. 288—294.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., и др. Глубинные сейсмические исследования земной коры Западной Сибири.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. МГК, XXIII сес. Докл. сов. геол., проблема № 5. М., 1968, с. 147—153.
- Куделя В. А. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения вдоль него.— Доповіді АН УРСР, 1965, № 1, с. 93—95.
- Кузубный В. С. О формах проявления разрывных нарушений в северо-западной части Рудного Алтая.— Тр. Алтайск. горнометаллург. н.-и. ин-та, т. 16, 1963, с. 57—62.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Тр. Ин-та геол. и геоф. АН СССР, вып. 13, 1963, с. 7—68.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы и характер дислокаций осадочных толщ Гиссаро-Алая.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 39—51.
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П., Черенков И. Н. Новые данные по тектонике Центрального Памира.— Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. XLVI, вып. 1, 1971, с. 41—49.
- Лившиц Ю. Я. Глубинные разломы и их роль в формировании тектонических структур и локализации оруденения (на примере центральной части Норильского плато).— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 157—166.
- Литвиненко И. В. и др. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклиноной зоны. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита Л., «Наука», 1968, с. 96—103.
- Лотиев Б. К., Стерленко Ю. А. и др. Глубинные разломы как основная причина тектонической и геоморфологической зональности территории Чечено-Ингушетии.— Сб. Грозн. нефт. ин-та, № 29, 1968, с. 11—13.
- Малышев Ю. Ф. Особенности картирования разрывных нарушений Центрально-Алданского района по аэрогеофизическим данным.— «Геология и геофизика», 1969, № 1, с. 93—101.
- Масайтис В. Л. Разломы Сибирской платформы.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 89—98.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. Изд-во АН СССР, 1958, с. 169—240.
- Медушевская И. Дизъюнктивная тектоника Белорусского кристаллического массива.— Тезисы докл. VII науч. конф. геол. Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с. 70—72.

- Межвилк А. А. Влияние глубинных разломов на геологическое строение северо-западной окраины Сибирской платформы.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 98—106.
- Мезозойский тектогенез. Тезисы докл. VII сес. Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969, 371 с.
- Меньшиков П. Н., Кутузова Т. С. Строение докембрийского кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы (по геофизическим данным).— В кн.: Геол. строение и нефтегазоносн. вост. части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 59—60.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Особенности верхнеэоценового магматизма глубинных разломов Закарпатья.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва при Львовск. ун-те, № 9, 1965, с. 54—68.
- Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— «Советская геология», 1962, № 6, с. 52—76.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. Вестн. МГУ, серия геол., 1970, № 2, с. 13—35.
- Мисник Ю. Ф., Огородников В. Д. О деталях внутреннего строения Монголо-Охотского глубинного разлома (на примере Шилкинского звена).— Изв. Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, т. 5, № 6, 1969, с. 23—44.
- Мокроусов В. А. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 23—26.
- Мокшанцев К. Б. Главнейшие зоны глубинных разломов востока Сибирской платформы и западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочной формации Якутии. Якутск, 1968, с. 7—19.
- Мурзина Г. А., Потапьев С. В. Геофизическая характеристика глубинных разломов центральной части Западно-Сибирской плиты.— В сб.: Материалы к конференции молодых ученых и аспирантов ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. (Апр. 1968). Новосибирск, 1968, с. 98—101.
- Мусатов Д. И. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963, с. 153—163.
- Наливкин В. Д., Клушин И. Г., Толстихин И. Н. Системы разломов Русской платформы.— Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 7—18.
- Наливкин В. Д. и др. Дизъюнктивные нарушения в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, т. 158, № 6, 1964, с. 1329—1332.
- Неволин Н. В. и др. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. МКГ, XXIII сесс. Докл. сов. геол., проблема 5. М., «Наука», 1968, с. 88—91.
- Николаев Н. И. Сейсмичность Восточно-Европейской платформы.— В сб.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969, 237 с.
- Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика.— Тр. Сев.-Вост. комплексн. н.-и. ин-та, вып. 11, с. 29—52.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 237. М., «Наука», 1971, 82 с.
- Носовский М. Ф. О меридиональном тектоническом разломе в юго-восточной (приазовской) части Украинского кристаллического массива.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1957, № 10, с. 61—66.
- Огарин И. С. Закономерности размещения зон глубинных разломов на востоке Русской платформы и некоторые вопросы методики их выделения.— Тр. ВНИГНИ, вып. 59, 1968, с. 46—50.
- Озолин Н. К. Разрывные нарушения докембрийского фундамента территории Латвийской ССР (по данным геофизики).— «Геофизический сборник», вып. 16, 1966, с. 23—32.

Осада М. А. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным.— «Геотектоника», 1968, № 11, с. 8—9.

Островский М. И. Основные этапы формирования и перспектива нефтегазоносности центральных областей Русской платформы.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности центр. обл. Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. 81. М., 1970, с. 3—124.

Остроумов Р. Е. Дугообразные разломы Ольга-Тетюхинского района Приморья и их роль в размещении эндогенной минерализации.— Материалы I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеан. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, 1960, с. 78—80.

Оффман П. Е. О строении центральной части Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 11, с. 16—27.

Панов Д. И., Бызова С. Л. Геологическое развитие Пшекиш-Тырныауской шовной зоны (Сев. Кавказ) в ранне- и среднеюрское время.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., 1964, с. 78—92.

Парфенов Л. М. О проявлении сдвиговых деформаций в пределах Кемчикской шовной зоны (Зап. Саян).— «Геология и геофизика», 1961, № 12, с. 130—134.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1945, № 5, с. 23—46.

Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его виргаций.— Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. 22, № 5, 1947, с. 107—124.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 1, с. 90—105.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 3, с. 57—71.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 6, с. 11—19.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. МГК, XXI сес., докл. сов. геол., проблема № 18, 1960, с. 65—72.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1961, № 3, с. 36—54.

Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— «Геотектоника», 1965, № 1, с. 30—37.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 8—24.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналиях.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 4, с. 28—52.

Пейве А. В. и др. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. МГК, XXII сес., докл. сов. геол., проблема № 11, 1964, с. 156—172.

Пейве А. В. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы тектонической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 9—24.

Петров А. И. Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним.— Докл. АН СССР, геология, т. 191, № 2, 1970, с. 418—421.

Пиотровский М. В. Некоторые закономерности сводово-блоковой морфотектоники.— В сб.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., «Наука», 1968, с. 62—71.

Плотников Л. М. Тектонические условия образования траповых интрузий Сибирской платформы.— «Советская геология», 1963, № 1, с. 129—133.

Плюснин К. П. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала.— «Геотектоника», 1966, № 4, с. 57—68.

Помазков К. Д. О роли тектонических структур в размещении герцинских интрузий Северного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, т. 122, № 5, 1958, с. 892—895.

Портнягин Э. А., Москаленко З. Д. Роль глубинных разломов в мезозойской структуре Верхнего Приамурья.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва при Львовск. ун-те, 1965, № 9, с. 94—107.

- Проводников Л. Я. Разломы фундамента Западно-Сибирской эпигерцинской плиты.— В сб.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968, с. 108—113.
- Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 3—12.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963, 312 с.
- Расцветаев Л. М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой.— «Геотектоника», 1966, № 3, с. 93—108.
- Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор.— Докл. АН СССР, т. 187, 1969, с. 156—159.
- Розанов Л. Н. О связи разломов фундамента Русской плиты со структурой осадочного чехла.— «Геофизический сборник УССР», 1968, вып. 26, с. 42—47.
- Рудкевич М. Я. и др. Основные этапы истории геол. развития Западно-Сибирской плиты.— Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 28. Тюмень, 1970, 175 с.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 192. М., «Наука», 1968, 200 с.
- Рыбаков М. Б. Глубинные разломы и их связь с тектоникой Центральной Чукотки.— «Колыма», 1967, № 4, с. 31—34.
- Рябенко В. А. Главные элементы тектоники Украинского щита.— Доповіді АН УРСР, серия Б., № 7, 1968, с. 599—603.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Блоковое строение складчатого фундамента европейской части СССР.— «Геотектоника», 1968, № 4, с. 37—53.
- Славин В. И., Ханн В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. Материалы VI съезда Карпато-Балканск. геол. ассоциации. Докл. сов. геол. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 225—276.
- Смирнова М. Н., Станулис В. А. Основные глубинные разломы Кабардино-Балкарии и некоторые черты их выражения в осадочном чехле.— Тр. Грозн. нефт. ин-та, сб. 29, 1968, с. 23—28.
- Собакаръ Г. Т. Глубинная тектоника Приазовского массива. Киев, «Наукова думка», 1964, 148 с.
- Соловьев В. А. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Зап. Забайкалья с разновозрастными системами разломов.— «Геология и геофизика», 1963, № 4, с. 79—87.
- Спичарский Т. Н., Булина Л. В., Мошкин В. Н. Сибирская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника. М., «Недра», 1968, с. 469—508.
- Ставцев А. Л. О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Верхоянье.— «Геотектоника», 1968, № 5, с. 38—46.
- Старицкий Ю. Г. и др. Минерагеня Сибирской платформы. М., «Недра», 1970, 209 с.
- Субботин С. И. и др. Новые данные о строении земной коры Украины.— В сб.: Геологические результаты прикладной геофизики. МГК, XXIII сес. Докл. сов. геол., проблема № 5. М., «Наука», 1968, с. 15—21.
- Суворов А. И. Некоторые признаки «подземных» разломов.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1955, № 1, с. 65—79.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 179, 1968, 316 с.
- Суворов А. И. Глубинные разломы и тектоническая напряженность земной коры.— В сб.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 59—61.
- Суворов А. И. Некоторые основные вопросы учения о глубинных разломах (к 60-летию А. В. Пейве).— «Изв. АН СССР», серия геол., 1969, № 9, с. 26—35.
- Суворов А. И. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана).— «Советская геология», 1969, № 9, с. 33—47.

- Суворов А. И. К проблеме формирования континентальной земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 52—69.
- Супруненко О. И. Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки.— Докл. АН СССР, т. 192, № 3, 1970.
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. МГК, XXIII сес. Докл. сов. геол., проблема № 5. Геол. результаты прикладной геофизики, 1968, с. 80—87.
- Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР (тезисы докладов). М., 1972, 52 с.
- Тимофеев Ю. В. Особенности строения палеогеновых и неогеновых отложений зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома.— «Изв. АН ТуркмССР», серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966, № 4, с. 64—69.
- Токарев В. А. О древнем подвижном поясе Колмозеро-Воронья и Хибинском разломе на Кольском п-ове.— В сб. Геофизика и тектоника Кольского п-ова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 61—69.
- Токарев В. А. Главные глубинные разломы Кольского п-ова.— В сб.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольск. п-ова. Апатиты, 1968, с. 37—46.
- Томсон И. Н. и др. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 84, 1962, с. 85—92.
- Туезов И. К. и др. О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий, 1968, с. 130—135.
- Тяпкин К. Ф. О сдвиговой тектонике в пределах Криворожья. «Доповіді АН УРСР», 1965, № 1, с. 96—99.
- Тяпкин К. Ф. и др. Изучение блоковой тектоники Украинского щита геофизическими методами. Геологические результаты прикладной геофизики. МГК, XXIII сес. Докл. сов. геол., проблема № 5. М., «Наука», 1968, с. 129—133.
- Угрюмов А. Н., Энтин А. Р. О длительно развивающихся блоковых структурах центральной части Алданского щита (на примере Якокут-Ыллымахского блока).— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3, с. 680—683.
- Умперович Н. В., Полканова В. Б. Выявление дизъюнктивных нарушений на основе комплексной интерпретации структурно-геоморфологических и геофизических данных (Западно-Сибирская низменность).— «Изв. АН СССР», серия геол., 1967, № 6, с. 57—63.
- Уразаев И. М. Характеристика разломов востока Русской платформы, выявленных по магнитным и гравитационным аномалиям.— Тр. геол. ин-та Мин-ва геол. СССР (Казань). 1970, вып. 21, с. 61—74.
- Успенская Н. Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга европейской части СССР и Средней Азии.— «Советская геология», 1961, № 3, с. 88—96.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
- Фотиади Э. Э. и др. Обская (Западно-Сибирская) койлогенная область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника. М., «Недра», 1968, с. 421—434.
- Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., «Недра», 1970, 246 с.
- Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).— «Изв. вузов», геология и разведка, 1963, № 3, с. 13—29.
- Халевин Н. И. и др. Характеристика разрывных нарушений Урала (по геофизическим данным).— «Геотектоника», 1969, № 5, с. 66—75.
- Цирульникова М. Я. и др. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита.— В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 178—184.
- Чиков Б. М. О поперечных разломах на примере Корякской складчатой области.— Докл. АН СССР, серия геол., 1965, т. 161, № 6, с. 1397—1399.
- Чиков Б. М. Глубинные разломы Корякского нагорья.— «Геотектоника», 1967, № 6, с. 82—87.

Чудинов Ю. В. О древних поперечных сдвигах на Полярном Урале.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1964, № 8, с. 67—77.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Бюлл. МОИП, нов. серия, вып. 2 (6), 1945, 131 с.

Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1946, № 6, с. 57—90.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1947, № 5, с. 37—56.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— «Изв. АН СССР», серия геол., 1948, № 5, с. 39—66.

Шейн В. С., Хаимов Р. Н. О разломах и их формировании (на примере отдельных площадей Бухаро-Хивинского региона).— Докл. АН СССР, серия геол., т. 170, № 4, 1966, с. 926—928.

Шерман С. И. Механизм образования и основные этапы развития Байкальской рифтовой зоны.— «Изв. Вост.-Сиб. отдела географ. об-ва СССР», т. 68, 1971, с. 40—56.

Шило Г. К., Кучук В. В. О глубинных разломах Приморья в свете геофизических данных.— Информационный сборник Министерства геологии РСФСР, 1968, № 6, с. 51—55.

Шило Н. А., Мерзляков В. М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, серия геол., т. 204, № 5, 1972, с. 1202—1204.

Шишов В. В. К вопросу о роли разломов глубокого заложения в строении докембрия северо-западной части КМА.— В сб.: Тр. молодых ученых геол. ф-та Воронежск. ун-та. Воронеж, 1967, с. 69—74.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В сб.: Геол. и глубинное строение вост. части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59.

Юдин В. Т. Разломы юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня и их систематизация. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 23, 1970, с. 7—10.

Юзвickий А. З. Томский надвиг в Кузбассе.— «Советская геология», 1966, № 6, с. 133—136.

Ярош А. Я. Разломы кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и Западного Приуралья.— «Советская геология», 1966, № 10, с. 59—68.

Ярош А. Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., 1968, с. 122—138.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
I. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМАХ . . . . .	5
II. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ . . . . .	15
1. Восточно-Европейская платформа . . . . .	15
Общая характеристика разломов . . . . .	15
Разломы доплатформенной стадии . . . . .	24
Разломы платформенной стадии . . . . .	31
2. Сибирская платформа . . . . .	44
Общая характеристика разломов . . . . .	44
Разломы доплатформенной стадии . . . . .	49
Разломы платформенной стадии . . . . .	52
Разломы послеплатформенной стадии . . . . .	67
III. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ МОЛОДЫХ ПЛИТ . . . . .	73
1. Западно-Сибирская плита . . . . .	73
Общая характеристика разломов . . . . .	73
Разломы доплатформенной стадии . . . . .	77
Разломы платформенной стадии . . . . .	82
2. Туранская плита . . . . .	88
Общая характеристика разломов . . . . .	88
Разломы доплатформенной стадии . . . . .	93
Разломы платформенной стадии . . . . .	97
Разломы послеплатформенной стадии . . . . .	100
IV. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ . . . . .	102
1. Область палеозойской складчатости . . . . .	102
Общая характеристика главных систем и подсистем глубинных разломов . . . . .	102
Эволюция разломов палеозойских геосинклиналей на примере Казахско-Северо-Тяньшаньской системы . . . . .	136
Эвгеосинклинальная стадия . . . . .	143
Миогеосинклинальная стадия . . . . .	147
Орогенная стадия . . . . .	148
Остаточно-геосинклинальная стадия . . . . .	154
Платформенная и послеплатформенная стадии . . . . .	155
2. Область мезозойской складчатости . . . . .	159
3. Область кайнозойской складчатости . . . . .	176
V. Заключение . . . . .	195
Список литературы . . . . .	204

*Анатолій Иванович  
СУВОРОВ*

**ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ПЛАТФОРМ  
И ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**

Редактор издательства *Л. В. Власова*  
Художественный редактор *В. П. Покусеев*  
Переплет художника *Ю. Г. Асафова*  
Технические редакторы *Е. С. Сычева,*  
*Н. В. Жидкова*  
Корректор *Э. И. Капульская*

---

Сдано в набор 15/III 1973 г.  
Подписано в печать 6/VIII 1973 г.  
Т-13307 Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бумага № 2  
Печ. л. 13,5 Усл. п. л. 18,9 Уч.-изд. л. 19,88  
Тираж 2400 экз. Заказ № 168/4187-1  
Цена 2 р. 34 к.

---

Издательство «Недра», 103633,  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Московская типография № 6  
Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете  
Совета Министров СССР  
по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли  
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

## Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ  
НОВЫЕ КНИГИ

---

**ДЕМЕНИЦКАЯ Р. М.** Кора и мантия Земли. Изд. 2, перераб. и доп. 25 л. 2 р. 85 к.

В книге обобщены и систематизированы все новейшие данные о глубинном строении Земли, рассматриваются факторы, которые могут служить исходными для суждения о строении земной коры и мантии: космогонические, геоморфологические, геологические, геофизические и др. Значительная часть публикуемого материала, в частности разработка методики определения толщины земной коры и составления карт по косвенным данным, представляет собой оригинальные исследования автора. Также оригинальной является методика составления физической карты верхней мантии и ее типовых разрезов. Изложенные материалы существенно развивают наши представления о характере связей между геологическим строением поверхности и глубинным строением Земли.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков, географов, а также и других специалистов, интересующихся вопросами глубинного строения Земли.

**КОСЫГИН Ю. А.** Основы тектоники. 20 л. 2 р. 20 к.

В книге дано определение тектоники, показано отношение тектоники к другим геологическим дисциплинам. Излагаются основные принципы тектонических исследований и построений, в частности тектонического районирования, как средства выяснения тектонических закономерностей размещения полезных ископаемых. Рассматриваются тектонические движения и методы их исследования, а также ретроспективные построения и их значение в геологических прогнозах. Уделено внимание математическим методам в решении тектонических задач.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся тектоникой, региональной геологией, геологической съемкой и поисками полезных ископаемых, а также на аспирантов и студентов старших курсов геологической и геофизической специальностей.

---

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга-почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О. Средний проспект, 61

№ 59 — 127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

841

MEMPHIS