А.И.СУВОРОВ

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

A. I. SUVOROV

# REGULARITES IN THE STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF DEEP FAULTS

*Transactions, vol. 179*

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
Moscow 1968

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. И. СУВОРОВ

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

*Труды, вып. 179*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1968

УДК 551.241+551.243

**Закономерности строения и формирования глубинных разломов.** Суворов А. И. Труды ГИН, вып. 179. 32 л.

Работа посвящена выяснению основных закономерностей в строении, распространении и формировании глубинных разломов. На конкретном материале по Казахстану и Средней Азии, а также на некоторых примерах из мировой литературы последних лет автор рассматривает морфологию зон разломов, их геофизические характеристики, данные о горизонтальных и вертикальных перемещениях масс горных пород, соотношение разломов с региональными тектоническими структурами разного типа, историю развития разломов по стадиям и этапам в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

В заключение приводится новая, историко-геологическая классификация глубинных разломов и дан синтез их наиболее важных свойств и особенностей. Табл. 6. Библ. 408 назв. Иллюстраций 103.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
академик *А. В. Пейве, К. И. Кузнецова,*
академик *В. В. Меннер, П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР:
академик *А. В. Пейве*

EDITORIAL BOARD:
Academician *A. V. Peive, K. I. Kuznetzova,*
Academician *V. V. Menner, P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR
Academician *A. V. Peive*

2—9—2
1968 г.—370

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Глубинными разломами, согласно определениям А. В. Пейве (1945—1956 гг.), называются дизъюнктивные поверхности или узкие зоны между крупными подвижными блоками земной коры, характеризующиеся длительностью и многофазностью развития, большим пространственным протяжением, большой глубиной и определенной связью с формациями горных пород.

За последние двадцать лет установлено, что глубинные разломы в виде разнообразных систем распространены по всему земному шару. Однако их истолкование в целом ряде работ стало слишком неопределенным. С одной стороны, под глубинными разломами начали подразумевать только разломы, уходящие на огромные глубины в мантию, хотя о мантии известно пока еще очень мало. Выявленные здесь очаги глубокофокусных землетрясений образуют зоны шириной 200—300 *км*. Очаги иногда располагаются по каким-то поверхностям, нередко залегающим почти горизонтально, но чаще всего они разбросаны довольно беспорядочно в пределах каждой сейсмической зоны. С другой стороны, как недавно подчеркнул А. В. Пейве (1967), глубинными разломами стали объяснять без достаточных оснований и положение обширных магматических полей, и не всегда ясные зоны геофизических аномалий, и плохо изученные стратиграфические и фациальные соотношения масс горных пород.

Принимая за основу первоначальное определение А. В. Пейве, автор глубинными разломами называет крупные, морфологически четко выраженные и длительно развивающиеся дизъюнктивы, проникающие в земную кору и в верхнюю мантию до определенных глубинных уровней, ниже которых начинаются области сплошного пластического течения горных пород.

Предлагаемая работа посвящена выяснению некоторых закономерностей строения и формирования глубинных разломов.

Характеризуя конкретные глубинные разломы, автор рассматривает их морфологию, строение осадочных и магматических формаций крыльев, горизонтальные и вертикальные перемещения вдоль разломов, отношение глубинных разломов к региональным геотектоническим структурам, порядки глубинных разломов, глубины проникновения разломов в земную кору, историю их развития по стадиям и этапам, системы глубинных разломов, напряжения, стимулирующие формирование разломов того или иного типа, и ряд других вопросов, способствующих выяснению роли разломов в строении и развитии земной коры. В заключение приведена классификация глубинных разломов, составленная с учетом их весьма разнообразных свойств и особенностей, которые определяются многими геологическими факторами.

В работе описаны главным образом глубинные разломы, имеющие выражение на поверхности Земли в качестве определенных тектонических рубежей. Эти разломы отличаются законченной формой, размерностью, определенным типом движения крыльев в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Они могут изучаться непосредственно в обнажениях или с использованием комплексных геофизических методов. Установлено, что многие из них достигают различных глубинных горизонтов земной коры, а некоторые уходят в верхнюю мантию.

Как выяснилось, глубинный уровень ряда разломов в процессе развития земной коры существенно изменялся. Наиболее глубокие разломы со временем становились приповерхностными, и, наоборот, глубина приповерхностных разломов впоследствии возрастала. По этой причине крупные разломы седиментного слоя и более глубокие разломы рассмотрены совместно, во взаимной связи. В работе почти совсем не разобраны данные о глубинных разломах собственно подкоровых слоев Земли, поскольку об этих нарушениях пока еще имеется очень мало сведений.

Наиболее подробно охарактеризованы глубинные разломы Казахстана и Средней Азии. Большой фактический материал на этой обширной территории был получен непосредственно автором при полевых исследованиях в течение почти двух десятилетий. Кроме того, был привлечен и обобщен большой литературный материал, в том числе всевозможные геологические карты, стратиграфические колонки, профильные разрезы и т. д. На все использованные материалы в тексте работы и в приложенном к ней списке литературы имеются соответствующие ссылки.

В процессе работы автор во многом руководствовался идеями А. В. Пейве, изложенными в его статьях о глубинных разломах, и искренне признателен ему за постоянное внимание и полученные полезные советы и замечания.

С материалами монографии знакомились А. Л. Яншин, П. Н. Кропоткин, В. Е. Хаин, Н. Г. Маркова, А. Е. Михайлов, В. А. Невский, Н. А. Штрейс, В. В. Галицкий, В. И. Кнауф и Г. Ф. Ляпичев; автор благодарен им за ценные пожелания.

Товарищей по работе — картографа К. Н. Белкину и геолога С. Г. Самыгина — автор благодарит за большую помощь при подготовке графических приложений и оформление рукописи.

*Глава I*

# ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

## 1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РАЗЛОМАХ

Первые сведения о разломах и их значении в структуре земной коры появились в геологической литературе в конце XIX — начале XX в., когда в большинстве тектонических построений, основанных главным образом на материале Европы, еще безраздельно господствовало мнение о ведущей роли складчатых деформаций в развитии Земли.

Огромная заслуга в открытии разломов принадлежит русским геологам. Так, А. П. Карпинский (1883, 1887, 1894) предположил наличие дизъюнктивных дислокаций различной древности в гранито-гнейсовом фундаменте территории Европейской России. По его мнению, кристаллический фундамент этой территории рассечен сбросами на впадины и горсты (горстами, в частности, он считал Балтийский и Азово-Подольский щиты). На юге Русской платформы А. П. Карпинский наметил две линии дислокаций запад-северо-западного простирания, которые сейчас известны под названием «линий Карпинского».

Вслед за А. П. Карпинским В. А. Обручев обнаружил серию разломов в Средней и Центральной Азии и в Сибири. Он установил, в частности, сбросовый характер хребтов Нань-Шаня. Южная часть провинции Шаньси, по его представлениям, имеет характер плато, раздробленного на ступени, а восточные крылья ступеней являются хребтами сбросового, реже флексурного типа.

В результате исследований 1905—1909 гг. в Пограничной Джунгарии В. А. Обручев (1912, 1914, 1915) пришел к заключению, что сбросы превратили эту горную страну в систему горстов и грабенов, выраженных в рельефе в виде простых и сложных, наклоненных и даже повернутых ступеней — остатков былого пенеплена, а также в виде хребтов-клиньев и многоугольных блоков. В. А. Обручев отметил широкое развитие в этом районе продольных, диагональных и подчиненных им поперечных мезозойских (послеюрских) и кайнозойских разломов, которые не совпадают с простиранием палеозойских складок, но вызывают интенсивную складчатость юрских и третичных отложений, залегающих вдали от разломов почти горизонтально. Наиболее крупным разломом он считал Джунгарский взброс, отделяющий межгорные впадины Прибалхашья и Джунгарии от горного поднятия Джунгарского Алатау.

В. А. Обручев неоднократно отмечал независимость образования разломов от собственно складчатого процесса. В работе 1912 г., например, он наметил такую последовательность событий в геологическом развитии Калбинского хребта: отложение каменноугольных осадков, интенсивная пликативная дислокация, интрузии гранитоидов, пенепленизация, формирование сбросов, поднятие клиньев и блоков, образование

высокогорного рельефа. Обобщая большой фактический материал, В. А. Обручев (1915, стр. 62) писал: «Наличность дизъюнктивных дислокаций, установленная впервые Рихтгофеном для Северо-Восточного Китая, Черским для Северной Сибири, намеченная затем Мушкетовым для Заилийского Алатау, К. И. Богдановичем для Кашгарии и Джунгарии, мною для Ордоса, Восточной Монголии, Бей-Шаня и Забайкалья, Д. А. Клеменцом для Хангая и Монгольского Алтая, может считаться теперь отчасти несомненной, отчасти весьма вероятной на всем громадном пространстве от Тихого океана до Каспийского моря, от нагорий Тибета до столовых возвышенностей Северной Сибири».

Признаками разломов В. А. Обручев считал: 1) господство в рельефе более или менее широких нагорий, круто, уступами поднимающихся над широкими долинами; 2) несогласованность направлений горных цепей с направлением простираний горных пород, слагающих эти цепи; 3) присутствие поясов вулканических пород по линиям разломов, возникающих главным образом при оседании грабенов (Забайкалье) и отчасти при поднятии горстов (Пограничная Джунгария, Алтай, Тянь-Шань).

Под влиянием работ русских геологов Э. Зюсс (Suess, 1909) в заключительной части своего труда вынужден был признать важную роль разломов. Он отметил, что дизъюнктивные и пликативные дислокации являются следствием одной и той же общей причины и что дизъюнктивные линии создают рельеф, который в общем соответствует расположению складок. По мнению Э. Зюсса, разрывы одновременны складкообразовательным движениям. В связи с разломами вдоль складок часто возникают грабены, в которых встречаются порфириты, базальты и другие изверженные породы. Вместе с тем Э. Зюсс подчеркнул, что «разрывание» происходит сверху, пассивно, в результате сокращения более глубоких частей Земли.

Представления о разломах получили дальнейшее развитие в работах американского геолога У. Хоббса. В 1904 г. У. Хоббс назвал разломы линеаментами, позднее он (Hobbs, 1911) разобрал вопрос о единстве этих нарушений на всей Земле. Для восточной части Северной Америки он установил, что расстояние между разрывами северо-восточного направления составляет 200 *км*, между разрывами северо-западного направления — 120 *км*, между долготными разрывами — 64 *км*. У. Хоббс высказал мнение, что главные черты рельефа земной поверхности и структура земной коры обусловлены единой и сравнительно простой сеткой разломов, закономерно ориентированной относительно земной оси. На этом основании он сделал вывод, что наружной оболочке Земли свойственны более или менее однородные условия напряжений. Исходную же причину напряжений и деформаций он видел в непрерывном вековом остывании планеты.

Первые успехи в изучении разломов не нашли благоприятного отклика в широких геологических кругах, и вплоть до 30-х годов текущего столетия в литературе появлялись лишь разрозненные и крайне схематичные описания отдельных разрывных нарушений и глыбовых структур (Н. Г. Рансом, К. Гинтерлехнер и др.).

Интересны опубликованные в это время данные А. Гейма (Heim, 1919, 1921) о системе сдвигов, пересекающих многочисленные складки Юрских гор перед фронтом альпийских сооружений. Он отметил три крупных сдвига северо-западного простирания: Салевский, Доль-Шампаньольский и Валлорб-Понтарльеский, с максимальной длиной смещения до 40—50 *км*. Это по существу первое упоминание в литературе о проявлениях в земной коре сдвиговых нарушений большой амплитуды.

В этот же период Г. Штилле (Stille, 1918, 1924) подробно охарактеризовал так называемую германотипную (саксонскую) складчатость,

выделив в ней два типа структур — сбросово-складчатые и блоковые. Под первыми он понимал изогнутые глыбы или плоские и широкие складки с крутыми бортами, осложненные сбросами в момент своего образования, под вторыми — созданные сбросами глыбы, в которых пласты либо горизонтальны, либо наклонены в одну сторону, либо образуют слабо выраженные изгибы. Примерами германотипных структур Г. Штилле считал структуры Мезоевропы и хребтов Тянь-Шаня, Наньшаня и Хангая.

Позднее Г. Штилле (Stille, 1928) назвал третичную складчатость Тянь-Шаня «яксартской», найдя ряд черт, отличающих ее от германотипной складчатости Европы. Яксартская складчатость, по его мнению, характеризуется складками весьма большого радиуса, разбитыми в процессе своего формирования множеством продольных разломов на отдельные глыбы, которые затем были наклонены и приподняты на большие высоты.

Разбиравший этот же вопрос В. А. Обручев (1926, 1932) указал, что германский тип складчатости выражается в сочетаниях глыбовых складок (односторонних горстов, грабенов, однобоких массивов и т. д.) с мелкоскладчатыми покровными структурами. Подобные сооружения, с его точки зрения, более развиты и грандиозны в Азии, чем в Европе, и заслуживают названия «азиатский тип складчатости». Дополнительно к классификации Г. Штилле В. А. Обручев ввел понятие «складчато-глыбовые структуры», подразумевая под этим формы, образующиеся при расчленении на глыбы участков земной коры, ранее претерпевших интенсивную складчатость. Такими он считал структуры Алтая, Тянь-Шаня, Верхоянского и Станового хребтов и т. д.

Развивая свои прежние представления о крупных разломах, В. А. Обручев подчеркнул, что «появление разломов приурочено не только к концу прогибания, когда их можно было бы отнести на счет начинающегося орогенеза, но и к середине его, как показывает Кузнецкая геосинклиналь, а возможно и в самом начале прогиба...» (1926, стр. 137). И далее «...глыбы нарастают благодаря орогеническому причленению, но сами реагируют на позднейшие горообразовательные движения только разломами, расчленяющими их на поля или полосы» (1932, стр. 47). Границы последних соответствуют старым структурным линиям, но могут проходить и по-новому.

Огромная роль разломов и складчато-глыбовых структур в строении и развитии земной коры отображена В. А. Обручевым в нескольких работах рассматриваемого периода, в том числе на составленной им в 1927 г. тектонической карте Сибири.

Примерно в это же время Джильберт (Gilbert, 1928) изложил «глыбовую» теорию происхождения структур провинции бассейнов и хребтов в Соединенных Штатах Америки, объясняя особенности их строения проявлением сбросов растяжения. Г. Клоос (Cloos, 1929) после серии экспериментов со слоистыми глиняными образцами дал генетическую трактовку Рейнского грабена в связи со сводовым воздыманием всего массива, на котором грабен расположен. Он пришел к выводу, что наклоненные внутрь сбросы в грабенах являются ограничениями трапецеидальных блоков земной коры, последние же благодаря своей форме опускаются в более тяжелый субстрат, на котором они плавают.

В 30-е годы в связи с оживлением геологической деятельности в ряде стран выявляются новые примеры крупных разломов и делаются новые попытки региональных обобщений.

Р. Швиннер (Schwinner, 1936) высказал предположение, что в структуре Европы господствующая роль принадлежит мозаике ромбовидных блоков докембрийского возраста и что обусловленные разломами горные сооружения этой территории отличаются устойчивым характером развития.

Другой европейский геолог — Р. Зондер (Sonder, 1938) привел примеры прямолинейной ориентировки геоморфологических и структурных элементов, а также вулканических зон, происхождение которых он объяснил существованием линеаментов. Он показал, что направления простираний альпийской складчатости наложены на линеаменты земной коры, движения по которым предопределили чешуйчатое смещение блоков. Р. Зондер также отметил, что разломы — не случайные нарушения. Одни из них охватывают в виде систем всю земную кору, другие имеют специальный характер и связаны с местными тектоническими процессами.

У. Вер Уиб (Ver Wiebe, 1936), изучавший стратиграфию и закономерности распространения палеозойских и мезозойских отложений Северной Америки, обнаружил, что область максимального прогибания в геосинклинали расположена не внутри, а вдоль одного ее края, где отложения имеют наибольшую мощность и непосредственно примыкают к континентальному массиву — источнику их накопления. Спазматически развивавшиеся, по Вер Уибу, области размыва и седиментации составляют громадную «пару» и разделены крупнейшими разломами. Последние характеризуются большой протяженностью и длительностью развития. Вер Уиб назвал эти разломы окраинными геосинклинальными сбросами.

Примеры сбросов в США приводились также А. Ирдли (Eardley, 1933), Бакером (Baker, 1934) и др. Говоря о мозаике блоков юго-западного Техаса, ограниченных вертикальными тектоническими поверхностями, Бакер отметил горизонтальное скольжение пород вдоль этих поверхностей, вызвавшее, в свою очередь, вращательные напряжения и дополнительное дробление блоков.

Важные сведения о разломах были опубликованы некоторыми советскими геологами. Так, одна из характернейших структурных особенностей Казахстана — мозаичность его строения — нашла отражение на первой для этой территории тектонической схеме, составленной Н. Г. Кассиным (1934). На этой схеме были выделены «жесткие глыбы», примыкающие к ним «шельфы» и «геосинклинали», а также разломы, возникшие в процессе становления перечисленных элементов. Позднее Н. Г. Кассин неоднократно возвращался к вопросу о разломах. По его представлениям, «Жесткий субстрат древнего палеозоя и докембрия... подвергался не сгибаниям, а главным образом только разломам и передвижкам по ним» (1941, стр. 810). Разломы послужили существенной причиной развития куполов и брахискладок в отложениях девона и карбона, широко проявлялись они и в мезо-кайнозое, причем Казахский массив отделен от кайнозойских прогибов наиболее крупными разломами. Основными направлениями разломов в Казахстане Н. Г. Кассин считал широтное (на юге и в центральной части), северо-западное (в Прииртышье и Каратау) и меридиональное (в Мугоджарах, Улутау, в Акмолинском и Еременьтауском районах). Н. Г. Кассин подчеркивал длительность развития разломов, он же употреблял выражение «глубокие разломы».

В Тянь-Шане В. И. Попов (1938) выделил так называемые «дискорданогенные разломы» — крупные нарушения, сингенетичные с накоплением осадков. С его точки зрения, эти разломы разделяют области согласного и несогласного накопления отложений, которые сильно отличаются друг от друга по мощности и фациальному составу. По В. И. Попову, дискорданогенные разломы могут быть выражены целой серией параллельных или ветвящихся разломов. Примерами дискорданогенных линий он считал Большой Таласский разлом, разлом северной границы Кавакской зоны и разломы Каратау, Дарваза и Южной Ферганы.

Роль вертикальных разломов как первичных тектонических элементов земной коры отмечалась И. Г. Кузнецовым (1933) на примере Большого Кавказа. Современную структуру и колебательные движения

складчатого сооружения Кавказа он объяснял длительными, нередко встречными перемещениями пород по разломам.

Упомянем, наконец, статью В. А. Кузнецова, (1934), в которой он, в дополнение к ранее известным данным В. А. Обручева по Алтаю и Саянам, охарактеризовал крупный разлом в районе Актовракского асбестового месторождения (Западная Тува), насыщенный гипербазитами среднего кембрия.

Наряду с представлениями о крупных разломах как о конседиментационных нарушениях с преимущественно вертикальными движениями крыльев, в нашей литературе были высказаны соображения и о горизонтальных смещениях по отдельным разломам.

Изучая систему габбровых даек района Златоуста, А. В. Пэк (1934) пришел к заключению, что они образовались в зоне сдвига. На основе представлений об эллипсоиде деформаций он предположил также, что направление сдавливающих сил на Урале — широтное, а смещение масс направлено с востока на запад.

На Среднем Урале Е. А. Кузнецов (1939) установил Северо-Западный сдвиг, протягивающийся приблизительно по линии Кыштым-Полевской завод — Первоуральск. По этой линии полоса зеленокаменных пород Урала оказалась разорванной и смещенной против хода часовой стрелки на 75 *км*. В зоне нарушения отмечены соответствующий сдвигу заворот пластов и признаки сильной милонитизации и серицитизации.

В Тянь-Шане в качестве сдвига отмечался Таласо-Ферганский разлом, диагонально, с юго-востока на северо-запад, рассекающий герциниды на две части (Огнев, 1939). Было замечено, что разлом разграничивает в общем широтные складчатые структуры, которые с приближением к поверхности смещения подворачиваются, сжимаются и изгибаются в горизонтальной плоскости: в юго-западном крыле они обращены выпуклостью на северо-запад, а в северо-восточном крыле — на юго-восток. Сопоставление разрезов верхнекаменноугольного флиша в крыльях разлома — в бассейне р. Яссы на западном склоне Ферганского хребта и в хр. Майдантаг — позволило В. Н. Огневу определить амплитуду сдвига в пределах 130—150 *км*.

Некоторые авторы большое внимание уделяли крупным надвиговым смещениям. М. М. Тетяев (1934), используя опыт европейских геологов, широко пропагандировал идею шарьяжей, однако предполагавшиеся им грандиозные покровы на востоке нашей страны не были подтверждены последующими геологическими исследованиями.

Конкретные данные о надвигах были получены в Тянь-Шане и Казахстане. В. А. Николаев (1933), например, установил, что северотяньшаньские и южнотяньшаньские фации среднего палеозоя резко отличаются между собой и в ряде мест разделены тектонической поверхностью, наклоненной в общем к югу. В отдельных участках он здесь обнаружил зажатые в виде тектонических чешуй переходные фации, выходящие из-под надвинутых южнотяньшаньских фаций. По ширине распространения переходных фаций, перекрытых надвигами, В. А. Николаев определил амплитуду общего горизонтального смещения пород в несколько десятков километров. Выявленная надвиговая структура была названа «важнейшей структурной линией», а время ее образования отнесено к герцинской орогении с последующим омоложением в кайнозое. С разломом связывалась и осевая гранитная интрузия Таласского Алатау.

М. П. Русаков и И. С. Яговкин (Русаков, 1930; Русаков, Ваганов, Яговкин, 1933) откартировали две надвиговые зоны — Спасскую и Успенскую. Эти нарушения, имеющие длину до 300 *км*, рассматривались как наклоненные к югу пояса смятия с широким развитием кливажа, рассланцевания, динамометаморфизма и с общим смещением пород в сторону Карагандинского прогиба. Ширина Спасской зоны принималась

равной 9—11 *км*, Успенской — 16—20 *км*; амплитуда горизонтального смещения по отдельным разломам этих зон определялась в 2 *км*.

Несколько крупных надвигов были отмечены на Урале, в Таджикской депрессии и на Памире (Е. А. Кузнецов, И. Е. Губин, В. А. Николаев). Связанные с надвигами относительно узкие (первые десятки километров), но протяженные (сотни километров) тектонические зоны, сложенные интенсивно дислоцированными, рассланцованными и динамометаморфизованными породами, В. П. Нехорошев (1938) предложил называть «зонами смятия». Одной из таких зон он считал Иртышскую зону разломов на границе Алтая и Казахстана.

Характерная черта периода 30-х годов — крайняя индивидуализация представлений о разломах. Авторы, отмечавшие разломы как нарушения с вертикальными подвижками крыльев, не признавали горизонтальных перемещений по ним в других местах, и, наоборот, исследователи, придерживающиеся взглядов о преобладании горизонтальных движений, не хотели признать существование вертикальных, тем более конседиментационных дизъюнктивных перемещений. Многие вообще считали, что ведущая роль в строении и развитии земной коры принадлежит складкам, что крупные разломы в природе отсутствуют, а если они и обнаруживаются, то их нужно рассматривать как маловажные осложнения складчатых структур. 30-е годы в нашей стране — время особенно острой полемики и наибольших сомнений в реальности существования и целесообразности выделения крупных разломов.

Отношение к проблеме разломов резко изменилось в конце 40-х и особенно в 50-е годы после нескольких статей А. В. Пейве, который впервые наиболее полно вскрыл геологическую сущность этих феноменальных тектонических элементов, дал им определение и обрисовал их роль в строении и развитии земной коры. Выводы А. В. Пейве вызвали огромный интерес многих геологов и послужили толчком к широкому выявлению разломных структур в пределах СССР.

Для обозначения разломов, ограничивающих наиболее крупные глыбы и целые структурные области, А. В. Пейве (1945) предложил термин «глубинные разломы». По его определению, глубинные разломы — это глубинные дизъюнктивные поверхности или узкие зоны между дифференциально движущимися сегментами земной коры, характеризующиеся длительностью и многофазностью развития (в течение нескольких периодов или даже эр), большим пространственным протяжением (сотни и первые тысячи километров), большой глубиной заложения (десятки и первые сотни километров) и определенной связью с формациями горных пород. В качестве примеров глубинных разломов были приведены разломы Зауральский, Терскей-Каратауский и Таласо-Ферганский.

По А. В. Пейве, глубинные разломы, зарождаясь в самом начале возникновения геосинклинального режима независимо от процессов складчатости, являются обязательными элементами в структурном развитии геосинклинальных областей. Типы глубинных разломов зависят от их принадлежности к платформе или геосинклинальной области, а также от глубины их проникновения в земную кору и от общей динамической активности данной зоны. Глубинные разломы не только контролируют, но и вызывают магматические проявления.

В другой работе А. В. Пейве показал, что межразломные участки Урало-Тянь-Шаньского орогена представляют собой системы огромных моноклинальных блоков глубокого заложения, в которых наиболее опущенные и наиболее поднятые части расположены впритык. Блоки асимметричны и их асимметричная форма «...теснейшим образом связана с существованием глубинных разломов... Доказательством их существования является также выявившаяся, иногда многократная, перемена знака движений межразломных блоков, совершающаяся вдоль узких зон, с которыми и совпадают разломы» (Пейве, 1947, стр. 121).

При изучении структуры Русской платформы Н. С. Шатский на большом материале выяснил, что «продольные плакантиклинали, оконтуривающие прямолинейными отрезками синеклизы, отвечают по положению швам синеклиз и антеклиз... При этом плакантиклинали бугурусланского типа соответствуют ступенчатым сбросам в гнейсовом фундаменте на окраинах опускающихся синеклиз или воздымающихся антеклиз; плакантиклинали саратовского и туймазинского типов представляют в гнейсовом фундаменте ряды поднятых горстовых блоков... Гнейсовое основание платформы представляет собой сложную мозаику мелких частей, отделенных друг от друга крупными трещинами» (Шатский, 1945, стр. 56).

Одновременно в свет вышли статьи Н. С. Шатского (1946б) и А. Н. Заварицкого (1946), где была показана роль наклонных разломов в строении островных дуг и окраин материков; разломы этого типа наиболее грандиозны и сейсмически активны; они отличаются глубоким и сверхглубоким расположением очагов землетрясений.

Н. С. Шатский выделил также поперечные платформенные структуры — краевые поперечные флексуры, краевые поперечные синеклизы, краевые поперечные грабены — и установил, что все они «...обязаны своим происхождением крупным разломам, часто не проявляющимся на поверхности в виде трещин. Эти разломы лежат на простирании, а иногда и непосредственно являются продолжением ограничений складчатых зон или их отдельных крупных частей» (1946а, стр. 83). Основное свойство поперечных структур, по Н. С. Шатскому, — это 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. Он же (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 Русской платформы). Платформенные разломы, по Н. С. Шатскому, образуют две системы — ортогональную и диагональную.

Роль разломов в локализации эндогенных месторождений различных областей с наибольшей полнотой впервые осветил В. И. Смирнов (1947). Он выделил три группы рудных поясов, связанных с зонами разломов: 1) пояса вдоль крупных дизъюнктивных нарушений (надвигов или сбросов), например, Алтайский полиметаллический пояс, редкометальный пояс Карамазара, полиметаллический, сурьмяно-ртутно-реальгаровый и медно-пирротиновый пояса альпийских месторождений Кавказа; длина поясов этой группы около 150 *км*, ширина — 4 *км*; 2) пояса вдоль стыка геологических областей различной мобильности (по границам платформ и геосинклиналей или областей длительного прогибания и поднятия внутри складчатых областей) — пояс Скалистых гор длиной 1500 *км* при ширине 100—200 *км*, рудный пояс Северного Тянь-Шаня длиной 700 *км* и шириной 10—20 *км*; 3) пояса вдоль предполагаемых разломов в фундаменте складчатых областей — Великий Серебряный канал Америки, платиновый пояс Юго-Восточной Африки, сурьмяно-ртутный пояс Южного Тянь-Шаня; пояса третьей группы не зависят от общего плана структуры области, вытягиваясь под углом и, в некоторых звеньях,— даже вкрест складчатых элементов. В. И. Смирнов подчеркнул, что вдоль мигрирующих границ, таких, как западная граница Уральской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое, рудные пояса не образуются.

Отметим, наконец, интересную статью В. А. Кузнецова (1948), который выделил в Саяно-Алтайской области гипербазитовые пояса и наметил по ним некоторые наиболее важные глубинные разломы, а также

статью Н. П. Хераскова (1948), установившего глубинные разломы в основании крупнейших антиклинальных структур Урала (последние были названы Н. П. Херасковым шовными антиклиналями). Приблизительно в это же время Н. М. Синицын (1960 и др.) выдвинул представление о краевых разломах.

Во второй половине 40-х годов в свет вышло несколько зарубежных работ, посвященных вопросам генезиса, движений и возраста разломов. Так, голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнец (Vening-Meinesz, 1947) сделал попытку выяснить происхождение планетарной сети разломов. Он описал некоторые системы скалывания Земли и высказал соображения относительно тектонических напряжений, необходимых для возникновения систем скалывания. По его мнению, эти напряжения имеют общепланетарный характер. Венинг-Мейнец подчеркнул, что многие плоскости скалывания существовали на протяжении значительных отрезков истории или, возможно, на протяжении всей истории коры и что на поверхности Земли имеет место непрерывное возобновление планетарной сети трещин.

Представление Венинг-Мейнеца об упругом действии тектонических сил на жесткую кору Земли было поддержано Р. Зондером (Sonder, 1947), который предложил называть мировую сетку разломов «системой регматических трещин».

Г. Штилле (Stille, 1947) обратил внимание на прямолинейность контуров древних тектонических структур Европы и объяснил это существованием ранее возникших линеаментов. Он подразделил линеаменты по возрасту на предальгонские, альгонские и послеальгонские. К первым он отнес две линии по краям древнего Скандика и линию вдоль северного берега Бискайского залива; ко вторым — каледонский надвиг в Норвегии, разломы по юго-западному краю Русской платформы и на Урале, дислокации Адриатического моря и Атласские структуры Северной Африки; к третьим — остальные деформации, располагающиеся близ намеченных линеаментов древних структур.

Постоянство и унаследованность структурных направлений земной коры отмечал также Г. Клосс (Cloos, 1948a). С его точки зрения главные разломы или зоны разломов в Европе являются очень древними, но проявляли активность практически в течение всех периодов тектогенеза в истории Земли. На это указывает, прежде всего, расчлененность коры на многоугольные поля или блоки, имеющие значительную мощность и глубину погружения. Подобные структуры Г. Клоос назвал «блоками фундамента», а разделяющие их ослабленные зоны «геофрактурами» или «геосутурами».

В этот же период были опубликованы новые данные о крупноамплитудных сдвигах. Так, Телиаферро (Taliaferro, 1943) дал подробное описание сдвига Сан-Андреас в Калифорнии и показал, что он сечет плейстоценовые надвиги и другие структуры, а также формы рельефа и смещает их по ходу часовой стрелки. По расположению форм рельефа Телиаферро определил амплитуду горизонтального смещения равной в 1000 *м*. В Шотландии был установлен сдвиг Грейт-Глен амплитудой 107 *км* (Kennedy, 1946). В качестве доказательств сдвига Кеннеди привел данные детального сравнения разобщенных этим разломом частей гранитного массива и окружающих его метаморфических зон, составляющих до смещения одно целое.

## 2. СОВРЕМЕННЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМАХ

Исследования 40-х годов по существу начали современный этап изучения глубинных разломов, особенностью которого является массовое выявление этих структурных элементов в самых различных частях земного шара. Рассмотрим многочисленные современные данные о глубин-

ных разломах в нескольких наиболее важных аспектах, а именно в отношении:

1) закономерностей планетарного распространения разломов, 2) характера и масштаба происходящих по ним движений, 3) роли в строении и развитии земной коры и, наконец, 4) влияния разломов на пространственное размещение рудных месторождений.

## Распространение глубинных разломов

Исследованиями последних двух десятилетий глубинные разломы обнаружены в областях древних щитов, в складчатых областях разного возраста, в фундаменте древних и молодых платформ и на дне океанов.

Наибольшее число глубинных разломов установлено и довольно подробно охарактеризовано в СССР. Работами Н. С. Шатского и других выяснено, что прямолинейные отрезки границ древних Русской и Сибирской платформ являются скрытыми или явными глубинными разломами. Разломы определяют также форму платформенных структур — синеклиз и прогибов — и их соотношения друг с другом. В совокупности разломы в пределах платформ образуют две системы — ортогональную (долготные и широтные разломы) и диагональную (северо-восточные и северо-западные разломы).

В качестве примеров крупных нарушений Русской платформы можно отметить разломы Пачелмского и Днепровско-Донецкого прогибов, разломы Тимана, разлом по восточному краю Ставропольского плато, секущий и платформу и складчатую структуру Кавказского хребта (Шатский, 1948, 1955). По Н. Ю. Успенской (1961), протяженность пояса разломов, простирающихся от Белорусского массива внутрь платформы и далеко за ее пределами, до подножия Гиссарского хребта, составляет 4000 *км*.

На Сибирской платформе известен Мархинско-Катангский разлом длиной 1800 *км*, разделяющий в северо-восточном направлении платформу на две части. По ширине 61—62°, от Верхоянской складчатой области до Урала, по предположению В. И. Драгунова (1962), протягивается огромный Транссибирской линеамент. На севере Средней Сибири выделены три крупных субмеридиональных разлома — вдоль долины Енисея, долины Анабара и по восточному борту Тунгусской синеклизы и три субширотных разлома — по краям Таймырской депрессии и к югу от Анабарского щита (Вакар и др., 1958). На юге отмечаются разломы Байкальский северо-восточного простирания и Саянский северо-западного, отделяющие антеклизы Сибирской платформы от Байкальской складчатой зоны; длина каждого из этих разломов почти 1000 *км*. В южном углу Сибирской платформы установлены субмеридиональные разломы — Ангарский, Окинский и другие протяженностью до 500—800 *км* (Ансимов, Замараев, 1960). Статистическая обработка данных о направлении разломов в пределах Сибирской платформы показала, по Г. В. Чарушину (1960), четыре максимума — по азимутам 4, 43, 272 и 314°.

В палеозойской складчатой области подробно описаны некоторые меридиональные разломы Урала и Казахского нагорья (Пейве, 1945; Мазарович, 1961; Горохов и Шарфман, 1963). В Тянь-Шане и Казахстане широко известны система разломов северо-западного направления (Таласо-Ферганский, Джалаир-Найманский, Актасский, Чингизский, Джунгарский) и система субширотных или северо-восточных разломов (Спасский, Главный Тянь-Шаньский, Атбашинский, Южно-Ферганский, Гиссарские), охарактеризованные в работах А. В. Пейве (1945, 1956а, в), Д. П. Резвого (1958), А. И. Суворова (1963а), Г. Н. Щербы и др. (1962). Длина глубинных разломов Урало-Тянь-Шаньской области колеблется от 300 до 800 *км*. По западному краю Тянь-Шаня и от Каратау

в направлении к Памиру предполагаются поперечные глубинные разломы (Борисов, 1962; Резвой, 1962; Якубов и Борисов, 1962).

В Алтае-Саянской области установлена диагональная сетка разломов. По Н. С. Зайцеву (1963) и другим геологам, разломы северо-западного направления — Главный Восточно-Саянский, Дербинско-Сархойский, Шапшальский, Кобдосско-Чарышско-Теректинский, Восточная зона смятия — имеют протяженность до 1000 *км*; разломы северо-восточного направления — Северо-Саянский, Саяно-Тувинский, Центрально-Тувинский, Шурманско-Шутхулайский — до 500 *км*. Многократно характеризовалась Иртышская зона смятия, разделяющая структуры Алтая и Казахстана (Ажгирей, Иванкин, 1952; Хорева, 1962).

В Забайкалье по границе байкалид и герцинид выделены Гусино-Удинская и Удино-Витимская зоны разломов длиной более 500 *км* (Чернов, 1960; Очирцев, 1961) и, южнее, Борщовочный разлом (Китаев, 1962). В структурном плане здесь, помимо преобладающих северо-восточных разломов, установлены также разломы северо-западного, широтного и меридионального направлений (Томсон и др., 1962). Субширотный Джагды-Тукурингрский разлом описан Н. А. Богдановым (1960). Более чем на 2000 *км* прослежен грандиозный Монголо-Охотский глубинный разлом, отделяющий, по Д. И. Горжевскому и Е. М. Лазько (1961), Монголо-Охотский складчатый пояс от докембрийских складчатых сооружений.

На площади мезозойской и альпийской складчатости, охватывающей южные и восточные районы СССР и смежные пограничные территории, разломы выявлены в ряде мест. Так, они известны в Карпатах (Лазько, Резвой, 1962) и на Кавказе (Габриелян, 1956; Бызова, 1962; Милановский, 1962). На Кавказе описаны поперечные глубинные разломы, причем длина некоторых из них достигает 1000 *км* (Тамразян, 1960; Хаин и Ломизе, 1961). С. А. Ковалевский (1960) наметил меридиональные и широтные разломы в бассейне Черного моря. В западной части Средней Азии под молодым платформенным чехлом прослежены протяженные северо-западные разломы — Красноводско-Балханский (Бескровный и др., 1963) и Репетекский (Айзберг, Амурский, 1962), отмечаются также разломы северо-восточного направления (Бабаев и др., 1962). На Памире описаны дугообразные разломы северо-восточного направления (Дюфур, 1961) и поперечные северо-западные разломы (Руженцев, 1963).

На Дальнем Востоке выделяются Джугджурский глубинный разлом (Моралев и др., 1960; Терентьев, 1964) и структурные швы Сихотэ-Алиня — Западный, Центральный и Восточный (Беляевский, Громов, 1951, 1955). Все они имеют северо-восточное простирание и длину до 800 *км*. Здесь же был описан Меридиональный разлом (Паклин, 1963) и продольные глубинные разломы Сахалина (Ковальчук, Гальцев-Безюк, 1963). И. И. Берсенев (1959) предполагает наличие широтного структурного шва в Южном Сихотэ-Алине.

Разломы Северо-Востока охарактеризованы в работах В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1958), Ю. Я. Ващилова (1963) и других. Наиболее крупными считаются Колымо-Алеутская зона, разломы вдоль побережья Охотского моря, северо-западные разломы в среднем течении р. Индигирки и некоторые другие. Длина Охотско-Чаунского вулканического пояса, возникшего в связи с проявлением глубинных разломов, достигает 3300 *км*, Шелеховского разлома — 1500 *км*. Интересен Дербеке-Нельгехинский глубинный разлом, поперечный к структурам Верхояно-Колымской области (Вихерт, 1960).

В Европе, судя по данным Г. Клооса (Cloos, 1948a), большая роль отводится субмеридиональным зонам разломов (протяженностью до 1000 *км*) — Британской, Мальверн-Шотландской, Западно-Норвежской, Силезской, Восточно-Карпатской, а также разломам грабенов Осло и Рейна. Известны здесь также разломы северо-восточного направления —

Грейт-Глен, Мойнский, Хайленд (Kennedy, 1946; Johnson, 1960 и др.) и северо-западного — в Средиземноморье и в Центральной Европе; прослеженная длина разломов северо-западного направления, по А. Зибергу, достигает 1000 *км* и более.

На обширной территории Азии глубинные разломы отмечаются повсеместно. В Гоби и Центральной Азии В. М. Синицын (1956) выделил разломы северо-западного, северо-восточного и широтного направлений. Т. Кобаяси (1959) в Корее установил сетку разломов, простирающихся на 400 *км* по азимутам 15, 40—45, 295 и 335°. Филиппинская зона разломов прослежена через острова Минданао, Лейте и Лусон на 1200 *км* (Allen, 1962). Срединная линия Юго-Западной Японии считается для мезозоя границей между подвижными блоками континента и океана (Ehara, 1960). Индийская платформа, по М. С. Кришнану (1954), разбита внутри и ограничена со всех сторон протяженными разломами северо-западного и северо-восточного простираний. Крупнейший разлом Ирана (Загрос) протягивается с юго-востока на северо-запад на 2200 *км*. Северо-Анатолийская зона разломов, дугообразно-выпуклая к северо-востоку, имеет длину более 1300 *км* (Pavoni, 1961).

Африка характеризуется, пожалуй, наиболее мощными поясами разломов. Персидский залив ограничен разломами северо-западного простирания, имеющими длину до 2000 *км*. Аравийские разломы того же направления протягиваются на 2600 *км*. Длина сбросов Красного моря около 1500 *км*. Сомалийская, Конголезско-Суданская, Камерунская и Либерийско-Тунисская зоны разломов могут быть прослежены с юго-запада на северо-восток соответственно на 5600, 3200, 5700 и 4600 *км*. По восточному краю Африканского материка разломы следуют в субмеридиональном направлении на 6000 *км* (Brock, 1957; Дикси, 1959, и др.).

Крупные разломы оконтуривают и Австралийский материк. Простираясь на северо-запад и северо-восток, разломы разбивают его на почти прямоугольные блоки. Особенно выделяется линеамент Дарлинг северо-восточного простирания и длиной более 1000 *км* (Хиллс, 1960). Главный линеамент Новой Зеландии — Альпийский разлом — вытянут с юго-запада на северо-восток более чем на 1000 *км* (Wellman, 1956; Suggate, 1961).

В Северной Америке лучше всего выражены разломы северо-западного и запад-северо-западного простирания, как, например, Кер-Д'Ален, Техасский, Уолкер-Лайн, Сан-Андреас и более мелкие (Moody, Hill, 1956). Разлом Сан-Андреас прослежен на 1000 *км* в континентальной части и на 2000 *км* под уровнем океана. На западе выделяется меридиональная «линия вулканов», а между Канадским щитом и Северными Аппалачами известна «линия Логана». Вдоль Атлантического побережья Северной Америки (Wilson, 1962) и на Аляске (Ivanhoe, 1962) проявляются протяженные (до 2000 *км*) разломы северо-восточного простирания.

Субширотные разломы длиной от 2000 до 3200 *км* прослежены в области Карибского моря (Альбердинг, 1960). С южной стороны к ним примыкают разломы меньшего масштаба — Большой разлом Колумбии, Лос-Байос (северо-западные) и Бокконский (северо-восточный).

Вдоль западного и северо-западного краев Южно-Американской платформы Г. Граберт (Grabert, 1959а, б) выделил две параллельные линии геофрактур (по терминологии Г. Клооса) на расстоянии 500—600 *км* друг от друга; главные направления выделенных разломов 25—45 и 305—320°. В пределах восточного выступа платформы он же наметил линеамент Парана — Санто-Франциско длиной более 2000 *км*. В Чили выявлена меридиональная Атакамская зона разломов, вытянутая на 1000 *км* (Amand, Allen, 1960), а в Боливии — разлом Ичило, считающийся сбросо-сдвигом общеконтинентального значения (Rod, 1960).

По гребням многих подводных хребтов в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах на сотни и тысячи километров прослежены рифтовые рвы, в ряде случаев интерпретируемые как глубинные разломы. В северо-восточной части Тихого океана, например, установлены вулканические активные разломы Мендосино, Марей, Кларион и Клиппертон, вытянутые в субширотном направлении на расстояние от 2500 до 6000 *км* (Menard, 1955; Mason, 1959). Осложненные сбросами асимметричные глубоководные желоба, валы и другие формы рельефа дна западной части Тихого океана, судя по данным Г. Б. Удинцева (1960), также отражают сетку глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простираний. По протяженным рифтам океанов и материков предполагаются гигантские трещины, опоясывающие весь земной шар (Starnes, 1960).

Приведенный перечень разломов различных частей Земли, конечно, далеко не полон, однако его достаточно, чтобы сделать вывод об их планетарном распространении. Планетарный характер глубинных разломов определяется не только их широким распространением и внушительными размерами, но и главным образом тем, что это распространение закономерно. Разломы образуют системы, имеющие строго выдержанные прямолинейные направления. Одни авторы (Шатский, 1955; Чарушин, 1960) намечают четыре главных направления — долготное, широтное, северо-западное и северо-восточное. Другие, например И. И. Чебаненко (1963), считают, что собственно долготные и широтные направления не являются главными и выделяют в качестве преобладающих шесть направлений — три северо-западных и три северо-восточных. Третьи (Moody, Hill, 1956) устанавливают восемь направлений — четыре северо-западных (Ока, Техасское, Сан-Андреасское, Колумбийское) и четыре северо-восточных (Бартлетское, Новозеландское, Грейт-Гленское, Невадийское). Наконец, отмечаются еще и дугообразные направления разломов (Пейве, 1956а).

Очевидно, число направлений разломов и густота последних изменяются от района к району, находясь в зависимости от особенностей геологического строения каждого из них. В самом общем виде все авторы принимают, что глубинные разломы имеют симметричное расположение относительно оси вращения Земли.

### Движения по глубинным разломам

По мнению некоторых авторов (Moody, Hill, 1956; Ажгирей, 1961), глубинные разломы — это преимущественно сдвиги. Другие считают, и это особенно широко у нас принималось 8—10 лет назад, что глубинным разломам свойственны исключительно вертикальные смещения крыльев. В соответствии с новейшими фактическими данными среди глубинных разломов следует различить сдвиги, надвиги, сбросы и раздвиги (Пейве, 1960; Хаин, 1960, 1963; Суворов, 1962а, 1963а).

Сдвиги известны в самых различных районах земного шара: в Калифорнии (Moody, Hill, 1956; Pakiser, 1960; Shepard, 1962; Smith, 1962), на Аляске (Ivanhoe, 1962), в области Карибского моря (Альбердинг, 1960; Mitchell-Thomé, 1962), в Боливии (Rod, 1960), на дне Тихого океана (Mason, 1959), в Шотландии и Юрских горах Европы, в Турции (Pavoni, 1961), в районе Мертвого моря (Quennel, 1958), в Новой Зеландии (Wellman, 1956) и в СССР — в Средней Азии (Буртман, 1961; Додонова, 1962; Буртман и др., 1963; Руженцев, 1963), Казахстане (Суворов, 1961а, б, 1962б, 1963а; Войтович, 1963; Иванов и Войтович, 1964), на Дальнем Востоке (Иванов, 1961; Бурдэ и др., 1963; Паклин, 1963; Силантьев, 1963). В ряде мест сдвиги уверенно предполагаются, например, в Алтае-Саянской области (Берзин и Клитин, 1961; Парфенов, 1961; Дистанов, 1962), в Восточном Забайкалье (Томсон и др., 1962), на севере Средней

Сибири (Воронов, 1959), в Каракоруме (Буртман и др., 1963), на Филиппинах (Allen, 1962), в Чили (Amand, Allen, 1960), в Северо-Американских Кордильерах (Wise, 1963). Многие из перечисленных сдвигов обладают свойствами глубинных разломов.

Замеренные при детальных работах амплитуды сдвигов весьма значительны. Амплитуда Сан-Андреаса (Калифорния) составляет 250—380 *км* (по мнению некоторых исследователей до 580 *км*), Новозеландского — 480 *км*, Таласо-Ферганского (Тянь-Шань) — 200 *км*, Грейт-Гленского (Шотландия) — 107 *км*, Байдаулет-Карасорского (Центральный Казахстан) — 70 *км*, Гарлока (Калифорния) — 70 *км*, Джунгарского (Южный Казахстан) — 30 *км*, Актасского (Центральный Казахстан) — 20 *км*. Большие амплитуды сдвигов, видимо, соответствуют большой глубине их проникновения в земную кору.

Данные по наиболее хорошо изученным сдвигам свидетельствуют о длительности их развития. Амплитуда сдвига Сан-Андреас, например, тем больше, чем по более древним отложениям она определена: по плейстоцену она равна 10—25 *км*, по плиоцену — 76 *км*, по верхнему миоцену — 104 *км*, по олигоцену — 280 *км*, по эоцену — 380 *км* (Exner, 1959). В Новой Зеландии близ Альпийского сдвига отмечалось вращение в горизонтальной плоскости складчатых структур разного возраста и изменение наклона их осей (Lillie, 1961). В некоторых сдвиговых зонах Центрального Казахстана устанавливаются признаки конседиментационного роста складок волочения, наличие оперяющих трещин растяжения, выполненных либо магматическими образованиями разного возраста, либо продуктами эрозии, а также явления вращательных изменений ориентировки систем разновозрастных даек (Суворов, 1962б).

Развитие сдвигов — процесс неравномерный. Инструментальные наблюдения в Калифорнии показали, что ежегодное смещение по сдвигу Сан-Андреас составляет 1,5 *см*, причем установлено чередование периодов покоя до двух недель и движения до 0,0875 *см* в неделю (Tocher, 1959; Whitten, Claire, 1960). Характерно, что в зонах некоторых крупных разломов происходит чередование сдвиговых и вертикальных подвижек во времени, например в Южном Казахстане (Войтович, 1963), на Дальнем Востоке (Иванов, 1961) и в области Рейнского грабена (Illies, 1962).

Различаются следующие пять главных способов перемещений в сдвиговых зонах: 1) перемещение по дугообразной в плане поверхности с максимальным сжатием в вершине дуги и развитием соответственно левых и правых сдвигов на ее концах (Ажгирей, 1961; Mitchell-Thome, 1962); 2) перемещение по динамопаре разломов — сдвигу и надвигу, сопряженных под прямым или тупым углом друг к другу (Суворов, 1961б); 3) ступенчатое в плане перемещение по системе субпараллельных сдвигов, например, по правым сдвигам северо-западного простирания в Казахстане и Средней Азии (Суворов, 1963а); 4) полосовое перемещение по системе субпараллельных разломов с чередованием правых и левых сдвигов, что намечается, например, в области Карибского моря (Альберединг, 1960; Rod, 1960); 5) перемещение по группе соподчиненных сдвигов нескольких порядков и разного направления, последовательно возникающих под углом 30° к направлению максимального в данном месте стресса (Moody, 1962).

Глубинные надвиги, в отличие от сдвигов, известны пока в ограниченном числе мест, что связано с трудностями их выявления. Эти надвиги являются зонами преобладающего сжатия, которые не всегда и не везде сопровождаются магматической деятельностью. Если же в надвиговых зонах проявляется вулканизм (что бывает при ослаблении тангенциального сжатия), то они залечиваются и при сильном развитии трещин растяжения становятся внешне похожими на глубинные сбросы.

В орогенических областях первоначально глубинные надвиговые зоны впоследствии могут быть приподняты и при значительной эрозии вышележащих толщ могут оказаться приповерхностными структурами, что наблюдается, по-видимому, в Альпах. Наоборот, крупные покровные (приповерхностные) надвиги, будучи погребенными под молодыми мощными толщами и продолжая активно существовать, станут в какой-то мере глубинными; таковы надвиги Западного Юга (Hintze, 1960) или Вахшский надвиг Памиро-Алтая (Суворов, Самыгин, 1966); горизонтальное смещение по последнему достигает 100 *км*.

В процессе развития коры надвиговые поверхности ранних этапов далее подвергаются складчатой и разрывной переработке, сминаясь вместе с нарушенным аллохтоном и придавая ему многослойное глубинно-чешуйчатое строение (Gilluly, 1960; Castor e. a., 1961; Поршняков, 1962). Местами надвиги возникают в зонах ранее существовавших вертикальных разломов (линия Николаева в Тянь-Шане, Дарваз-Каракульский надвиг Памиро-Алая). Наконец, развитие в некоторых зонах смятия сетки разломов разного простирания, возраста и характера смещений чрезвычайно осложняет морфологию таких зон и делает почти невозможной расшифровку их надвиговой природы.

Наиболее грандиозными глубинными надвигами принято считать сверхглубокие разломы Тихоокеанского кольца, установленные по наклонному расположению очагов глубокофокусных землетрясений и интерпретируемые как надвиги-поддвиги между континентом и океаном (см. стр. 33, 34). Один из разломов кольца — Срединная линия Юго-Западной Японии, имеющая в плане дугообразную форму, на широтном отрезке, начиная с мезозоя, характеризуется поддвиганием структур океана под континент; поддвигание сопровождается выжиманием глубинных пород вдоль шва и оттеснением их к северу (Ehara, 1960).

Примерами внутриконтинентальных глубинных надвигов являются Спасская и Успенская зоны Центрального Казахстана, вытянутые с юго-запада на северо-восток на 250 *км*. Спасская зона отделяет герциниды от каледонид, имея амплитуду горизонтального смещения около 30—40 *км*. Обе зоны характеризуются длительным развитием в среднем и верхнем палеозое. На востоке они сопряжены с глубинными сдвигами северо-западного направления Чингизским и Актасским. В основании надвиговых зон «гранитный» слой имеет увеличенную мощность. В обнажениях полоса гранитных пород далеко прослеживается и по простиранию упомянутых зон, особенно Успенской (Суворов, 1961а, 1963а).

К числу древних глубинных надвигов может быть отнесена система субширотных разломов Джагды-Тукурингра (Дальний Восток). По данным В. А. Рудника и Л. М. Алексеева (1964), эта система образует широкую (десятки километров) и протяженную (несколько сотен километров) зону чешуйчато-надвигового строения с широким развитием в докембрийских толщах рассланцевания, милонитизации и дислокационного метаморфизма; в нижнем — среднем палеозое, среднем палеозое — нижнем мезозое и в мелу разломы Джагды-Тукурингрской зоны служили путями внедрения различных магм.

В Европе аналогичные структуры известны в пределах Альпийского мегантиклинория (Брианconская зона, Тауэрн). На Международной тектонической карте Европы (1 : 2 500 000) здесь показано широкое распространение метаморфических сланцев палеозоя и нижнего мезозоя, варисцийских гранитоидных поясов, а также крутых и пологих надвигов. Зона Инсубрийского разлома, довольно круто отделяющая Динариды от Альпид и несущая по себе признаки сильного сжатия (де Ситтер, Набгольц и др.), также не может быть интерпретирована как простой сброс или сдвиг. Третьей возможной глубинно-надвиговой зоной являются длительно развивавшиеся надвиги Мойн и Кисхорн в Шотландии (Johnson, 1960).

В юго-восточной части Канадских Кордильер разрыв в основании зоны надвига Льюис имеет стратиграфическую амплитуду смещения не менее 9 *км* при амплитуде горизонтального передвижения свыше 64 *км* (Price, 1960). Подобные надвиги также напоминают глубинные нарушения.

А. В. Пейве (1960) считает, что устанавливаемые геофизически горизонтальные поверхности внутри земной коры, в том числе поверхности Конрада и Мохоровичича, представляют собой глубинные сколы. По его мнению, такие поверхности, если они расположены в области больших давлений и высоких температур, вероятно, являются зонами пластического течения, ультраметаморфизма и первичных магм. Можно предполагать, что Памир и сопредельные зарубежные территории, отличающиеся резко увеличенной мощностью земной коры (порядка 70 *км*), являются классическими местами развития подобных глубинных надвигов.

Глубинные сбросы, в отличие от сдвигов и особенно надвигов, возникают в условиях растяжения глубоких частей земной коры. В разрезе они преимущественно вертикальны, в плане прямолинейны или кулисно-прямолинейны, а сопровождающие их крупные трещины отличаются субпараллельным расположением. Большинство зон этих разломов достигает магматических очагов и заключает в себе различные магматические образования. Глубина очагов связанных с ними землетрясений равна 30—60 *км* (Айдахо, Северный Тянь-Шань и др.).

Глубинные разломы сбросового характера ограничивают платформы и их внутренние структуры (Шатский, 1955 и др.). В геосинклинальных областях сбросы служат границами структурно-фациальных зон и отделяют геосинклинали от геоантиклиналей (Пейве, 1945). Поперечные глубинные сбросы нарушают фундамент складчатых зон, вызывая в последних протяженные флексурные изгибы и трещины (Вихерт, 1960; Хаин, Ломизе, 1961; Резвой, 1962). Амплитуда глубинных сбросов находится в пределах нескольких километров, не превышая в сумме, по-видимому, 10—15 *км*.

В одних районах, например в Северном Тянь-Шане, глубинные сбросы ограничивают впадины, в виде грабенов существовавшие на протяжении многих периодов, в других же районах, таких, как Южный Тянь-Шань, сбросы являются границами более подвижных блоков; крылья этих разломов неоднократно меняли знак своего движения, то опускаясь, то поднимаясь (Суворов, 1963а). По представлениям Е. Е. Милановского (1962), зоны сбросов, выраженные в виде грабенов или горстов, имеют «активный» механизм образования; зоны сбросов, обладающие в разрезе ступенчатой формой, имеют «пассивный» механизм, связанный больше с движениями одного или двух соседних блоков.

Как правило, глубинные сбросы возникают на обширных сводовых поднятиях, какими являются, например, Северный Тянь-Шань или область Африканских рифтов. При этом образованию сбросов могли предшествовать условия тангенциального сжатия. По Дикси (1959), область Африканских мезо-кайнозойских рифтов в докембрийское время представляла собой огромные надвиговые зоны и зоны раздавливания. На месте Рейнского грабена, возникшего в начале доггера, ранее существовал варисский сдвиг или Рейнский линеамент (Illies, 1962).

Нарушения последней группы — глубинные раздвиги — парагенетически связаны не с областями сводовых поднятий, а с обширными впадинами, главным образом их внутренними частями. Эти впадины расположены либо позади крупных надвиговых систем, либо между протяженными субпараллельными сдвигами; примеры таких структур известны в Токрауской впадине, Северном Прибалхашье и других районах. За рубежом одной из раздвиговых структур считается Долина Смерти в Калифорнии (Burcheil, Stewart, 1966).

В чистом виде раздвиги имеют небольшую амплитуду вертикального смещения. Однако при раздвигах преимущественно глубинных горизонтов вышележащие толщи подвергаются просадке, и в них возникают системы вторичных сбросов. В вулканических областях последние можно смешать с настоящими глубинными сбросами.

Перечисленные основные виды крупных перемещений глыб земной коры — глубинные сдвиги, глубинные надвиги, глубинные сбросы и глубинные раздвиги — находятся в тесном парагенетическом и динамическом единстве и обусловлены, с одной стороны, космическими причинами, а с другой — сложными физико-химическими процессами внутри Земли. Многие исследователи считают ведущими латеральные перемещения.

Скорость и направление перемещений отдельных глыб, так же как и общие планетарные закономерности движений земной коры, особенно в разные этапы ее развития, во многом остаются еще неясными. Определяясь соотношениями формы, размеров, степени жесткости и массы перемещающихся глыб, они, по-видимому, изменялись во времени от этапа к этапу.

## Глубинные разломы, структуры земной коры и магматизм

По данным А. В. Пейве (1956а), В. Е. Хаина (1963) и других, среди глубинных разломов можно различать следующие семь групп: 1) планетарные линеаменты, рассекающие платформы и геосинклинали материков и уходящие в дно океанов; 2) периокеанические разломы, отделяющие материки от океанов; 3) океанические разломы, связанные либо с океаническими абиссальными равнинами, либо с океаническими хребтами, либо с абиссальными океаническими желобами; 4) перикратонные разломы и разломы краевых прогибов; 5) межглыбовые разломы древних и молодых платформ; 6) граничные геосинклинальные разломы, отделяющие геосинклинальные системы от срединных массивов и геосинклинальные прогибы от геоантиклинальных поднятий; 7) межглыбовые разломы, ограничивающие отдельные блоки внутри крупных геоантиклиналей и геосинклиналей.

В плане историко-геологических особенностей лучше всего изучены глубинные разломы геосинклинальных областей. Заложение геосинклиналей большинство геологов связывает с образованием глубинных разломов в обстановке растяжения земной коры. По А. В. Пейве (1956в), первичные геосинклинали развиваются в зонах разломов на коре океанического типа и вдоль границ материковой и океанической коры; вторичные геосинклинали возникают на коре континентального типа вдоль швов между различно построенными глыбами. Вторичные геосинклинальные системы и сопутствующие им разломы продолжают развитие первичных систем. Геосинклинальный процесс заканчивается образованием остаточных геосинклиналей с характерным для них набором глыбовых структур и разломов.

После возникновения первичной или вторичной геосинклинали как простого прогиба, ограниченного сбросами, земная кора подвергалась сжатию. По Г. Д. Ажгирею (1962), в это время были созданы ранняя геосинклинальная складчатость и региональный метаморфизм; в обстановке общего сжатия развивалась и поздняя орогенная складчатость.

Однако было бы неправильно говорить о преобладании в земной коре явлений сжатия над явлениями растяжения. Как полагает А. В. Пейве (1961), одновременное существование в каждой данной точке земной коры напряжений сжатия и растяжения, действующих во взаимно перпендикулярных направлениях, так же как и существование обособлен-

ных в пространстве зон сжатия и растяжения, сейчас уже не может вызывать сомнений.

На протяжении всего времени развития глубинных разломов и геосинклиналей так или иначе проявлялась магматическая деятельность. По А. В. Пейве (1961) и В. Е. Хаину (1963), первичные геосинклинали характеризуются основным вулканизмом и интрузиями базитов и гипербазитов; они называются «базальтическими» геосинклиналями. Во вторичных геосинклиналях широко проявляется интрузивная деятельность с внедрением магм среднего и кислого состава; эти геосинклинали получили название «гранитоидных».

В некоторых районах, например в Казахстане (Щерба, Колмогоров и др., 1962), имели место три этапа магматической деятельности: ранний с основным и гипербазитовым магматизмом; средний с формированием интрузивных поясов среднего и кислого состава; поздний с внедрением кислых интрузий, щелочных интрузий и малых интрузий.

На Северо-Востоке СССР В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) наметили четыре этапа разрывообразования и магматических проявлений. Они выделили: 1) разрывы геосинклинального периода с интрузиями верхнеюрского возраста; 2) разрывы средних этапов, связанные со складчатыми процессами и внедрением гранитных батолитов по окраине Яно-Колымской складчатой зоны, а также даек в верхний структурный ярус; 3) разрывы поздних этапов, контролирующие эффузивную деятельность конца мезозоя и интрузии гранодиоритовых и гранитных поясов (послескладчатые разрывы); 4) разрывы конечных этапов, сопровождающиеся кайнозойскими основными эффузивами и интрузиями габброидов (разрывы молодой платформы).

В. И. Смирнов (1961) также связывал формирование геосинклиналей с глубинными разломами и различал геосинклинали типа А с интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом ранней стадии, типа В с интенсивным эффузивным магматизмом ранней стадии, типа С и D без существенного раннего магматизма. По мнению В. И. Смирнова, в некоторых геосинклиналях, как, например, в герцинской геосинклинали Урала и в альпийской геосинклинали Малого Кавказа, внедрение магматического материала не происходило в среднюю (соскладчатую) стадию развития. Д. И. Мусатов (1962) вообще утверждает, что глубинные разломы создают магматические очаги лишь в эпохи преобладающего растяжения земной коры.

С установлением главных четырех видов глубинных движений земной коры — сдвигов, надвигов, сбросов и раздвигов — наметилась тенденция более широкого и дифференцированного толкования связей магматических проявлений с глубинными разломами.

Так, выявленные геофизическими методами пологолежащие магматические очаги линзовидной формы, горизонтальные размеры которых значительно превышают вертикальные, А. В. Пейве (1960, 1961) объясняет существованием наклонных и даже горизонтальных глубинных сколов или, как он их называет, поверхностей латерального движения и плавления горных пород. С этим согласуются приуроченность гранитных поясов к длительно развивающимся надвиговым зонам (Казахстан) и факты внедрения интрузий не в фазу растяжения, а скорее в фазу сжатия, одновременно или почти одновременно с образованием складчатых структур (Матвеенко и Шаталов, 1958; Щерба, Колмогоров и др., 1962; Ващилов, 1963).

Расположение небольших гранитных поясов или цепочек гранитных тел под острыми углами к главному сместителю зоны глубинного разлома Б. А. Иванов (1963) объяснял сдвиговыми подвижками по этому последнему, если они одновозрастны с внедрением гранитов. В качестве примера он приводил интрузии зоны Центрального разлома Сихотэ-Алиня. В литературе известны и другие попытки истолкования механиз-

ма интрузивной и эффузивной деятельности исходя из представлений сдвиговой тектоники (Moody, Hill, 1956; Pakiser, 1960 и др.).

Гранитные пояса крупных сводовых поднятий типа Северо-Тянь-Шаньского, имеющие вертикальные контакты и образующие в плане ромбовидную сетку, интерпретируются как глубинные подвижные зоны или зоны растяжения между участками глыбового строения, возникшие при длительных вертикальных подвижках (Помазков, 1962).

Наконец, обширные вулканические провинции (впадины) с площадным развитием очагов вулканической деятельности и небольшими интрузиями, образовавшиеся позади крупных надвиговых систем, трактуются как обязательные элементы глубинных раздвигов. Одной из таких зон является верхнепалеозойская Токрауская впадина в Центральном Казахстане (Суворов, 1963а).

Процессы эрозии и осадконакопления также зависят от движений глыб по глубинным разломам. А. В. Пейве (1956в) на примерах Тянь-Шаня, Казахстана и Урала выяснил, что разломы развиваются одновременно с накоплением осадков и разделяют области с разным характером разреза. Он высказал мысль, что возраст осадков в зоне глубинного разлома может быть показателем возраста последнего.

В настоящее время выясняется, что стиль строения осадочных толщ в зонах глубинных разломов изменяется в зависимости от направления и характера горизонтальных или вертикальных движений по ним. Так, Дж. Моуди и М. Хилл (Moody, Hill, 1956) считают, что при длительно развивающемся сдвиге наиболее поднятая, размываемая часть одного его крыла продвигается к наиболее низко опущенной части в другом крыле, вследствие чего в данном месте происходит смешивание тонкозернистого кластического материала с грубообломочным и возникает толща осадков «двойственного» происхождения, которая мигрирует во времени вдоль глубинного разлома.

На площади длительно развивающихся надвигов фациальные зоны автохтона, по мере приближения к отдельным наиболее крупным надвигам, постепенно суживаются. Вследствие сосуществующих надвиговых подвижек и процесса осадконакопления участки наибольшего прогибания мигрируют от аллохтона к автохтону, а фации разных условий накопления в поперечном разрезе автохтона приобретают наклонное расположение, с более или менее закономерным повышением по диагонали в сторону движения масс (Суворов, Самыгин, 1965).

В отличие от надвиговых и сдвиговых зон в зонах глубинных сбросов и раздвигов осадочные толщи формируются на месте и отражают преимущественно вертикальные колебания размываемых глыб. В одних случаях мы видим фациальные признаки очень длительного нисходящего развития одного из крыльев глубинного разлома (Северный Тянь-Шань), в других случаях на уровень эрозионного среза выходит попеременно то одно, то другое крыло, как, например, в Южном Тянь-Шане (Суворов, 1963а).

Следует подчеркнуть, что осадочные отложения зон глубинных сдвигов, надвигов и сбросов во многих местах, особенно вблизи главных смесителей разломов, «разбавляются» продуктами конседиментационной магматической деятельности, что делает их, как определенные геологические тела, еще более эффектными.

В соответствии с основными видами глыбовых движений складчатость зон глубинных разломов подразделена А. В. Пейве (1960) на три группы: 1) складчатость сбросов, выраженную в виде разнообразных блоков-ступеней, флексур, сундучных и стулообразных складок, глыбовых складок, грабен-синклиналей, горст-антиклиналей, куполов и мульд; 2) складчатость надвигов, представленную линейно вытянутыми изоклинальными складками, складчатыми чешуями и другими альпинотипными структурами; 3) складчатость сдвигов, морфологическим выражени-

ем которой являются горизонтальные флексуры и складки волочения с вертикальными или наклонными шарнирами, косо оперяющие каждый данный разлом. Вероятно, имеет смысл выделять также четвертый тип складчатости — складчатость раздвигов, возникающую в центральных частях обширных тыловых впадин при их растяжении и минимальных вертикальных перемещениях. Растаскивание в латеральном направлении осадочных наслоений и более глубоких горизонтов земной коры этих впадин приводит к формированию наиболее простых складок, в вертикальных разрезах имеющих двояковыпуклую или двояковогнутую форму, с развитием крутых трещин (Суворов, 1967).

## Глубинные разломы и рудные месторождения

Глубинные разломы играют чрезвычайно важную роль в размещении многих месторождений полезных ископаемых, особенно эндогенных. Выше уже отмечалось, что В. И. Смирнов (1947) на основании анализа большого фактического материала пришел к выводу о существовании в земной коре трех групп рудных поясов, так или иначе связанных с глубинными разломами. В последние годы опубликовано много работ, разбирающих связь рудопроявлений с глубинными разломами самых различных районов СССР.

В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) выделили сурьмяно-ртутные рудные пояса Корякского нагорья, вытянутые вдоль крупных разрывных нарушений, Яно-Индигиро-Колымский золотой пояс и редкометальные пояса (Северный и Главный) вдоль стыка зон различной мобильности, Таскыстабытский редкометальный пояс вдоль предполагаемых крупных разломов. Отмечена связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса (Иициксон, 1963) и с Джугджурским глубинным разломом (Моралев и др., 1960).

На Дальнем Востоке в зонах интенсивной трещиноватости над глубинными разломами выявлены пояса и узлы рудной минерализации и дана их тектоническая характеристика (Радкевич и др., 1956; Томсон, 1962). Выяснено, что к Монголо-Охотскому глубинному разлому примыкает с одной стороны пояс золотых и молибденовых месторождений, а с другой — вольфрамо-оловянные и полиметаллические месторождения (Горжевский, Лазько, 1961).

Крупнейшая флексура юга Сибирской платформы контролирует размещение месторождений железа и других металлов трапповой формации, а также, возможно, коренные источники алмазов (Ансимов, Замараев, 1960; Замараев, Кузнецов, 1961). Становой глубинный разлом является рудоконтролирующей структурой нижнепротерозойской золоторудной и мезозойской редкометальной минерализации (Казьмин, 1962). Описаны особенности структуры, магматизма и минерализации Куйгинской зоны разломов (Флеров, 1960). Восточно-Саянский разлом перспективен на титан, железные руды и золото (Додин, 1964).

В Забайкалье выявлены участки локализации рудных минералов, приуроченные либо к местам пересечения взаимно перпендикулярных поясов скрытых разломов, либо к местам соединения оперяющих трещин с главными разломами (Томсон и др., 1962); отмечена перспективность Гусино-Удинского разлома (Очирцев, 1961).

Наконец, в ряде работ рассматривалась роль глубинных разломов в формировании эндогенных месторождений Тувы (Кудрявцев и Мамин, 1960), Алтая (Дистанов, 1962), Тянь-Шаня (Карпова, 1960а, б; Помазков, 1962), Казахстана (Сатпаев, 1953; Щерба, Колмогоров и др., 1962) и многих других районов.

На примере одного из разломов Кандыктасских гор в Южном Казахстане Н. П. Лаверов и Б. П. Власов (1962) выявили «ярусную зональ-

ность» размещения разновозрастных рудопроявлений. По их данным, в пределах нижних структурных этажей в зоне этого разлома располагаются нижнепалеозойские кварцевые и кварцево-карбонатно-пиритовые жилы, а также ранние герцинские существенно медные проявления; в верхнем этаже развита преимущественно поздняя герцинская свинцово-цинковая минерализация.

В итоге всех этих исследований наметились следующие основные закономерности рудообразования в связи с глубинными разломами.

Глубинные разломы осуществляют как косвенный, так и прямой контроль в размещении эндогенных месторождений, во-первых, влияя на формирование структурно-фациальных зон с их особенностями рудных коллекторов и, во-вторых, являясь путями для проникновения к земной поверхности рудоносных интрузий и гидротермальных растворов (Пейве, 1956в; Щерба, Колмогоров и др., 1962).

Одни из месторождений пространственно и генетически связаны с видимыми на поверхности телами магматических пород, другие не имеют такой связи. Рудные узлы и протяженные рудные пояса обусловливаются непосредственно глубинными разломами, отдельные рудные тела и месторождения — вторичными разрывами (Пейве, 1956в). Более важное значение в формировании молодых месторождений рудных областей имеют зоны повышенной трещиноватости (Радкевич и др., 1956).

На ранней стадии развития глубинных разломов возникают месторождения хромитов, титаномагнетитов, платиноидов, на поздней — пояса телетермальных месторождений, особенно месторождений цветных и редких металлов (Смирнов, 1961). Соответственно этому различаются две группы глубинных разломов — джалаир-найманского и успенского типов. Первые характеризуются внедрениями ультраосновных и основных интрузий и металлогенией ранних стадий, вторые — внедрениями гранитов и вторичной гидротермальной минерализацией поздних стадий (Пейве, 1956а). Иногда эти разломы называются фемическими и сиалическими (Хорева, 1962). Рудные пояса ранних или поздних стадий развития названы простыми, моностадийными, рудные пояса, формирующиеся в обе стадии,—комбинированными, дистадийными (Смирнов, 1961).

В литературе высказывалось мнение, что формирование поясов магматических пород и рудных месторождений как самостоятельных металлогенических элементов складчатых областей происходит либо только на ранних, либо на поздних стадиях развития коры и не происходит в средние стадии, отвечающие времени наибольшего сжатия и складкообразовательных движений. Однако примеры соскладчатых гранитных батолитов на Колыме или некоторых гранитных поясов надвиговых зон Центрального Казахстана не укладываются в эту схему. Некоторые авторы допускают, что магма и сама может быть источником складкообразующих движений. Кроме того, напряжения сжатия при общем складкообразовании действуют преимущественно в одном главном направлении, тогда как в других направлениях могут развиваться усилия растяжения; трещины, обусловленные действием этих последних, могут служить путями для проникновения рудоносных растворов с глубины.

Из приведенных и других материалов по рудным месторождениям следует вывод, что глубинные разломы служат основными путями миграции рудных растворов к поверхности и основными зонами концентрации рудных месторождений в земной коре. Некоторые авторы связывают с глубинными разломами локализацию нефтяных и газовых месторождений (Кудрявцев, 1963; Бескровный и др., 1963).

* * *

Краткий обзор истории развития взглядов на глубинные разломы и основных современных представлений о них показывает, что эти феноменальные структурные элементы имеют планетарное значение и свой-

ственны складчатым областям разного возраста, древним и молодым платформам, щитам, а также тектоническим формам дна океанов. В плане разломы составляют прямолинейные, реже дугообразные системы нескольких направлений и расположены симметрично по отношению к оси вращения Земли.

Глубинные разломы оказывали многостороннее, прямое или косвенное влияние на морфологию и развитие буквально всех структур земной коры. С ними связано заложение геосинклиналей, и они же служат границами платформ и орогенных областей. Глубинные разломы контролируют магматизм, причем меняющийся характер движений по разломам и разная их глубина определяют закономерности пространственного размещения магматических пород и характер их петрографического состава. Наиболее крупные рудные пояса также обнаруживают генетическую связь с глубинными разломами. Наконец, в зонах длительно развивающихся глубинных разломов в зависимости от направления перемещений крыльев формируются свои комплексы отложений и свои группы складок с соответствующим стилем строения.

Из изложенного видно, насколько многообразны глубинные разломы и как еще много разноречий, неясностей и просто путаницы в их интерпретации. В самом деле, в категорию глубинных разломов включаются нарушения длиной и в первые сотни и в тысячи километров, а шириной от нескольких до многих десятков километров. Разломы намечаются и по границам основных тектонических структур, но могут охватывать по ширине не только отдельные геосинклинали, но и целые геосинклинальные пояса. Глубинными одинаково считаются разломы с глубиной как в первые десятки километров, так и в сотни, т. е. нарушения и коровой оболочки и глубоких недр мантии. По некоторым глубинным разломам перемещения крыльев не обнаруживаются, но по другим амплитуда таких перемещений колеблется от сотен метров до 10—15 *км* по вертикали и от нескольких километров до первых сотен километров по горизонтали. Одни глубинные разломы сопровождаются магматическими внедрениями, другие амагматичны.

Очевидно, назрела необходимость классификации глубинных разломов, чтобы можно было легко разобраться в наблюдаемом многообразии их типов и разновидностей. В последние годы попытки систематизации глубинных разломов предпринимались неоднократно, о чем уже говорилось выше. Они группировались по их тектоническому положению, по ориентировке, по характеру и направлению перемещений крыльев, по форме и составу магматических внедрений, по глубине. Однако все эти попытки нельзя считать в полной мере успешными. Главные свойства разломов, в том числе и их глубина, как сейчас выясняется, кардинально изменяются в процессе эволюции земной коры, от этапа к этапу. Поэтому долгоживущие разломы (а глубинные разломы все долгоживущие), соединяя в себе черты нарушений различного типа, далеко не всегда находят место в существующих классификациях, поскольку в последних не учитывается фактор времени. Дело усугубляется еще и тем, что глубинные разломы, обладающие огромными, необозримыми размерами, не всегда возможно геологически или геофизически проследить по простиранию и на глубину. Недостаток фактического материала исследователи нередко компенсируют воображением.

Если принимать во внимание все разломы, отмеченные в разных работах в качестве глубинных, то последние с нашей точки зрения совершенно необходимо подразделить на две большие группы — разломы гипотетические и разломы конкретные, резко отделив их друг от друга.

К числу гипотетических следует отнести, во-первых, глубокие (100—300 *км*) и сверхглубокие (400—700 *км*) разломы, установленные в каждом случае соединением очагов глубокофокусных землетрясений в одну зону. Сейчас вообще мало что известно о физическом состоянии веще-

ства на глубинах в сотни километров и трудно что-либо сказать о том, в какой форме там выражены разломы. С другой стороны, разломы нередко выявляются по очагам глубокофокусных землетрясений с большим разбросом. Поэтому они охватывают огромные по ширине мобильные зоны, практически равнозначные геосинклинальным поясам, и не поддаются точным терминологическим определениям. Отнесение таких нарушений в разряд глубинных разломов нельзя, по-видимому, признать правильным.

Конечно, это не исключает присутствия в мобильных зонах глубинных поверхностей скалывания или разрыва, обнаруженных в последнее время по периферии современных островных дуг (периокеанические разломы), хотя их интерпретация на огромную глубину и не всегда представляется надежной.

Во-вторых, гипотетическими в какой-то мере являются крупнейшие разломы океанического дна (рифтовых зон, глубоководных желобов и т. д.), особенно те, которые протягиваются на тысячи километров, опоясывая чуть ли не весь земной шар (Starnes, 1960). Подобные разломы (последние) кажутся просто сомнительными.

В-третьих, гипотетическими надо считать некоторые глубинные разломы материков, проводимые по громадным полям вулканических пород или по поясам обширных гранитных батолитов на расстояния в тысячи километров. Сюда же относятся отдельные поперечные глубинные нарушения типа Транссибирского линеамента (Драгунов, 1962) или Каратау-Памирского глубинного разлома (Якубов и Борисов, 1962); впрочем, упомянутые разломы в действительности, скорее всего, не существуют.

Основным дефектом в определении гипотетических глубинных разломов, таким образом, является их шаткое обоснование. Совершенно неясна также морфология этих нарушений. Разломы, как правило, равновелики крупным геотектоническим структурам, совпадают с ними, и это вызывает непреодолимую терминологическую путаницу. Более правильно, с нашей точки зрения, исключить подобные нарушения из числа глубинных разломов и дать им, может быть, какое-нибудь новое обозначение.

В отличие от гипотетических, конкретные глубинные разломы имеют характер четких тектонических швов, видимых на поверхности, в обнажениях или легко устанавливаемых геофизическими методами (см. стр. 29). Они расположены по краям крупных структурных элементов и обладают определенными размерами, формой, а также тем или иным типом движений крыльев. Они рассекают различные горизонты земной коры и продолжаются в верхнюю мантию; их глубина достигает нескольких десятков километров (вероятно, не более 100 *км*) от дневной поверхности. Длина таких разломов — сотни километров, ширина — несколько километров (сбросы, сдвиги) или первые десятки километров (надвиги, раздвиги). Вместе с приразломными структурами ширина зон разломов бывает иногда очень большой. Длительное, многофазное развитие глубинных разломов запечатлено в формациях осадочных и магматических пород их крыльев, а также в структуре последних.

Конкретные глубинные разломы, как они понимаются нами, более всего отвечают глубинным разломам в первоначальном определении А. В. Пейве (1945), и именно они составляют предмет исследования и характеристики в настоящей работе. Следует, однако, сделать оговорку, что одна из выделяемых здесь групп конкретных разломов, а именно глубинные раздвиги, представляют собой морфологически довольно расплывчатые зоны растяжения. Собственно раздвиговые швы на поверхности чаще всего бывают не видны. Они перекрыты обширными впадинами, которые, в свою очередь, осложнены вторичными сбросами, безамплитудными разломами, зонами дробления, проницаемости и т. д.

Тем не менее выделение глубинных раздвигов (точнее, раздвиговых зон) целесообразно, так как они, будучи непосредственно связанными с глубинными надвигами, делают более понятными общие закономерности горизонтально-глыбовых движений земной коры.

Важнейшим в изучении конкретных глубинных разломов мы считаем исследования движений их крыльев и различной глубинности их сместителей. Разработка этих вопросов по существу только начинается. Чрезвычайно интересна также проблема динамических и кинематических связей разломов того или иного типа в пространстве и особенно во времени. Эта проблема, заключающаяся в определении возраста разломов и выяснении их типа в отдельные стадии развития, остается пока еще нерешенной даже для небольших районов. Данные, которые можно получить при разработке всех этих проблем, по-видимому, будут в значительной мере способствовать созданию комплексной классификации глубинных разломов.

### 3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

В последние годы в изучении глубинных разломов важную роль приобрели геофизические методы исследований, эффективные во всех структурных областях, а в особенности на закрытых и плохо обнаженных территориях.

Наиболее точными являются сейсмические методы, в частности глубинное сейсмическое зондирование, с помощью которых не только устанавливается сам факт проявления глубинного разлома в данном месте, но и выявляются некоторые весьма важные его количественные характеристики, как, например, относительная глубина проникновения разлома в земную кору, наклон сместителя, амплитуда вертикального смещения на глубине. Кроме того, по различной скорости прохождения волн в глубинных горизонтах создается некоторое вещественное представление о строении крыльев разлома на разных уровнях.

Как известно, региональные глубинные поверхности, разделяющие по вертикали горизонты с разной скоростью прохождения сейсмических волн, например поверхности Мохоровичича и Конрада, намечают подземный рельеф основных тектонических структур и в зонах глубинных разломов испытывают либо резкие перегибы, либо ступенчатые разрывы. Разделенные этими поверхностями глубинные горизонты («базальтовый» и «гранитный» слои) скачкообразно или сравнительно резко изменяют свою мощность.

В Северном Тянь-Шане (Гамбурцев и др., 1955, 1957) абсолютная глубина поверхности Мохоровичича колеблется от 40 до 50 *км*, поверхности «базальта» — от 8 до 20 *км*. Под системой хребтов Кунгей- и Заилийского Алатау мощность «базальтового» слоя составляет 40—42 *км*, а севернее под соседней Илийской впадиной — 24—26 *км*. Названные структуры разделены крупными разломами северо-восточного направления (Актюзским и др.). Глубинный профиль зоны сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины, по тем же данным, еще более нагляден: под впадиной поверхность «базальта» залегает примерно горизонтально, затем она образует прогиб и после этого ступенчато начинает подниматься, намечая в предгорьях Киргизского хребта зону еще одного разлома. Интересно, что на профиле Северного Тянь-Шаня «базальтовый» слой имеет форму двояковыпуклой линзы.

На основе данных глубинного сейсмического зондирования В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов (1962) определили вертикальную составляющую смещения для ряда разломов Тянь-Шаня. При этом выяснилось, что многие разломы в подошве земной коры и на ее поверхности находятся друг под другом и, следовательно, являются вертикальными нарушениями. Линия Николаева, разделяющая Нарынский и Киргизский

блоки, прорезает земную кору по всей ее глубине и смещает поверхность Мохоровичича по вертикали на 10 *км*. По Атбашинскому разлому подошва земной коры смещена на 15 *км*, по Южно-Ферганскому — на 20 *км*, по разлому на границе Киргизского хребта и Чуйской впадины более чем на 10 *км*. Близкие амплитуды смещения подошвы коры установлены также по глубинным разломам Ферганы и других районов Тянь-Шаня. Мощность же земной коры, разбитой упомянутыми разломами, колеблется от 35 до 65 *км*.

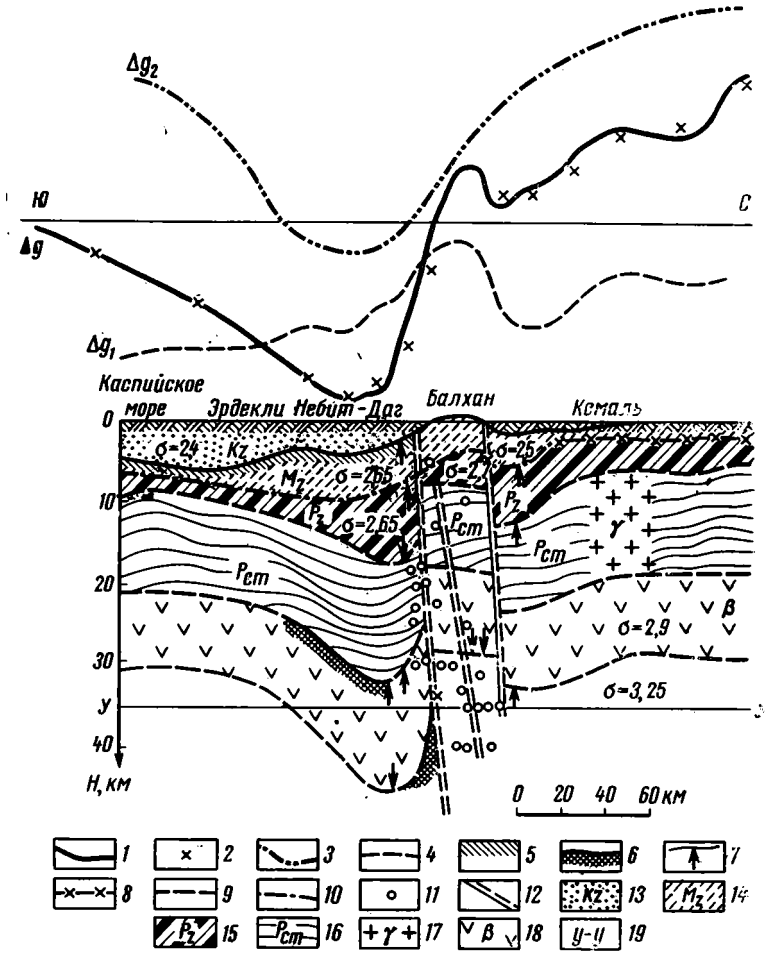
В Памиро-Алае, по И. П. Косминской и др. (1958), глубина поверхности «базальтового» слоя изменяется от 15 до 40 *км*, поверхности Мохоровичича — от 45 до 70 *км*. Обе границы с севера на юг погружаются, однако под Алайской долиной, перед фронтом Вахшского надвига, подошва земной коры претерпевает резкий подъем. Мощность «базальтового» слоя к северу от Алайской долины составляет 25—30 *км*, к югу — 20—25 *км*. Мощность «гранитного» слоя, наоборот, больше на юге (30—35 *км*) и меньше на севере (15—25 *км*). Полоса, где мощности «гранитного» и «базальтового» слоев практически одинаковы, располагается, по И. П. Косминской, примерно на границе герцинид Южного Тянь-Шаня и альпийских структур Северного Памира, т. е. вдоль Алайской долины (где как раз и проходят крупные разрывные нарушения.— *А. С.*).

В Центральном Казахстане глубинное сейсмическое зондирование по линии Балхаш — Темиртау показало, что мощность земной коры равна 32—47 *км* (Казанли и др., 1959). В ряде мест на поверхности Мохоровичича установлены желобообразные депрессии, с которыми пространственно совпадают проявления редкометального оруденения. На схематическом сейсмическом разрезе под Токрауской впадиной в интервале глубин 10—25 *км* отчетливо намечаются два ступенчатых перегиба глубинных границ. Эти перегибы находятся не друг под другом, а несколько сдвинуты по горизонту и попадают на одну, наклоненную к югу линию, на поверхности совпадающую с крайним южным разломом Успенской надвиговой зоны, также падающим в южных румбах (Суворов, 1963а).

По данным Г. Н. Щербы и А. А. Попова (1962), границы желобов и гребней в поверхности Мохоровичича под структурами Центрального Казахстана характеризуются резкими градиентами мощностей земной коры. В вертикальном разрезе они выражены уступами или крутыми ступенчатыми перегибами подошвы коры. Эти элементы структуры прослеживаются в трех направлениях и имеют длину до 300—400 *км*. В ряде случаев они совпадают с глубинными подвижными зонами, выделенными Г. Н. Щербой по гранитоидным поясам.

Резкие погружения поверхности Мохоровичича установлены в Западной Туркмении. Мощность земной коры в пределах Большого Балхана составляет 30 *км*, а в районе Прибалханской депрессии — до 45—48 *км*. Скачок в мощности коры (15—18 *км*) происходит в зоне сочленения Большого Балхана и Прибалханской депрессии на расстоянии 20—30 *км* (Бескровный и др., 1963). По Ю. Н. Годину (1959), зона крутого погружения поверхности Мохоровичича нарушена глубинными разломами (фиг. 1), она также сейсмична, и, судя по данным магнитометрии, с ней связаны на глубине основные и ультраосновные интрузии.

В Азербайджане аналогичная ступень отмечена глубинным сейсмическим зондированием несколько западнее меридионального течения р. Куры. Высота ступени по поверхности «базальта» составляет 9 *км*. Ступень интерпретируется как разрыв или как флексура (Куликов, 1961). На Украине ступени в крыльях Днепровского грабена сопровождаются резкими изменениями мощности «базальтового» слоя (Демиденко и др., 1963), причем этот слой в вертикальном разрезе имеет форму двояковогнутый линзы, разбитой внутри и ограниченной по краям глубинными разломами.




Фиг. 1. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Южный Каспий — Большой Балхан-Туаркыр. Составил Ю. Н. Годин, 1958 г.

*1* — аномалии силы тяжести в редукции Буге по данным полевых гравиметрических наблюдений; *2* — $\Delta g$ — расчетные значения аномалий силы тяжести для представленного разреза; *3* — $\Delta g_2$ — аномалии силы тяжести, обусловленные влиянием рельефа поверхности Мохоровичича (подошвы земной коры $\sigma = +0{,}55$ *г/см*³); *4* — $\Delta g_1$ — аномалии силы тяжести, обусловленные влиянием слабометаморфизованной осадочной толщи ($\sigma$ = от 0,2 до 0,4 *г/см*³); *5—10* — границы раздела: *5* — по данным КМПВ, *6* — по данным ГСЗ, *7* — по результатам обработки волн землетрясений, *8* — по аэромагнитным данным, *9* — вычисленные по гравиметрическим данным с учетом сейсмических и других материалов, *10* — условные, с учетом геофизических данных; *11* — очаги землетрясений; *12* — предполагаемые глубинные разломы по геофизическим данным; *13* — отложения кайнозоя; *14* — отложения мезозоя; *15* — отложения палеозоя; *16* — преимущественно гнейсы; *17* — возможные граниты; *18* — «базальтовый» слой; *19* — условная линия мощности земной коры со средней плотностью 2,7 *г/см*³

В зависимости от рельефа и толщины отдельных глубинных горизонтов земной коры, определенных сейсмическими методами, по-видимому, меняется характер проявления глубинных разломов. Известно, например, что корни гор под Альпами образованы главным образом вследствие утолщения «гранитного» слоя, а под Сьерра-Невадой — вследствие утолщения «базальтового» слоя. По Б. Гутенбургу такие отличия связаны с тем, что в Сьерра-Неваде развиты преимущественно блоковые перемещения, а в Альпах — напряженная складчатость. В Средней Азии и Казахстане также подмечено, что глубинные прямые и обратные сбро-

сы обычно проявляются в районах с утолщенным «базальтовым» слоем (Северный Тянь-Шань, Туркестано-Алайская система), тогда как глубинные надвиги и взбросы более свойственны районам с утолщенным «гранитным» слоем (Успенская зона, Северный Памир) (Суворов, 1963а).

Глубинные разломы не только устанавливаются по изгибам и изломам глубинных сейсмических «слоев», но и характеризуются вполне определенными сейсмическими признаками. По Ю. Н. Годину (1959), например, зонам разломов соответствуют либо характерные зоны затухания сейсмических волн, либо типичные изломы годографов вступлений преломленных волн, либо дифрагированные волны. В рыхлом покрове разломы нередко проявляются в виде зон с хаотическим расположением отражающих площадок.

Глубинные геофизические исследования Балтийского щита (Грачев и др., 1960) показали, что в зонах глубинных разломов на встречных годографах появляются разрывы в корреляции, резкие изменения интенсивности записи и сильное затухание глубинных волн. Здесь же располагается и большинство интервалов профиля, на которых при параметрических сейсмозондированиях установлены вертикальные контакты, частые изменения скорости в горизонтальном направлении и участки с аномально пониженной скоростью. Выявленные по сейсмическим признакам аномальные зоны в пределах Балтийского щита совпали с зонами сочленения разных структур (например, беломорид и карелид) и развития гранитоидных интрузий; они же соответствуют и ориентировке гидросети.

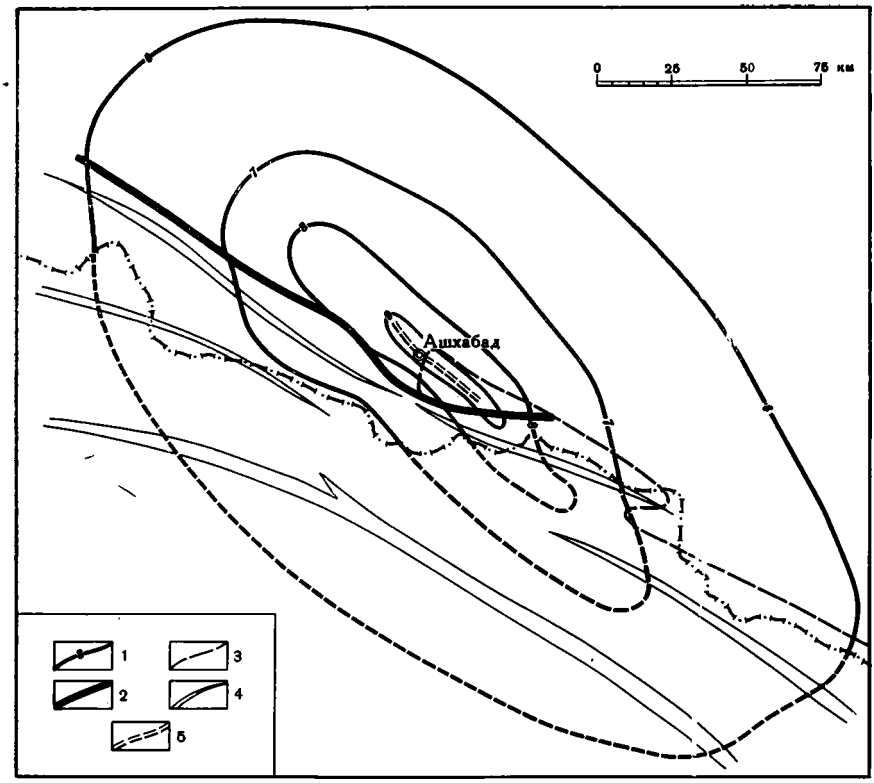
Если глубинное сейсмическое зондирование дает материал о корнях глубинных разломов, то верхние части этих последних отлично исследуются методом отраженных волн (до глубины 4—5 *км*) и корреляционным методом преломленных волн (более 4—5 *км*).

При сейсморазведке методом преломленных волн (КМПВ) глубинные разломы фиксируются, во-первых, по изгибам, разрывам и смещениям местных границ. Во-вторых, они выявляются как зоны аномально высокого затухания упругих волн (Андреев, 1960). В-третьих, признаками разломов служат изменения на сейсмограммах динамических особенностей записи при переходе преломленной волны в дифрагированную и соответствующая характерная форма годографов (Некрасов, 1959).

При использовании метода КМПВ наиболее совершенным является трассирование сбросов и определение их амплитуды с помощью непродольного профилирования. По Ю. Е. Некрасову, влияние сброса на непродольный годограф, направленный вкрест его простирания, оказывается более значительным, чем влияние сброса на продольный годограф. Для определения амплитуды вертикального сброса лучше всего использовать непродольные годографы, полученные при положении пункта взрыва над сбросом. Менее точно амплитуда определяется при положении пункта взрыва на каком-то расстоянии от нарушения, причем если этот пункт был над опущенным крылом, точно установить местоположение сброса невозможно.

При использовании метода отраженных волн (МОВ) нарушения наиболее отчетливо выделяются на сейсмограммах, полученных способом плоского фронта, и менее отчетливо, если сейсмограммы получены способом одноточечного профилирования. Это объясняется тем, что при способе плоского фронта имеется возможность выделить дифрагированную волну по форме годографа, которая отличается от формы годографа отраженной волны, в то время как годографы дифрагированных и отраженных волн в способе сферического фронта имеют одинаковую форму (Хараз, 1963).

Сопоставление результатов сейсмических исследований методами КМПВ и МОВ с данными структурно-поисковых скважин создает




Фиг. 2. Изосейсты Ашхабадского землетрясения (Медведев, 1961).

*1* — изосейсмальные кривые с указанием балла; *2* — линия тектонического разрыва; *3* — линия предполагаемого тектонического разрыва; *4* — оси антиклиналей; *5* — эпицентральная ось Ашхабадского землетрясения

уверенные предпосылки для трассирования глубинных разломов по их простиранию (Смелянский, 1963).

Сейсмические методы исследования глубинных разломов, особенно глубинное сейсмическое зондирование, тесно смыкаются с другими методами сейсмологии, в частности с методами изучения землетрясений. Общепринято считать, что многие разломы являются источником землетрясений, а очаги этих последних укладываются в протяженные сейсмические зоны или пояса (фиг. 2). Предполагается (Гутенберг и Рихтер, 1948, стр. 130), что «сейсмические зоны делят всю поверхность земного шара на блоки, внутренние части которых можно считать асейсмичными».

В аспекте глубинных разломов чрезвычайно важно различать нормальные, или коровые, землетрясения с глубиной очага меньше 60 *км* от подкоровых землетрясений — промежуточных (60—300 *км*) и глубоких (более 300 *км*), по которым можно судить об относительной глубине современных мобильных зон Земли.

О действительном состоянии вещества под земной корой по существу пока еще ничего не известно, и механизм заложения и развития разломов на таких глубинах также остается неясным. Конечно, трудно увязывать глубокофокусные землетрясения с разломами твердой коры, которые можно наблюдать на дневной поверхности. Однако глубинные сейсмические профили показывают, что в каждом данном сейсмическом поясе очаги землетрясений располагаются снизу вверх на всех глубинах, в том числе в верхних частях коры, в зонах видимых разломов. Это говорит, скорее всего, о том, что землетрясения разной глубины являют-

ся следствием единого механизма, в котором определенное значение принадлежит как коровым, так и подкоровым разломам. Б. Гутенберг и К. Рихтер полагают, что все землетрясения (неглубокие и глубокие) указывают на процессы разрыва под влиянием срезывающих напряжений, которые, по их мнению, происходят вплоть до глубин 700 *км*.

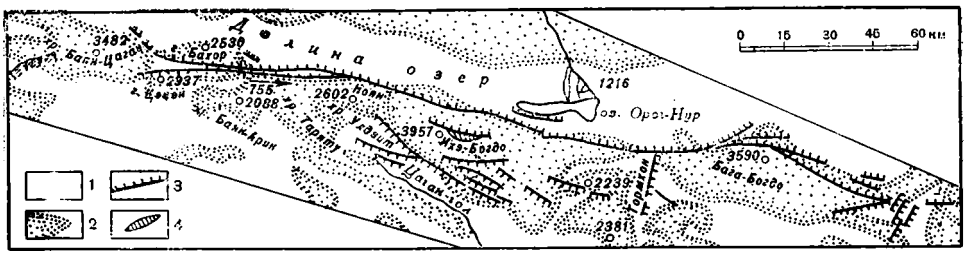
Самые глубокие землетрясения известны по окраинам Тихоокеанского пояса, промежуточные — в Средиземноморской и Трансазиатской зонах. На поперечном профиле через Северную Японию очаги землетрясений располагаются по гипотетической поверхности, погружающейся под острова на глубину 700 *км*. Эта поверхность была интерпретирована как надвиг материковых структур на структуры океана и в такой трактовке принята большинством ученых, в том числе у нас в СССР, хотя на этот счет сейчас появились большие сомнения.

В Средней Азии широко известна Памиро-Гиндукушская сейсмическая зона промежуточных землетрясений, совпадающая по линии Хорог — Мургаб с дугообразными разломами между Центральным и Южным Памиром. По Н. А. Введенской (1961), ширина эпицентральной полосы этой зоны равна 50 *км*, глубина очагов — 250 *км*. Поскольку очаги землетрясений находятся здесь на глубинах, меньших 250 *км*, Н. А. Введенская полагает, что сейсмическая зона и связанная с ней на поверхности система разломов имеют крутое залегание. Однако по отдельным отрезкам приведенного ею профиля (особенно по отрезкам АБ и ВГ) отчетливо видно, что очаги землетрясений вкрест простирания тектонической структуры, с северо-запада на юго-восток, постепенно углубляются и намечают в подошве поверхность, сравнительно полого (40—45°) падающую в юго-восточных румбах. Возможно, эта поверхность, некоторым образом аналогичная Северо-Японской,— надвиговая, и по ней происходит общее глубинное смещение структур Южного Памира и соседних зарубежных районов в сторону Тянь-Шаня, как это сейчас устанавливается геологическими методами (Пейве и др., 1964).

Коровые землетрясения по сравнению с подкоровыми распространены более широко, практически во всех молодых подвижных тектонических структурах, и их связь с глубинными разломами носит более конкретный характер. Считается, например, что подобная связь имеет место, если: 1) линейный эпицентр совпадает с линией разрыва; 2) цепочка эпицентров, найденных по данным сейсмических станций, ложится на линию тектонических разрывов; 3) вдоль разрыва обнаруживаются новейшие подвижки, совпадающие по времени с моментом землетрясения (Горшков, 1949).

Еще И. В. Мушкетов и К. И. Богданович отметили приуроченность некоторых сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня к видимым на поверхности нарушениям, которые они называли линеаментами. Позднее А. А. Егоров (1944) путем вычислений и статистической обработки сейсмических данных определил расположение одной из активных эпицентральных зон Северного Тянь-Шаня и установил, что она совпадает с зоной Большого Кебинского разлома. На основании многолетних инструментальных наблюдений он отметил также, что указанный разлом является местом, где сосредоточены эпицентры, которые мигрировали вдоль него с течением времени. Глубина очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня, изученных в последующие годы с наибольшей точностью, была определена в пределах 15—23 *км* (Введенская и Фогель, 1957), что в какой-то мере позволяет судить о глубине развитых здесь современных разломов.

В качестве другого примера коровых сейсмических зон Средней Азии можно указать внешнюю зону Памира, заключенную между Вахшским и Каракульским надвигами. По И. Е. Губину (1960 и др.), очаги землетрясений находятся здесь на глубинах до 3—6 *км* вдоль северного фронта зоны, углубляясь к югу до 6—10 *км*. Эпицентры располагаются либо




Фиг. 3. Схема расположения главных разломов, образовавшихся при Гоби-Алтайском землетрясении 4 декабря 1957 г. (Флоренсов, 1958).

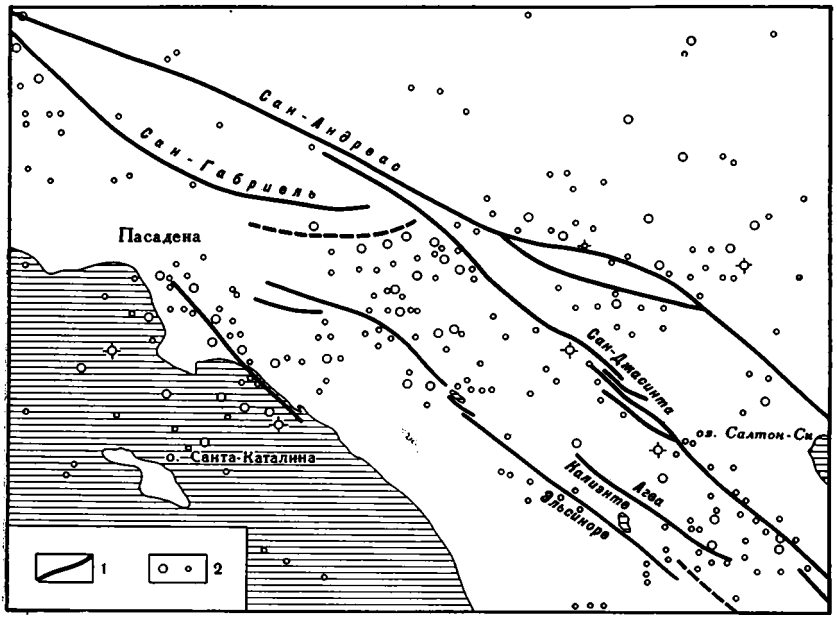
*1* — межгорные впадины; *2* — горные массивы; *3* — главные разломы; *4* — район обвалов

непосредственно на Вахшском покрове, либо вдоль линий сопутствующих тыловых надвигов. Г. П. Горшков (1949) также указывал, что эпицентральная область Файзабадского землетрясения внешней зоны Памира была сильно вытянута в широтном направлении и совпадала с линией надвига, рассекающего меловые отложения северных склонов Сурхобского хребта. Заметим, что углубление очагов землетрясений внешней зоны Памира с севера на юг соответствует наклону большинства распространенных здесь надвигов.

С целым рядом землетрясений связано образование сложной системы трещиноватости, вытягивающейся в отдельных районах на многие десятки километров в виде поясов или зон. Таков, к примеру, район Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г., эпицентр которого пришелся на крупный Долиноозерский разлом древнего заложения. Как показывает фиг. 3, перистый характер расположения мелких трещин относительно главной трещины в зоне этого разлома свидетельствует о преобладании в ней в момент землетрясения сдвиговых напряжений.

Поскольку сейсмические очаги приурочены к зонам сочленения различных структур и к зонам глубинных разломов, разрушительная сила землетрясений находится в зависимости от скорости тектонических движений в пределах этих структур. По М. В. Гзовскому и др. (1960), чем больше градиент скорости тектонических движений в зонах сочленения, тем больше повторяемость в них сильных землетрясений, соответствующих по энергетической характеристике 15 классу ($E=10^{15}$ *дж*), и тем больше сейсмическая опасность. По этому принципу на примере центральной части Тянь-Шаня были выделены: 1) полосы первой категории протяженностью более 1000 *км* и шириной в несколько десятков километров; 2) полосы второй категории меньшего размера; 3) полосы третьей категории длиной менее 100 *км* при ширине до 10 *км*. Выяснено, что полосы первой и второй категорий совпадают с крупными глубинными разломами и с ними связаны наиболее разрушительные землетрясения; они ограничивают Тянь-Шаньское поднятие в целом или отдельные крупные участки внутри этой структуры. Полосы третьей категории являются границами локальных впадин; здесь хотя и возможны девятибалльные землетрясения, но, в отличие от полос первой и второй категорий, они должны проявляться на меньшей площади, быть более локальными за счет меньшей энергии и меньшей глубины очага.

Наряду с приуроченностью очагов землетрясений к вертикальным и наклонным границам в земной коре, соответствующим разного рода глубинным разломам (сбросам, надвигам и сдвигам), в некоторых районах Средней Азии отмечается концентрация очагов в пределах отдельных глубинных горизонтов. Так, по В. И. Уломову (1962), повышенная плотность очагов землетрясений наблюдается в областях с большой мощностью гранитного слоя, причем очаги в большинстве тяготеют к зоне перехода от «гранитного» слоя к «базальтовому». Он также отметил,




Фиг. 4. Схема расположения эпицентров землетрясений и разломов Калифорнии. По Гутенбергу и Рихтеру (Андреев, 1960)

*1* — сдвиги; *2* — эпицентры землетрясений

что главнейшие нарушения сплошности горных пород приурочены к областям относительно резкой перемены величины средней вертикальной плотности очагов. Все это в какой-то мере подтверждает недавно высказанное предположение (Пейве, 1960) о дизъюнктивной природе основных сейсмических границ, например поверхностей Мохоровичича или Конрада, которые можно представить как очень пологие или горизонтальные поверхности глубинного скольжения.

При обилии толчков разной степени интенсивности в сейсмически активной местности, сильно нарушенной разломами, картина расположения эпицентров в пространстве иногда усложняется. Б. Гутенберг и К. Рихтер (1948), например, отмечают, что в Калифорнии отсутствует связь между мелкими второстепенными толчками и основными разломами. По их мнению, большинство слабых толчков расположено близко к тому или иному из многочисленных второстепенных сбросов. Только наиболее сильные толчки, более 4 баллов, оказываются связанными с крупными разломами (фиг. 4).

Опыт советских сейсмологов показал, что регистрация микроземлетрясений, организованная соответствующим образом, все же позволяет трассировать глубинные разломы по их простиранию. В этих целях было предпринято изучение микроземлетрясений в зоне Большого Таймырского глубинного разлома (Киселев, 1961). Наблюдения производились непосредственно над очагами землетрясений. Запись микроземлетрясений характеризовалась тем, что в определенный момент времени вступала резко интенсивная волна, за первым вступлением через различные интервалы времени следовала вторая, третья и т. д. Общая длительность колебаний до полного успокоения составляла 5—7 минут, причем частота колебаний на всем протяжении записи оставалась постоянной (4—5 *гц*). В результате были зарегистрированы только вертикальные микроземлетрясения и не было отмечено ни одного микроземлетрясения, которое было бы удалено от станции наблюдения на расстояние, большее, чем глубина очага. Это дало основание сделать вывод о сравни-

тельно одинаковом сейсмотектоническом состоянии различных участков Большого Таймырского разлома и об отличиях их от участков вне зоны разлома.

Чрезвычайно интересны закономерности в направлении осей главных напряжений в различных сейсмических очагах, выявленные на основе инструментальных наблюдений над объемными волнами. Вероятно, направления осей напряжений в очаге зависят от характера движений по глубинному разлому, к которому очаг приурочен, следовательно, по напряжениям можно судить о направлении движений в зоне разлома во время землетрясения.

Как выяснено Е. И. Широковой (1962), в очагах большинства землетрясений Кавказа сжимающие напряжения действуют в направлении, перпендикулярном простиранию структур или близком к нему; оси сжимающих напряжений образуют малые углы с горизонтальной плоскостью, причем направление падения оси соответствует направлению падения склонов Главного хребта. Простирания возможных плоскостей разрыва в очагах совпадают с линиями основных разломов, которые, в свою очередь, параллельны простиранию поверхностных структур. Вторые возможные плоскости разрыва образуют разные углы с направлением простирания структур и разломов; они располагаются менее упорядоченно. Для очагов характерно преобладание движений типа надвигов (поддвигов) и взбросов (сбросов). Вдоль хр. Эльбурс присутствуют составляющие движения и в направлении простирания, и в направлении падения, с небольшим преобладанием надвигового компонента. В пределах хр. Загрос, где известен крупный разлом, движения в очагах землетрясений носят характер надвига, в некоторых участках — сдвига.

В Средней Азии, по данным того же автора, оси сжимающих напряжений многих землетрясений имеют направления, близкие к меридиональному, т. е. действуют, как и на Кавказе, почти перпендикулярно к основным горным цепям и разломам; оси растягивающих напряжений направлены почти вертикально. Этой системе напряжений отвечают напряжения как мелких, так и глубоких гиндукушских землетрясений. Для широтных разрывов характерны надвиговые подвижки, для меридиональных — сдвиговые.

Г. Д. Панасенко и З. С. Мешкова (1964), изучавшие с аналогичных позиций гиндукушские землетрясения, пришли к заключению, что субмеридиональная ориентировка и близкое к горизонтальному положение векторов напряжений, а также характер первого смещения (в фазе $P$) свидетельствуют о возникновении всех землетрясений Средней Азии вследствие активных перемещений гиндукушских масс горных пород в северном направлении, при пассивном противодействии этим движениям со стороны устойчивых или малоподвижных масс Тянь-Шаня.

О направлении смещений по разломам, с которыми связаны сейсмические толчки, некоторые исследователи судят по косвенным признакам, в частности по гидрогеологическим изменениям во время землетрясений. Известно, например, что землетрясения вызывают изменения в деятельности источников и временные или постоянные изменения уровней воды в колодцах. В связи с этим высказано предположение (Ворис, 1957), что сейсмические колебания уровней воды в колодцах контролируются силой землетрясений и количеством высвобожденной энергии, которые, в свою очередь, зависят от типа движений (например, сбросовых или сдвиговых).

Приведем, наконец, некоторые палеосейсмические данные, которые позволяют проследить преемственность сейсмогенных современных разломов от более древних. Сейсмическим катастрофам в недавнем прошлом подвергалось, например, Южное Прибайкалье, где сохранились следы палеодислокаций, а именно серии рвов длиной до 4,5 *км*, высотой

до 16 *м* и шириной от 6 до 20 *м*; здесь же наблюдаются зеркала скольжения в бортах этих рвов и неровные поверхности отрыва. По данным В. С. Хромовских (1963) отмеченные палеодислокации обнаруживают поразительное сходство с современными дислокациями, возникшими при катастрофическом Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. Как правило, сбросовые рвы Южного Прибайкалья имеют северо-восточное или широтное простирание, наследуя простирания основных древних структур района.

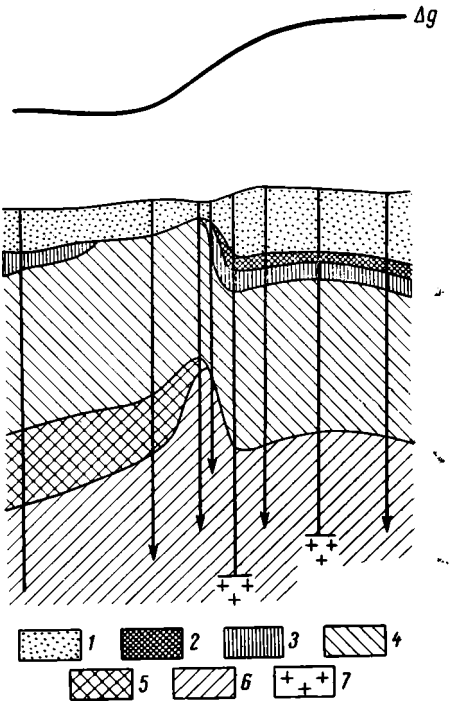
В Северо-Восточной Фергане также имеются следы древних землетрясений, приуроченные главным образом к области распространения нижнемеловых отложений. По Н. Н. Верзилину (1961), они выражены в разрезах нижнемеловых отложений в виде оползания пластических осадков, перераспределения в них вещества, дробления осадков, развития обвалов, образования нептунических даек и т. д. Н. Н. Верзилин считает, что ранний мел — время наиболее повышенной сейсмической активности всей Северо-Восточной Ферганы. Добавим, что эта часть Ферганы располагается между двумя крупными разломами северо-западного направления — Таласо-Ферганским и Восточно-Ферганским, которые отличаются сильными новейшими подвижками, причем с зоной Восточно-Ферганского разлома (по линии Ош — Андижан — Наманган) совпадают полосы наиболее разрушительных современных землетрясений (Суворов, 1954).

Наравне с сейсмическими методами в изучении глубинных разломов столь же широко применяются гравиметрические методы, хотя в смысле результатов они отличаются от первых меньшей точностью. С помощью гравиметрических методов устанавливаются положение разлома на поверхности и его приблизительная глубина; даются также плотностные характеристики крыльев и в некоторых случаях определяется направление движений по сместителю разлома.

Региональные гравитационные аномалии, фиксирующие глубинные разломы, резче всего выражены в геосинклинальных областях, особенно в районах интенсивного проявления альпийской складчатости. По Б. А. Андрееву (1960), для глубинного строения этих областей характерно расчленение земной коры на блоки, резко различные по составу и мощности. Блоки со значительным развитием «гранитного» слоя отличаются отрицательными региональными аномалиями, обычно приуроченными к приподнятым участкам. Блоки с малой мощностью коры, со слабым развитием «гранитного» слоя приурочены к морским бассейнам и отчасти к континентальным поднятиям, в пределах которых преобладают региональные положительные аномалии. Характер границ блоков и их нередкое совпадение с видимыми на поверхности разрывными нарушениями позволяют предполагать, что этими границами в большинстве случаев являются глубинные разломы.

В отличие от геосинклинальных областей, платформы разного возраста создают поля со слабо расчлененными аномалиями. Поэтому границам геосинклинальных областей с платформами, как считает Б. А. Андреев, соответствуют границы интенсивных региональных гравитационных аномалий. Устанавливаемые таким путем глубинные разломы в пространстве чаще всего оказываются со стороны геосинклиналей. Между краевыми прогибами и платформами на картах изоаномал или кривых $\Delta g$, построенных по профилям, переходы нередко бывают плавные, постепенные, но если в бортах платформ есть сбросы, они также получают выражение в характере гравитационного поля района.

Большинство полосовых аномалий на платформах совпадает с зонами сочленения структур 1-го порядка (антеклиз и синеклиз) и более мелких структур 2-го порядка. Особое значение, по А. Ш. Файтельсону (1954), имеют краевые части региональных аномалий, выраженные зонами высоких значений горизонтального градиента силы тяжести; эти




Фиг. 5. Кривая аномалии силы тяжести и разрез через платформенную структуру (Файтельсон, 1954).

*1* — мезозой; *2* — карбон; *3* — верхний девон, данково-лебедянские отложения; *4* — верхний и средний девон; *5* — верхние слои доживетских отложений; *6* — доживетские отложения; *7* — кристаллический фундамент

зоны характеризуются резкими изменениями геологических условий, и к ним приурочены флексурообразные структуры (фиг. 5).

А. А. Борисов и Ю. А. Косыгин (1961) вообще считают, что границы гравитационных аномалий состоят из прямолинейных отрезков, сходящихся под разными углами. Они предполагают, что эти границы в ряде случаев могут соответствовать разломам фундамента, а сами аномалии — блокам, испытавшим самостоятельные движения. По их мнению, гравитационные максимумы в одних случаях являются отражением подъема всего комплекса отложений, а в других — поднятий древних пород, которым могут соответствовать даже прогибы в молодых отложениях.

Связь гравианомалий с глубинными разломами довольно отчетливо устанавливается на структурах океанических дуг. Как известно, дуги расположены по границе сиалической коры Азиатского континента и симатической коры Тихого океана, с внутренней стороны андезитовой линии, отделяющей океанические базальтовые накопления от андезитов островных дуг. По выпуклой стороне дуг располагаются океанические желобы и связанные с ними крупные гравитационные аномалии отрицательного знака. На гравиметрических профилях зоны отрицательных аномалий вырисовываются как узкие и асимметричные понижения кривой $\Delta g$. По Венинг-Мейнецу (Vening-Meinesz, 1934), они вызваны скоплением сиалического материала, вдавленного вдоль океанических желобов в симу.

Глубинные надвиги океанических дуг, намеченные по расположению очагов глубокофокусных землетрясений, в верхних горизонтах коры приходятся как раз на участки, где резко уменьшается мощность сиаля по краям желобов; они же образуют и корневую зону отрицательных гравианомалий. Считают, что присутствие глубинных надвигов по границе структур материка и океана вполне объясняет наблюдаемое здесь вдавливание легкого сиаля в тяжелую симу.

Наиболее убедительный пример связи глубинных разломов с гравианомалиями представляет район о-ва Сицилии, подробно охарактеризованный О. Веккия (1960). Изостатические аномалии с наибольшей отчетливостью проявляются вдоль северного берега острова. Аномалии были получены путем «снятия» масс, находящихся поверх геоида, «заполнения» морей материалом с плотностью «гранитного» слоя и устранения обратной корреляции между силой тяжести и главными чертами земного рельефа. Аномалии совпали с сейсмическими зонами. По северному берегу острова, по внутреннему и внешнему краям изостатической зоны следуют две цепочки очагов землетрясений. Согласно данным изучения подводных сейсм внутри Сицило-Калабрийской береговой дуги

и дуги известных здесь островных и подводных вулканов существует дуга более глубоких сейсм (от 70 до 300 *км*). Эти сейсмы образовались по плоскостям разлома, падающим к морю под углом 60° и выходящим к поверхности на северном берегу Сицилии, где проходят изостатические аномалии.

В центральной части Северо-Американской платформы, к юго-западу от оз. Верхнего, зона положительных и отрицательных аномалий, интенсивностью в десятки миллигал, соответствует грабену в древних докембрийских образованиях. Зона прослежена на расстоянии свыше 1200 *км*. Гравитационные максимумы отвечают выходам по разломам магматических пород основного состава на поверхности фундамента, а минимумы — опущенным блокам, в пределах которых основные породы перекрыты мощной толщей осадочных докембрийских и палеозойских отложений (Thiel, 1956).

В Европе, по О. Веккия (1960), хр. Юра очерчивается положительной гравитационной аномалией, причем область максимальных значений положительной аномалии расположена близ западного края хребта, где на поверхность выходят древние горные породы и обнажается крупный пограничный разлом. Параллельно разлому (еще ближе к его плоскости) простирается положительная аномалия вертикальной магнитной составляющей, отмечающая выход полосы основных пород. Положительная гравитационная аномалия представляет собой продолжение положительной аномалии Вогез и, по-видимому, аномалий всего западного края Рейнского грабена.

В Казахстане работами Д. Н. Казанли (1955) установлена зона повышенных, линейно вытянутых градиентов $\Delta g$, протяженность которой превышает 900 *км*. Зона начинается у южного окончания хр. Улутау и следует далее в северо-восточном направлении до северо-западного окончания хр. Чингиз. В средней своей части зона близко совпадает с Байдаулет-Карасорским разломом (Суворов, 1963б), примерно разделяя области каледонской и герцинской складчатости. По Д. Н. Казанли, зона вытягивается вдоль Успенско-Каркаралинской и Коктас-Жортасской тектонических зон, ширина ее составляет 30—50 *км*, а оконтуривается она изоаномалией 50—80 *мгл*. Гравитационные характеристики полей к северу и югу от рассматриваемой зоны повышенных градиентов силы тяжести резко различны.

Можно привести еще целый ряд примеров гравитационных аномалий, обусловленных глубинными разломами. Это — линейные участки положительных аномалий по юго-восточному краю Русской платформы (Годин, 1961; Ширяев и Блохин, 1962), крупная отрицательная изостатическая аномалия средней части оз. Байкал (Цырендоржиев, 1963), региональные отрицательные аномалии Яно-Колымской складчатой области (Ващилов, 1963) и многие другие.

Характер проявления гравитационных аномалий в зонах глубинных разломов довольно разнообразен. Как можно было заметить из сказанного, гравианомалии бывают как положительными, так и отрицательными или теми и другими вместе, меняясь по простиранию и вкрест простирания в зависимости от строения каждой данной зоны. Также изменчива и внешняя морфология аномалий.

В плане глубинные разломы отмечаются, во-первых, сгущением изоаномал силы тяжести, что наблюдается, например, в Чу-Сарысуйской депрессии со стороны Улутау и Каратау (Дорофеева, Лапшов, 1958). Далее, они находят выражение в виде широких зон больших градиентов силы тяжести, примерами чему являются крупнейшие четвертичные разломы Восточного Казахстана — Тургайский, и Петропавловский, скрытые под новейшими отложениями (Морозов и др., 1963).

Характерное гравитационное выражение глубинных разломов — так называемые «гравитационные валы», установленные в Иркутском амфи-

театре (Ансимов, Замараев, 1960) и других местах. Очень часто в зонах разломов наблюдается полосовое расположение аномалий силы тяжести, имеющих разную интенсивность, но выдержанных на большие расстояния. Таковы разломы Тургайского прогиба (Бугайло, 1962), Репетекский разлом на площади равнинной западной части Средней Азии (Айзберг, Амурский, 1962), отчасти Джалаир-Найманская зона в Казахстане, находящаяся в области субпараллельных градиентов силы тяжести, но отмеченная узкой, относительно положительной аномалией (Казанли, Кориташевская, 1959).

В большинстве случаев линейно вытянутые гравитационные аномалии совпадают с основными тектоническими структурами зон разломов по их простиранию. Однако выделяются также, например в Зауралье (Халевин, 1962), аномалии, поперечные к основным тектоническим структурам; они отображаются зонами перерывов продольных аномалий и могут соответствовать как поперечным разломам, так и зонам резкого погружения складчатых структур.

Наконец, в зонах глубинных разломов нередко обнаруживаются резкие изменения простирания гравианомалий и стыки аномальных зон. Подобные соотношения отмечены для структур северной части Средней Сибири (Вакар и др., 1958), Восточного Казахстана и Мугоджар (Морозов и др., 1963) и для других районов.

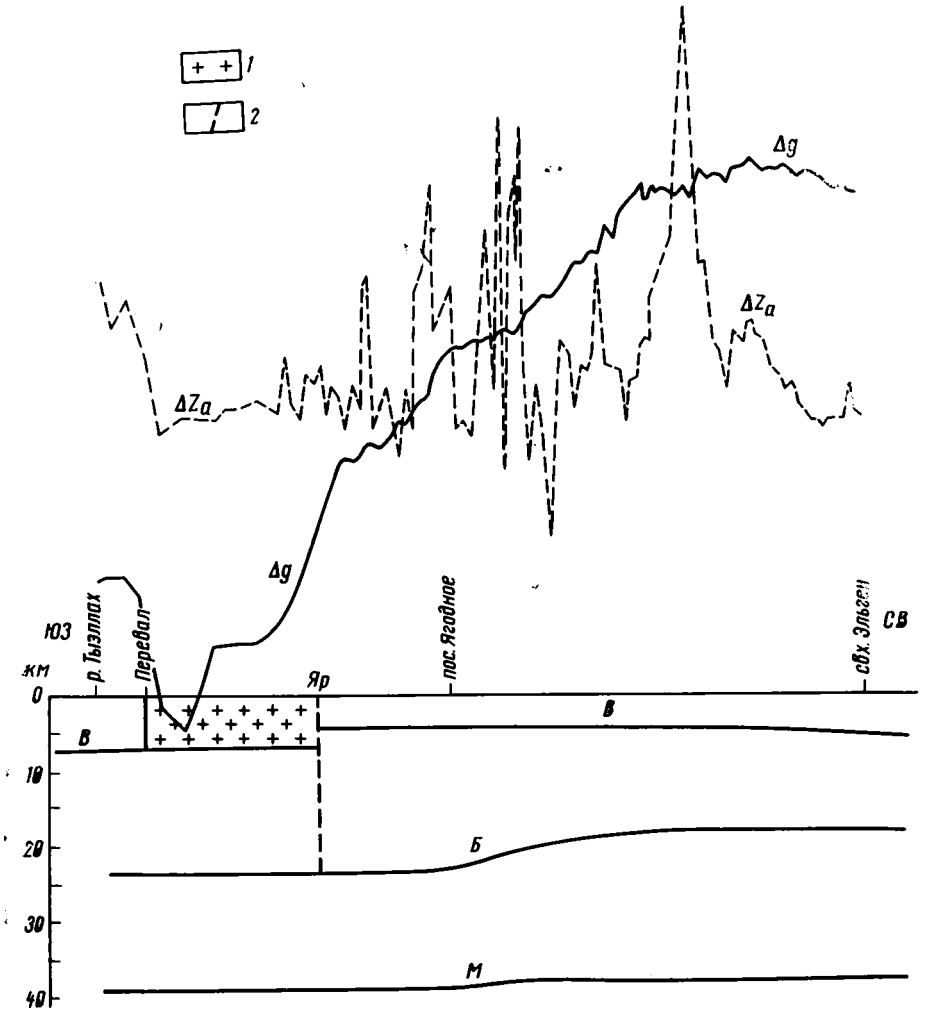
Все перечисленные морфологические разновидности гравитационных аномалий в зонах глубинных разломов особенно характерны для областей перехода от положительного, в общем гравитационного поля к отрицательному.

В вертикальных сечениях на графиках аномалий силы тяжести разломам чаще всего соответствуют уступы, ступени и другие резкие понижения и повышения кривой $\Delta g$, одинаково характерные как для геосинклиналей, так и для платформ. Чем больше различий в строении разделенных разломами блоков, тем больше по амплитуде неровности графика $\Delta g$ и тем отчетливее они проступают.

На границе платформ и геосинклиналей амплитуда изменения уровня кривой $\Delta g$ достигает нескольких десятков миллигал. Гравитационный уступ в зоне перехода от поднятия Куба-Даг — Большой и Малый Балхан к Прибалханской депрессии составляет 80 *мгл* на 15—20 *км* при суммарной амплитуде вертикального смещения по разлому 7—8 *км* (Бескровный и др., 1963). Между каледонидами и герцинидами Казахстана общее снижение гравитационного уровня достигает 60—70 *мгл* (Быкова, Казанли, 1957). Близкие значения гравитационных скачков приведены Ю. Я. Ващиловым (1963) для районов Северо-Востока нашей страны (фиг. 6). В этих районах глубинные разломы фиксируются как симметричными, так и асимметричными графиками аномалий $\Delta g$. По Ю. Я. Ващилову, разломы, фиксирующиеся на графике силы тяжести симметричными аномалиями, приурочены к центральным частям антиклинальных структур; гранитные интрузии размещаются здесь в ядрах складок. Разломы, отмеченные аномалиями силы тяжести асимметричного типа, представляют собой самостоятельные структурные элементы, причем гранитные интрузии располагаются здесь в опущенных крыльях сбросов.

Физическая интерпретация гравитационных аномалий зон глубинных разломов (как, впрочем, и всех других тектонических структур) довольно затруднительна, что определяется целым рядом технических и собственно геологических причин.

Минимумы силы тяжести в зонах разломов обычно характерны для депрессионных участков, выполненных рыхлыми отложениями, достигая в наиболее крупных из них, например в краевых прогибах, нескольких десятков миллигал. Соответственно максимумы силы тяжести отвечают приподнятым глыбам в крыльях разломов.




Фиг. 6. Схематический геофизический разрез земной коры вкрест простирания Иньяли-Дебинского синклинория Яно-Колымской складчатой области (Ващилов, 1963)

*1* — гранитные интрузии, подтвержденные гравиметрическими наблюдениями; *2* — коровой глубинный разлом, установленный по гравиметрическим наблюдениям (Яр-Ягодинский). На разрезе буквами обозначены: *М* — граница Мохоровичича, *Б* — кровля «базальтового» слоя, *В* — подошва отложений верхоянского комплекса

С другой стороны, региональные отрицательные аномалии в зонах разломов могут отвечать скоплениям гранитоидов или гнейсов, о чем уже говорилось выше. В Яно-Колымской области, например, подобные аномалии интерпретируются как зоны пониженных плотностей метаморфического фундамента, и по ним устанавливаются некоторые сверхглубокие разломы типа Колымо-Алеутского и других (Ващилов, 1963). Если граниты залегают в пределах поднятия, то последнее, находясь среди поля более плотных пород, отразится уже не максимумом, а минимумом силы тяжести.

В сложно построенных районах прямая интерпретация гравиметрических данных вообще невозможна, и тогда прибегают к особым приемам вычислений. Для расшифровки структур Бетпак-Далы Д. Н. Казанли и Т. И. Кориташевская (1959) применили обработку первичного поля $\Delta g$ с вычислением второй вертикальной производной силы тяжести.

Сравнение построенных полей $\frac{d^2g}{dz^2}$ (где $z$ — глубина до центра возмущающих масс) позволило протрассировать разломы по краям вытянутых зон, где $\frac{d^2g}{dz^2} > 0$; эти же разломы были подтверждены и аэромагнитной съемкой.

Глубинность разломов при обработке гравиметрических данных ориентировочно определяется по глубине залегания масс, вызывающих аномалию. А. А. Борисов и Ю. А. Косыгин (1961) отмечают, что порядок глубины распространения предполагаемых разломов можно примерно рассчитать при достаточной разности плотностей на их крыльях. Например, по их мнению, гравитационная ступень борта Прикаспийской впадины в значительной мере связана с массами, лежащими на глубинах до 5—10 *км*. Возмущающие массы, вызвавшие «гравитационные валы» в зонах разломов Иркутского амфитеатра, находятся на глубинах до 10—12 *км* (Ансимов, Замараев, 1960). По нахождению зон разуплотненных пород в метаморфическом комплексе Яно-Колымской складчатой области Ю. Я. Ващилов (1963) считает возможным выявлять разломы до глубин 770 *км*. В практике гравиразведки аномалии $V\Delta$, обусловленные влиянием тектонических нарушений, обрабатываются с помощью палеток, которые позволяют по наблюденной аномалии найти все параметры возмущающего тела, включая и его эффективную плотность (Юньков и др., 1961).

По высоте гравитационных уступов, определяемой путем вычислений, можно судить об амплитуде вертикальных движений в зонах разломов. При этом совмещение аномальных зон с фациальными зонами разного возраста на соответствующих картах для отдельных площадей позволяет выяснить общую картину глыбовых движений в процессе развития разлома. Такой метод использовался для некоторых закрытых территорий А. Ш. Файтельсоном (1954).

В случае надвиговых перемещений по разлому гравитационная картина приобретает специфический вид. Если, например, антиклинорий из геосинклинальной области надвинут на район краевого прогиба, то интенсивная отрицательная аномалия, связанная с антиклинорием, как бы сливается с менее интенсивной аномалией, соответствующей краевому прогибу. Устанавливается общая для обеих структур полоса региональной отрицательной аномалии, ось которой обычно проходит в краевой части надвинутого антиклинория (Андреев, 1960).

В случае сдвига положительные и отрицательные аномалии силы тяжести, отражающие различные элементы зоны разлома (складки, блоки, небольшие интрузии и т. д.), располагаются по отношению к сместителю разлома под острыми углами, отходя от него в виде «перьев». Такая картина, как показывает сравнение геологических и гравиметрических данных, намечается, например, в зонах Таласо-Ферганского, Джалаир-Найманского, Чингизского и некоторых других разломов Казахстана и Средней Азии.

С гравитационными аномалиями очень часто совпадают аномалии магнитные, выявляемые либо с помощью наземных, либо аэромагнитных съемок. Они тоже фиксируют глубинные разломы, но не все, а главным образом те из них, с которыми так или иначе связаны намагниченные горные породы.

По опыту аэромагнитных съемочных работ на Сибирской платформе Л. В. Булина (1964) отмечает следующие магнитные признаки глубинных разломов, имеющие общее значение: 1) резкие изменения характера магнитного поля; 2) скачкообразное изменение расчетных глубин до намагниченных пород; 3) сдвиги осей магнитных аномалий; 4) изменения простирания аномальных зон; 5) существование специфических узких,

линейно вытянутых аномалий; 6) цепочки аномалий, протягивающиеся на значительные расстояния.

Одним из основных признаков является сочленение разнохарактерных магнитных полей, которые обычно принадлежат блокам, разделенным глубинными разломами. Так, по характеру магнитного поля резко разделяются Сибирская платформа и Саяно-Байкальская складчатая область. На Алданском щите и юге Сибирской платформы оси магнитных аномалий ориентированы в субмеридиональном направлении, тогда как в Саяно-Байкальской области они простираются с юго-востока на северо-запад (саянское направление) и с юго-запада на северо-восток (байкальское направление). В зоне сочленения разнонаправленных аномалий проходит глубинный краевой шов (Цырендоржиев, 1963).

Депрессия Южного Прибалхашья, по И. И. Кронидову и А. С. Кумпану (1960), разделена Джунгаро-Балхашским разломом (по линии Жамши — Талды-Курган) на две части. К северо-востоку от разлома магнитное поле преимущественно отрицательное, указывающее, что осадочные толщи Северной Джунгарии протягиваются вдоль разлома и сочленяются с осадочными отложениями западного крыла Кентерлауского антиклинория; здесь лишь кое-где выделяются положительные аномалии, отвечающие гранитным интрузиям внутри осадочной толщи. К юго-западу от разлома и непосредственно около него наблюдается ряд аномалий, фиксирующих зоны нарушений внутри эффузивных толщ; эти аномалии характеризуются минимумами магнитного поля, что связывается с размагничиванием пород в зонах разломов. Но еще далее к юго-западу, почти до восточного борта Чу-Илийского антиклинория и выходов верхнепалеозойских эффузивов на юге депрессии, наблюдается положительное варьирующее поле.

Глубинный разлом меридионального направления, отделяющий от платформенных районов Средней Азии Памир, Таджикскую депрессию и Юго-Западный Гиссар, предполагается по наличию нескольких локальных максимумов в меридиональной полосе между городами Керки и Термезом. Одновременно зона меридиональных максимумов рассекает полосу региональных отрицательных магнитных аномалий правобережья р. Аму-Дарьи (Борисов, Рыманов, 1960).

Аналогичным образом по магнитным аномалиям выделены разломы Русской платформы, например, в районах Татарского и Оренбургского сводов, а также на юго-восточном краю платформы (Годин, 1961; Ширяев и Блохин, 1962), Тургайского прогиба (Бугайло, 1962), Урала и Зауралья (Халевин, 1962), Иркутского амфитеатра (Ансимов, Замараев, 1960) и других районов СССР.

Некоторые разломы устанавливаются по изменениям элементов магнитного поля, связанным с различными физическими процессами в земной коре (эти изменения названы аномалиями векового хода). В Средней Азии, например, в нескольких пунктах по маршрутам магнитной съемки были обнаружены отклонения в 40 *гамм* от среднего значения суммарного векового хода (470 *гамм*). Отклонения в четыре раза превышают возможную ошибку наблюдения. Они пространственно совпадают с молодыми крупными разломами, и по ним прогнозируют участки возможных землетрясений (Орлов, 1959).

Величина градиентов $\Delta T$ в пределах магнитных полей зон глубинных разломов колеблется в довольно широких пределах. В Кузнецком Алатау известен, например, Балыксинско-Козеюльский глубинный разлом, магнитное поле которого на всем его протяжении характеризуется горизонтальными градиентами $\Delta T$ до 2000 *гамм* на километр. На магнитных планах разлому и его ответвлениям соответствуют резко выраженные узкие зоны варьирующего положительного магнитного поля с амплитудой до 1500 *гамм*. Протяженность разлома 400 *км*, ширина до 15—20 *км*, причем предполагается, что он продолжается далеко на север

в фундаменте Западно-Сибирской плиты (Мусатов, 1963). В отличие от этого сильно магнитного разлома интенсивность магнитных полей ранее указанных разломов Русской платформы, Урала, Зауралья и Иркутского амфитеатра находится в пределах 100—900 *гамм*.

Разломы по магнитным аномалиям выделяются тем резче, чем больше их амплитуда и чем значительнее отличия соприкасающихся по их сместителям петрографических комплексов. При небольших углах наклонений вектора намагничения характер кривых $\Delta T$ над разломами будет зависеть от его простирания и от положения более намагниченных образований относительно менее намагниченных. В зависимости от направления вектора намагничения разломы могут очерчиваться как положительными, так и отрицательными аномалиями (Кронидов, 1961).

Большинство положительных магнитных аномалий зон разломов обусловлено магнитными интрузиями ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, а также корневыми частями магнитных основных эффузивов. В тех случаях, когда интрузии обладают большой длиной при незначительной ширине, а соответствующие им магнитные аномалии вытягиваются в виде узких линейных зон, местоположение глубинных разломов определяется довольно точно. Но когда изверженные породы охватывают огромные площади, отдельные глубинные разломы по магнитным данным различить уже трудно.

В этом отношении интересным примером является Камчатка (Ривош, 1963), где характер магнитных аномалий над эффузивами разного возраста существенно меняется в зависимости от интенсивности проявлявшейся вулканической деятельности.

Так, магнитные аномалии в районах развития верхнемеловых пород совпадают с узкими зонами вулканогенно-кремнистых отложений, сформировавшихся в ранние и начальные этапы существования геосинклинальной области. Аномалии имеют линейный характер, со средней интенсивностью 400—500 *гамм*; аномалии связаны с крутопадающими магматическими телами, расположенными вдоль тектонических разрывов. В районах развития более широко распространенных палеоген-нижнемиоценовых вулканических пород магнитные аномалии широкие и протяженные, с интенсивностью 500—600 *гамм*; они более расплывчаты и не обнаруживают непосредственной связи с разломами. Позднемиоцен-плиоценовые вулканические образования имеют меньший ареал распространения и создают исключительно выдержанные магнитные аномалии интенсивностью 500—700 *гамм*; по ним можно установить местоположение именно той зоны глубинных разломов, по которой магматический материал из недр доставлялся к земной поверхности. Наконец, раннечетвертичные эффузивы, связанные с новой интенсивной вспышкой вулканической активности, вызывают возмущение магнитного поля до 1500—2000 *гамм*, однако мозаичность и пестрота в распределении аномалий не создают уверенных предпосылок для выделения разломов на местности и для точного нанесения их на карту. Магнитометрические методы тут бессильны, и только комплексные геолого-геофизические исследования могут дать нужный результат.

Отрицательные магнитные аномалии отмечаются в зонах тех разломов, которые ограничивают прогибы, заполненные осадочными горными породами. Таковы, например, Успенская и Аксоран-Акджальская зоны в Центральном Казахстане. Магнитные поля этих зон, прекрасно выраженных геологически, не очень отчетливы, что также следует иметь в виду при магнитометрических исследованиях зон глубинных разломов (Кронидов и др., 1958). Кроме того, в зонах некоторых разломов интенсивность намагниченности пород снижается под влиянием либо сильных тектонических напряжений, либо гидротермальных процессов — окварцевания, пиритизации и т. д. Благодаря этому такие разломы выделя-

ются минимумами поля $\Delta T$ и не всегда достаточно резко выражены (Кронидов, 1961).

В сопоставлении с данными наземной геологии интерпретация магнитных аномалий в некоторых случаях позволяет установить направление падения глубинного разлома. По Р. И. Андреевой (1962), например, магнитная аномалия зоны одного из разломов юго-восточной части Днепровского грабена, обусловленная интрузией в фундаменте, не совпадает с плоскостью сместителя разлома на поверхности и отстоит от нее на расстоянии, которое изменяется в слоях разного возраста. От плоскости разлома в меловых отложениях ось магнитной аномалии отодвинута на 10 *км*, в нижнепермских на 6—7 *км*. Рассчитав глубину залегания возмущающих масс, можно, следовательно, определить и наклон разлома.

Точно так же по сопоставлению магнитных и геологических данных можно судить о характере движений по разломам. Как уже указывалось выше, северный берег о-ва Сицилии ограничен субширотным глубинным разломом, который отмечен гравитационными аномалиями, сейсмической зоной и линиями вулканов. Карта магнитных аномалий острова, составленная по измерениям горизонтальной составляющей, также указывает на существование разлома. На карте нулевая изолиния, соответствующая линии максимальных значений вертикальной составляющей, следует почти точно вдоль этого разлома. По О. Веккия (1960), вертикальное положение разлома исключает возможность горизонтальных надвиговых перемещений вдоль его сместителя.

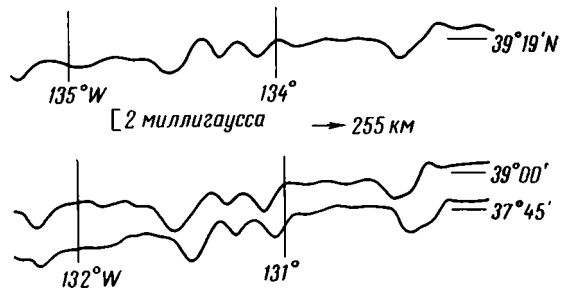
Не менее убедительно выглядят примеры сдвигов по данным магнитной съемки в пределах северо-восточной части Тихого океана (Mason, 1959). Здесь выделяются магнитные аномалии чрезвычайно правильного очертания, прослеженные на 950 *км*. По субширотному разлому Марей северная часть аномального поля отчетливо смещена к востоку на расстояние 160 *км*. В этой же части Тихого океана между разломами Мендосино и Марей имеется разлом Пайонир-Ридж (Vacquier, 1959) с амплитудой сдвигового смещения 255 *км*. Этот сдвиг доказывается смещением идентично построенных кривых магнитного напряжения по профилям, пройденным параллельно разлому по линиям к северу и к югу от него (фиг. 7).

В отдельных районах сдвиги можно предполагать по общему расположению магнитных аномалий относительно того или иного разлома. В Центральном Казахстане, например, глубинные разломы северо-западного простирания, известные по геологическим данным как сдвиги (Суворов, 1963а), фиксируются слабо повышенными аномальными полями. Вместе с тем на общем повышенном магнитном фоне каждого из разломов одновременно выделяются небольшие по размерам, но более четкие аномалии широтного и меридионального направления, как бы оперяющие зону повышенного фона (Колмогоров и др., 1959). Характер рисунка магнитных аномальных зон в плане соответствует структурному рисунку сдвиговых зон по геологическим данным. По его обнаружению, следовательно, можно тот или иной разлом относить к категории сдвиговых нарушений.

В заключение обзора геофизических данных приведем некоторые сведения по геотермии, которые также имеют прямое отношение к глубинным разломам. Давно известно, например, что многие термальные источники располагаются в зонах некоторых глубинных разломов и образуют так называемые «термальные линии». Произведенные же в ряде районов современные геотермические измерения показали, что в зонах глубинных разломов горные породы нагреты больше, чем в других структурах того же гипсометрического уровня.

Так, на геотермических картах Западной Туркмении аномально повышенные значения геотермических градиентов, достигающие 4° С на

100 *м*, приходятся на зону Центрально-Прибалханского разлома (Челекен, Боядаг), тогда как другие участки характеризуются минимальными значениями градиентов, не превышающими 3,2° С на 100 *м*. Как установлено на обширном материале, по разломам указанной зоны высокотемпературные (до 100° С) хлоридгидрокарбонатнонатриевые воды проникают в третичные отложения Челекена и других участков. Эти воды содержат некоторые компоненты глубинного происхождения (Бескровный и др., 1963). Аномальные значения геотермической ступени отмечаются и к северо-западу от Центрально-Прибалханского разлома — в зонах дизъюнктивных нарушений и погребенных грязевых вулканов Апшерона (Везир-Заде, Багаров, 1963).




Фиг. 7. Кривые магнитного напряжения по обе стороны разлома Пайонир-Ридж с левым смещением на 255 *км* (Vacquier, 1959)

На площади Иркутского амфитеатра, по С. В. Лысаку (1963), геоизотермы концентрируются у гребней структур и спадают к их крыльям, образуя в целом геоизотермические поверхности, подобные моноклинальным структурным поверхностям. В зонах глубинных разломов температуры увеличиваются. Это связывается с отепляющим воздействием воды из зон разломов на окружающие горные породы.

В пределах Русской платформы аналогичные связи известны в районе Самарской Луки, на востоке Татарии и в других местах. Тепловое поле Самарской Луки, увеличиваясь на северном крыле Жигулевской дислокации, отражает наличие здесь крупного разлома. Геотермическая аномалия вызвана проникновением в верхние части разреза термальных вод девона и, возможно, резким изменением петрографического состава глубинных горизонтов фундамента в связи с присутствием близ разлома изверженных горных пород. У кровли кристаллического фундамента температура достигает 60—65° (Дружинин, 1963). На востоке Татарии, по В. Г. Герасимову и В. А. Покровскому (1962), геотермическая ступень вообще изменяется в больших пределах. Однако линии равных значений геотермической ступени протягиваются вдоль Алтунино-Шунакского прогиба и совпадают с предполагаемой меридиональной зоной разломов в кристаллическом фундаменте.

Таким образом, глубинные разломы характеризуются повышенным тепловым потоком, причем повышенный тепловой режим устанавливается соответственно в разломах самых различных тектонических структур земной коры — от молодых подвижных областей, где тепловой поток наиболее значителен, до древних платформ.

* * *

Различные современные геофизические данные, касающиеся глубинных разломов земной коры, разобраны в настоящей работе довольно кратко. Но уже из приведенного материала ясно, насколько обширны перспективы в изучении глубинных разломов на основе геофизических методов и как много нового они сулят геологам, особенно в той сфере, которая недоступна наземным и близповерхностным наблюдениям.

Методы геофизики в установлении и интерпретации глубинных разломов разнообразны. Наиболее точны сейсмические наблюдения (ГСЗ,

КМПВ, МОВ) и данные по землетрясениям. Существенный материал представляют также гравиметрические и магнитометрические исследования. Интересные новые данные могут быть получены при геотермических измерениях.

С помощью геофизических методов устанавливается пространственное положение глубинных разломов в земной коре. Определяются глубины проникновения разломов внутрь Земли. Создается некоторое вещественное представление о строении зон разломов и их крыльев на разных глубинных уровнях, вплоть до верхней мантии. Наконец, геофизические данные в сопоставлении с геологическими позволяют судить о преобладающих направлениях движений по глубинным разломам и даже выявлять их амплитуды. В целях достижения максимальной точности геофизические методы при изучении глубинных разломов должны применяться комплексно.

В свете геофизических данных можно совсем по-новому интерпретировать глубинные разломы, различая те или иные их физические параметры. Так, глубинным разломам соответствуют характерные зоны затухания сейсмических волн, изломы годографов вступлений преломленных волн или дифрагированные волны. Глубинные разломы являются также местом сосредоточения положительных и отрицательных гравитационных аномалий и находят выражение в виде зон сгущения изоаномал, зон больших градиентов силы тяжести, «гравитационных валов», «ступеней», торцовых сочленений аномальных зон и т. д.; гравитационная «амплитуда» глубинных разломов составляет несколько десятков миллигал. Глубинные разломы — это зоны положительных и отрицательных магнитных аномалий, интенсивностью до 2000 *гамм*, где происходят резкие изменения характера магнитного поля, скачки расчетных глубин до намагниченных пород, сдвиги осей магнитных аномалий, изменения простираний аномальных зон и т. д. Наконец, глубинные разломы могут быть интерпретированы как зоны повышенного теплового режима, уровень которого определяется положением разлома в цепи структур разной степени консолидации.

*Глава II*

## ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Из множества глубинных разломов, известных в различных районах СССР и за рубежом, мы рассмотрим главным образом глубинные разломы Казахстана, Тянь-Шаня и Памира. Это вызвано рядом причин.

Во-первых, названные районы представляют собой сложный тектонический узел, расположенный на стыке крупнейших областей Евразии, где как в огромном фокусе сходятся структуры Урала, Саян, Алтая, Гималаев и Кавказа — Копет-Дага. На сравнительно небольшой площади здесь развиты самые разнообразные по морфологическим и генетическим признакам, а также по возрасту тектонические структуры, в том числе и многочисленные глубинные разломы, образующие густую сеть из нескольких направлений. Одни из этих структурных элементов принадлежат каледонидам, другие — герцинидам, третьи — альпидам. Устанавливаются также тектонические образования каледонско-герцинского возраста и участки мезозойской складчатости, выделяемой В. Н. Огневым (1959). Глубинные разломы этой территории несомненно имеют аналоги во многих других сегментах земной коры.

Во-вторых, современная изученность территории Казахстана, Тянь-Шаня и Памира по сравнению с другими районами СССР находится на довольно высоком уровне как в смысле разработки стратиграфической основы, так и в смысле собственно геологического картирования, которое производилось и производится с большим размахом и с широким использованием аэрофотоматериалов.

В-третьих, глубинные разломы здесь хорошо обнажены, чрезвычайно эффектны и шаг за шагом могут быть прослежены на сотни километров. Не случайно поэтому, что именно на примерах разломов Казахстана и Средней Азии в 40-х годах были заложены основы представлений о глубинно-глыбовом строении земной коры.

Наконец, в-четвертых, многие глубинные разломы рассматриваемой территории известны автору по личным наблюдениям, которые велись в течение почти 20 лет (с 1947 по 1966 г.) — сначала в восточной части Средней Азии в связи с изучением складчато-глыбовых структур, затем в Казахстане, в связи с непосредственным изучением крупных сдвиговых и надвиговых зон.

В итоге многолетних исследований автором был собран большой фактический материал по разломам Спасской, Успенской и Актасской зон (Центральный Казахстан), по юго-западному крылу Таласо-Ферганского разлома, Прикураминской зоне (Фергана), а также по Вахшскому надвигу (Памиро-Алай). Последний из перечисленных дизъюнктивов не является глубинным разломом в прямом смысле термина, но

по амплитуде смещения (десятки километров) и большой длительности развития он близок к классу этих структурных элементов. Данные по всем указанным нарушениям приведены ниже. Для характеристики других глубинных разломов Казахстана, Памира и Тянь-Шаня использованы всевозможные геологические карты и литературные источники.

## 1. СПАССКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ

### Общие сведения по стратиграфии и тектонике

Спасской зоной обычно называется система разрывных, преимущественно надвиговых и взбросовых нарушений северо-восточного направления, вытянутых вдоль южного края Карагандинского прогиба от р. Шерубай-Нура до верховьев р. Ащису на 250 *км*. На основании гравиметрических и аэромагнитных данных предполагается, что под покровом мезо-кайнозойского чехла эта зона протягивается к южному окончанию Улутауских гряд еще на 250—300 *км*.

Первоначально Спасская зона была выделена М. П. Русаковым (1930) и И. С. Яговкиным (Русаков, Ваганов, Яговкин, 1933) и трактовалась ими как наклоненный к югу взбросовый или надвиговый пояс и как пояс смятия, с широким развитием кливажа, явлений рассланцевания, дислокационного метаморфизма, с общим смещением пород в сторону Карагандинского прогиба. Ширина пояса ограничивалась окрестностями Спасского завода и принималась равной от 7—8 до 9—11 *км*. В процессе работ М. П. Русакова и И. С. Яговкина был накоплен стратиграфический материал по развитым здесь отложениям силура, девона и нижнего карбона, достаточный для представлений о зоне как о надвиговой структуре. Из работ этого периода нужно отметить также книгу Г. Ц. Медоева (1939), ряд положений которого сохранил свое значение до настоящего времени; отметим, в частности, его выводы о тектонической перемежаемости осадочных и эффузивных пород Спасского участка, которую И. С. Яговкин объяснял стратиграфическим переслаиванием, а также об одновременности развития продольных надвигов и поперечных сдвигов, рассекающих главным образом висячие, смещаемые чешуи Спасской зоны.

В дальнейшем Спасская зона неоднократно рассматривалась в связи с тектоникой Карагандинского угленосного бассейна. Геологосъемочными работами разного масштаба были выяснены некоторые подробности чешуйчато-складчатого строения зоны и структуры отдельных надвигов, но цельного законченного представления о ее разломах, о характере движений по ним, об амплитудах движений и о времени их проявления в результате этих работ все же не было получено.

Современные представления о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя (особенно девона) южной окраины Карагандинского прогиба и Спасской зоны сложились главным образом в результате работ группы геологов Московского университета под руководством А. А. Богданова. В западной части Карагандинского прогиба ими была выявлена широтная зональность в расположении девонских осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (Богданов и др., 1960). Отмечено, что Карагандинский прогиб является краевым синклинорием варисцийской складчатой области, развившимся в пределах девонского вулканического пояса и унаследованно по отношению к этому последнему. Высказано предположение о возможном присутствии крупных горизонтально лежащих чешуй по южной окраине прогиба, с амплитудой латерального смещения до 10 *км* (Богданов, Четверикова, 1961).

Одновременно с этим В. И. Яговкин (Геологическое строение..., 1961) охарактеризовал положение Спасской зоны в связи с так называемым Спасским антиклинорием и рядом крупных глыбовых расколов фунда-

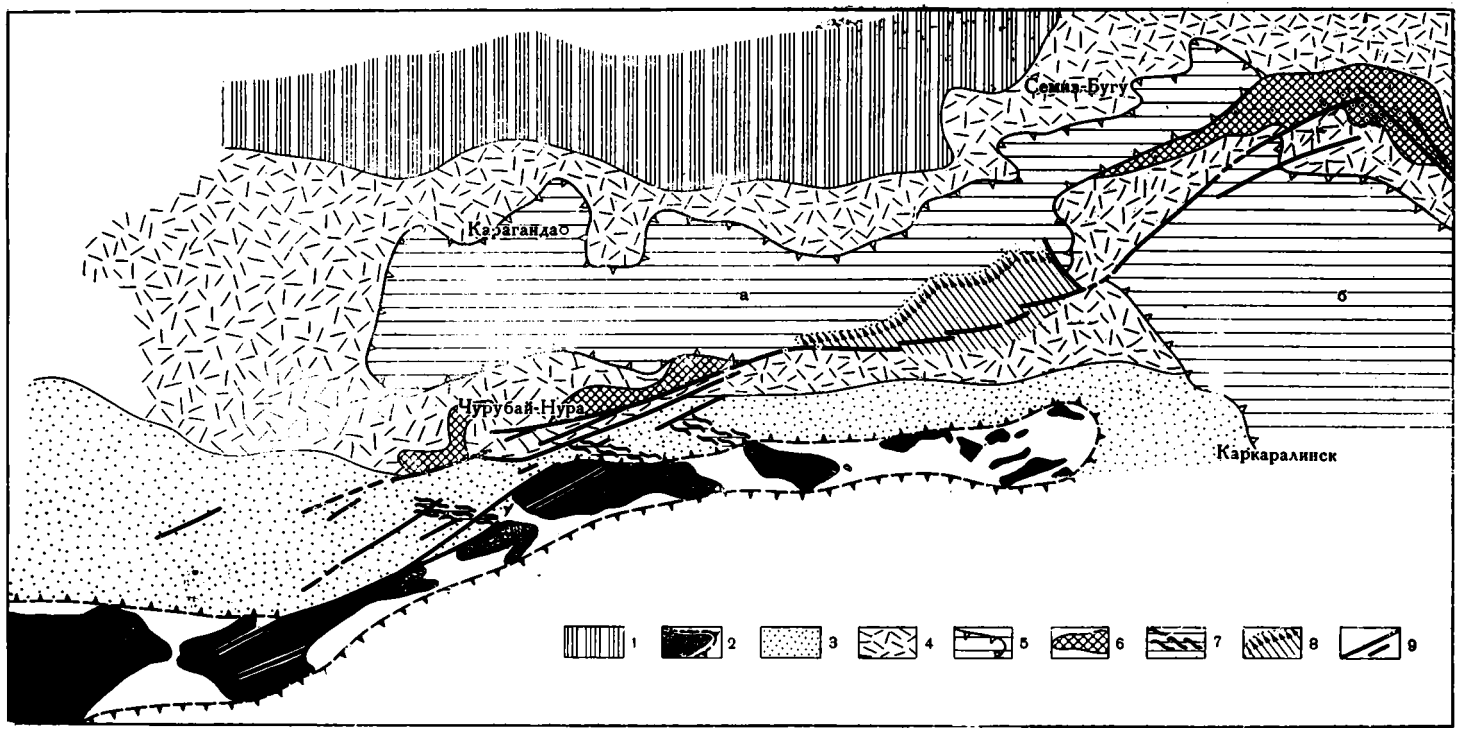
мента, развившихся вдоль обоих крыльев этого структурного элемента. Л. И. Боровиков и Б. И. Борсук (Геологическое строение..., 1961) указали, что Спасская зона находится в полосе сопряжения Тектурмасского и Спасского антиклинориев с Айнасуйским и Нуринским синклинориями, что значительно увеличило ее ширину. По их предположениям, область южнее Спасской зоны испытывала медленные перемещения, наползая на область к северу от нее. Движение началось еще в нижнем палеозое, причем «...наряду с надвигом в направлении, близком к меридиональному, имел место поперечный сдвиг» (Геологическое строение..., стр. 468).

В 1961—1963 гг. Спасская зона и смежные с ней районы на отрезке от р. Шерубай-Нуры до оз. Карасор и далее, почти до структур Чингиза, были детально изучены автором при участии С. Г. Самыгина. В результате картирования, проведенного на основе аэрофотоснимков, было установлено, что главный разлом Спасской зоны следует в северо-восточном и субширотном направлениях от южного края гор Байдаулет до оз. Карасор. В юго-западной половине района он представляет собой левый сдвиг; широтно вытянутые фациальные зоны девона рассечены им наискось и разобщены против хода часовой стрелки на 70 *км*. К северо-востоку сдвиг трансформируется в надвиг, в связи с которым в бассейне р. Матак проявляется крупный тектонический покров (шириной до 20 *км*). Затем характер разлома снова изменяется, и в районе оз. Карасор он выражен обыкновенным сбросом. Выделенная М. П. Русаковым и И. С. Яговкиным зона смятия находится в основном к северу от главного (Байдаулет-Карасорского) разлома и обусловлена сдвиговыми движениями по его сместителю при общем меридиональном сжатии. Суммарная амплитуда горизонтального сближения фациальных зон девона по надвигам Спасской зоны составляет, по нашим подсчетам, 30—40 *км*.

Общее тектоническое положение Спасской зоны в структуре Центрального Казахстана определено еще недостаточно точно. Одними исследователями она относится к герцинской складчатой области, другими — к каледонской, по мнению третьих Спасская зона выполняет роль важного тектонического рубежа и разделяет Казахскую геосинклинальную область на две части — северную и южную. Важно, однако, отметить, что эта зона расположена в переходной области между каледонидами и герцинидами Центрального Казахстана, взаимодействием которых, очевидно, определены характер и все особенности ее строения и развития (Суворов, 1963б).

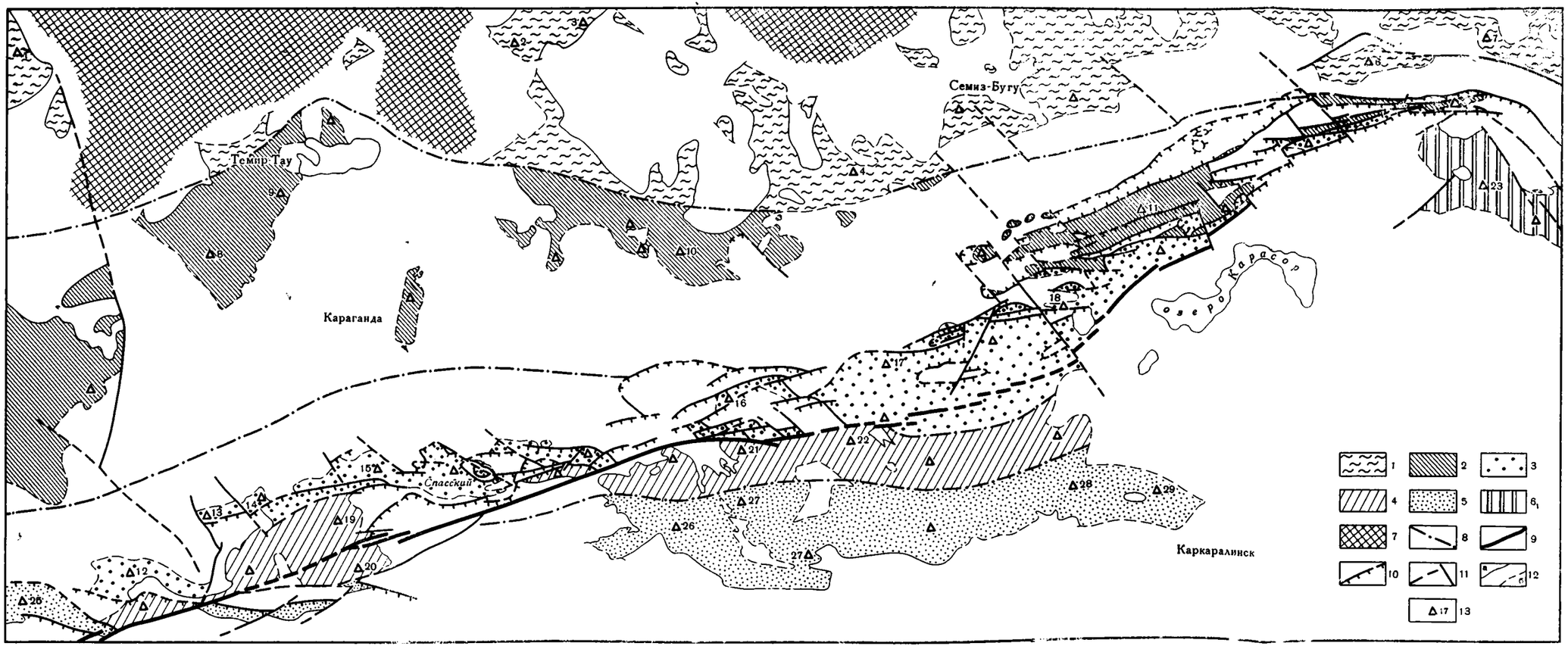
Если говорить о Спасской зоне как о тектоническом рубеже, то подобную роль следует признать за ее южной границей, именно за Байдаулет-Карасорским разломом. К северу от него (фиг. 8) расположены наибольшая часть девонского вулканического пояса, Карагандинский угленосный бассейн (отложения нижнего — среднего карбона и рэта — нижней юры) и, еще севернее, поднятие каледонид. В структуре этой территории резко выражено несогласие между отложениями силура и девона. Породы силура представлены маломощной пестроцветной вулканогенно-осадочной толщей и местами вообще выпадают из разреза. Отложения девона и карбона, за исключением сравнительно узкой, непосредственно прилегающей к разлому полосы интенсивного смятия (15—25 *км*), отличаются простой германотипной тектоникой.

К югу от Байдаулет-Карасорского разлома каледонское несогласие выражено очень слабо, отложения силура представлены мощными терригенными толщами морского происхождения, а в составе пород девона также преобладают морские осадки, нередко связанные с силурийскими более или менее постепенными фациальными переходами. Вулканогенные толщи девонского вулканического пояса заходят (с севера) лишь краем. Характерны сильно сжатые структурные формы с развитием протяженных и узких складчатых зон, таких, как Нуринский синклинорий,




Фиг. 8. Схема расположения основных структурных элементов Спасско-Карагандинской области (Суворов, 1963а).

*1* — область каледонского поднятия (верхний ордовик и силур, местами протерозой); *2* — Тектурмасский антиклинорий (верхний протерозой — кембрий), черное — обнаженные участки; *3* — зона прогибания, заполненная осадочным комплексом силура и нижнего — среднего девона (Нуринский синклинорий); *4* — девонский вулканический пояс; *5* — зоны прогибания, выполненные осадочным комплексом среднего—верхнего девона и карбона (*а* — Карагандинский прогиб, *б* — Карасорская впадина); *6* — приразломные чешуйчато-складчатые поднятия вулканогенных пород ордовика; *7* — приразломная зона растяжения и проседаний 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-Карасорского глубинного разлома




Фиг. 9. Схема расположения фациальных зон нижнего — среднего девона в области Спасско-Карагандинского сближения.

*1* — **Семизбугинская зона**; *2* — **Карагандинская зона**; *3* — **Матакская зона**; *4* — **Чурубайнуринская зона**; *5* — **Қызылтуская зона**; *6* — **Восточно-Саумалкольская зона**; *7* — **районы устойчивых поднятий, где осадконакопление не происходило**; *8* — **границы фациальных зон**; *9* — **Байдаулет-Карасорский глубинный разлом**; *10* — **Спасский надвиговый пояс и его надвиги**; *11* — **прочие разрывы**; *12* — **границы нижне-среднедевонских отложений с более древними (*а*) и более молодыми (*б*) образованиями**; *13* — **местоположение опорных разрезов и их порядковые номера**; **№№ 5 и 24 за пределами схемы.**

Тектурмасский антиклинорий и (за пределами прилагаемой схемы) Успенский синклинорий. В юго-восточном крыле разлома на водоразделе речек Топар и Айнасу отмечены отдельные выходы вулканогенных пород намюра — среднего карбона (андезитовые и дацитовые порфириты и их туфы) и Топарский гранитоидный массив среднекаменноугольного возраста.

Вдоль разлома западнее и восточнее пос. Чурубай-Нура и к востоку от горы Семиз-Бугу прослеживаются разобщенные выходы байдаулетской свиты ордовика, сложенной главным образом вулканогенными породами основного состава. Некоторые авторы устанавливают здесь протяженную полосу ордовикских пород и по ним — Спасский антиклинорий, но это не совсем правильно, потому что на большом пространстве от р. Нуры до середины оз. Карасор отложения ордовика в действительности отсутствуют. Развитая на этом участке мощная эффузивная толща смешанного состава, считавшаяся в некоторых работах ордовикской, имеет точно такой же разрез, что и девонская, возраст которой подтвержден находками органических остатков.

Достоверные выходы байдаулетской свиты ордовика известны только в северном крыле Байдаулет-Карасорского разлома, где она в ненарушенных разрезах всюду перекрыта нижним девоном. В южном крыле ордовик отсутствует, и отложения силура с гальками ордовикских основных пород залегают непосредственно на метаморфической толще верхнего протерозоя — нижнего кембрия.

В расшифровке общего характера и главных особенностей Спасской зоны, о которых вкратце упоминалось выше, решающую роль играют отложения девона, чрезвычайно широко распространенные в Спасско-Карагандинской области и имеющие в ее разных участках очень пестрый состав при максимальной мощности в 7—8 *км*. Поэтому девонский комплекс необходимо рассмотреть наиболее подробно.

В западной части Спасско-Карагандинской области по условиям распространения и литологическому характеру разрезов девона ранее (Богданов и др., 1960) были выделены три структурно-фациальные зоны субширотного направления: 1) северная, охватывающая южный край каледонид, где нижний девон представлен вулканогенными породами, а средний девон и франский ярус верхнего девона — красноцветными терригенными отложениями; 2) центральная, между каледонидами и герцинидами, целиком сложенная вулканогенными образованиями девонского вулканического пояса; 3) южная собственно герцинская (варисцийская), представленная вулканогенно-осадочными и морскими терригенными отложениями, занимающими главным образом северную часть Нуринского синклинория.

Проведенные нами полевые исследования разрезов девона на площади Спасской зоны и анализ данных многочисленных геологов, работавших в этом и других районах Спасско-Карагандинской области (А. А. Богданов, Ю. Ф. Кабанов, О. М. Канфель, О. А. Мазарович, В. В. Турсина, Н. П. Четверикова, М. Н. Щербакова, А. Л. Юрина, Е. Б. Яковлева, В. И. Яговкин, Р. Э. Квятковский, Н. Е. Соколов, Н. А. Севрюгин, Г. М. Щеперин, Н. К. Двойченко, Р. М. Антонюк и др.), позволили разработать более дробную схему фациальной зональности для нижнего — среднего девона, а также для живетского и франского ярусов.

### Отложения нижнего — среднего девона Спасской зоны и соседних районов

Нижне-среднедевонский вулканогенно-терригенный комплекс Спасско-Карагандинской области включает отложения жединского, кобленцского и проблематичного эйфельского ярусов и подразделяется на шесть фациальных зон (с севера на юг, фиг. 9): Семизбугинскую,

Тектурмасский антиклинорий и (за пределами прилагаемой схемы) Успенский синклинорий. В юго-восточном крыле разлома на водоразделе речек Топар и Айнасу отмечены отдельные выходы вулканогенных пород намюра — среднего карбона (андезитовые и дацитовые порфириты и их туфы) и Топарский гранитоидный массив среднекаменноугольного возраста.

Вдоль разлома западнее и восточнее пос. Чурубай-Нура и к востоку от горы Семиз-Бугу прослеживаются разобщенные выходы байдаулетской свиты ордовика, сложенной главным образом вулканогенными породами основного состава. Некоторые авторы устанавливают здесь протяженную полосу ордовикских пород и по ним — Спасский антиклинорий, но это не совсем правильно, потому что на большом пространстве от р. Нуры до середины оз. Карасор отложения ордовика в действительности отсутствуют. Развитая на этом участке мощная эффузивная толща смешанного состава, считавшаяся в некоторых работах ордовикской, имеет точно такой же разрез, что и девонская, возраст которой подтвержден находками органических остатков.

Достоверные выходы байдаулетской свиты ордовика известны только в северном крыле Байдаулет-Карасорского разлома, где она в ненарушенных разрезах всюду перекрыта нижним девоном. В южном крыле ордовик отсутствует, и отложения силура с гальками ордовикских основных пород залегают непосредственно на метаморфической толще верхнего протерозоя — нижнего кембрия.

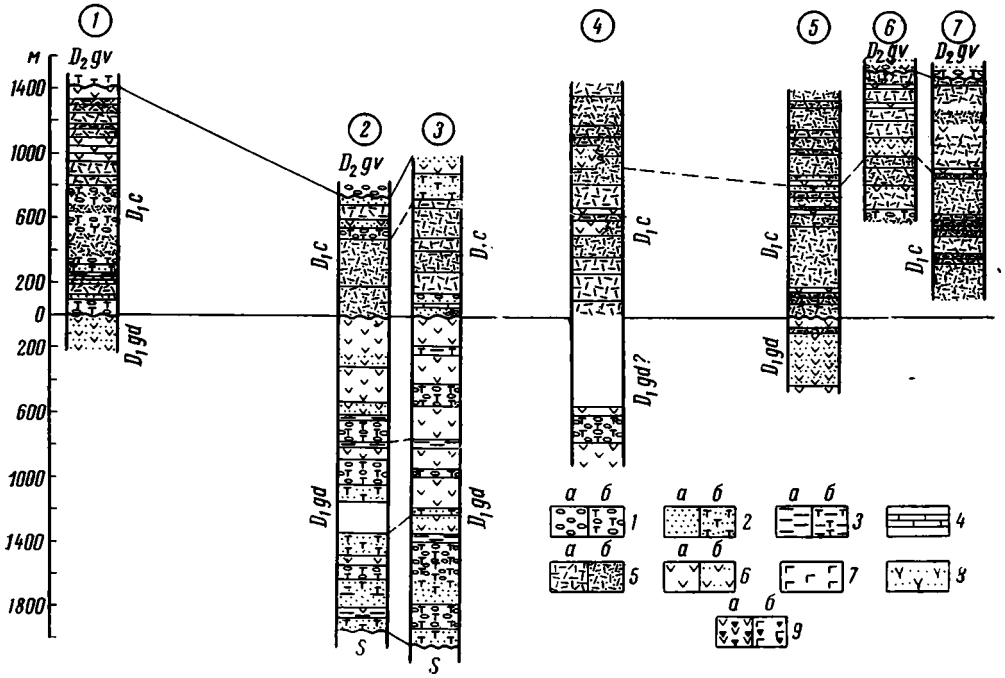
В расшифровке общего характера и главных особенностей Спасской зоны, о которых вкратце упоминалось выше, решающую роль играют отложения девона, чрезвычайно широко распространенные в Спасско-Карагандинской области и имеющие в ее разных участках очень пестрый состав при максимальной мощности в 7—8 *км*. Поэтому девонский комплекс необходимо рассмотреть наиболее подробно.

В западной части Спасско-Карагандинской области по условиям распространения и литологическому характеру разрезов девона ранее (Богданов и др., 1960) были выделены три структурно-фациальные зоны субширотного направления: 1) северная, охватывающая южный край каледонид, где нижний девон представлен вулканогенными породами, а средний девон и франский ярус верхнего девона — красноцветными терригенными отложениями; 2) центральная, между каледонидами и герцинидами, целиком сложенная вулканогенными образованиями девонского вулканического пояса; 3) южная собственно герцинская (варисцийская), представленная вулканогенно-осадочными и морскими терригенными отложениями, занимающими главным образом северную часть Нуринского синклинория.

Проведенные нами полевые исследования разрезов девона на площади Спасской зоны и анализ данных многочисленных геологов, работавших в этом и других районах Спасско-Карагандинской области (А. А. Богданов, Ю. Ф. Кабанов, О. М. Канфель, О. А. Мазарович, В. В. Турсина, Н. П. Четверикова, М. Н. Щербакова, А. Л. Юрина, Е. Б. Яковлева, В. И. Яговкин, Р. Э. Квятковский, Н. Е. Соколов, Н. А. Севрюгин, Г. М. Щеперин, Н. К. Двойченко, Р. М. Антонюк и др.), позволили разработать более дробную схему фациальной зональности для нижнего — среднего девона, а также для живетского и франского ярусов.

### Отложения нижнего — среднего девона Спасской зоны и соседних районов

Нижне-среднедевонский вулканогенно-терригенный комплекс Спасско-Карагандинской области включает отложения жединского, кобленцского и проблематичного эйфельского ярусов и подразделяется на шесть фациальных зон (с севера на юг, фиг. 9): Семизбугинскую,




Фиг. 10. Опорные разрезы Семизбугинской фациальной зоны.

*1* — левобережье р. Улькун-Кундузды (Канфель, Мазарович, Турсина, 1962); *2* — район горы Караултюбе; *3* — левобережье р. Сарапан (Канфель, Мазарович и Турсина, 1962); *4* — к западу и северу от пос. Рыбинского (по Р. А. Борукаеву, 1958 г.); *5* — правобережье р. Ащису, за пределами схемы (по Н. А. Севрюгину, 1964 г.); *6* — горы Жильтау (по С. Г. Самыгину, 1963 г.); *7* — к северу от гор Кунаижал (по Г. М. Щеперину и П. М. Гречушкину, 1958 г.).

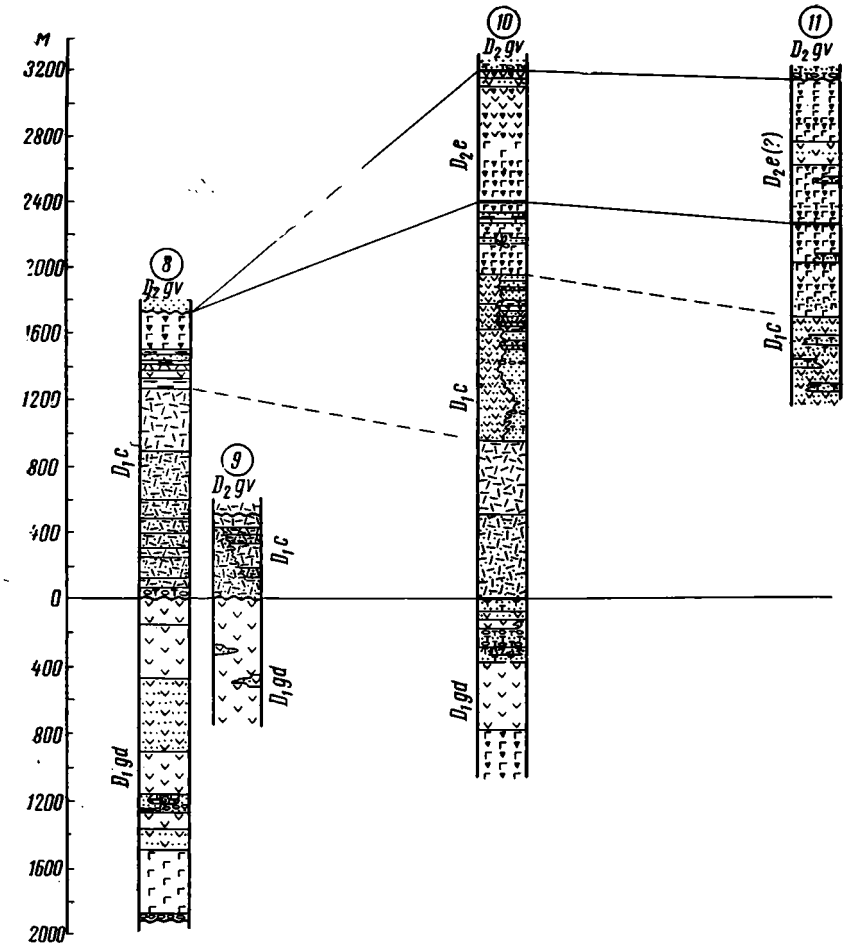
Условные обозначения к фиг. 10—14, 16—19.

*1* — конгломераты (*а*) и туфоконгломераты (*б*); *2* — песчаники (*а*) и туфопесчаники (*б*); *3* — алевролиты (*а*) и туфоалевролиты (*б*); *4* — известняки; *5* — кислые эффузивы (*а*) и их туфы (*б*); *6* — средние эффузивы (*а*) и их туфы (*б*); *7* — основные эффузивы; *8* — туфы смешанного состава; *9* — миндалекаменные лавы

Карагандинскую, Матакскую, Чурубайнуринскую, Кызылтускую и Восточно-Саумалкольскую. Фациальные зоны вытянуты в широтном направлении и подчинены в своем расположении региональному структурному плану области. Вместе с тем они расположены наискось по отношению к основным разрывным нарушениям — Байдаулет-Карасорскому разлому и собственно Спасскому надвиговому поясу.

Разрезы нижнего комплекса девона имеют разновозрастное основание. В пределах Семизбугинской и Карагандинской фациальных зон они с очень резким несогласием залегают на размытой поверхности каледонского фундамента, в том числе и на фаунистически охарактеризованных породах верхнего силура. Осадочно-вулканогенная толща Матакской фациальной зоны ложится на породы ордовика, а Чурубайнуринская зона перекрывает ордовик и нижний силур; отложения Восточно-Саумалкольской зоны также, вероятно, подстилаются ордовиком. И только терригенные осадки Кызылтуской фациальной зоны без существенного перерыва согласно надстраивают разрезы верхнего силура (лудловского яруса).

В кровле разрезов отложения какой-либо одной из зон нижнего — среднего девона перекрываются отложениями нередко различных зон живетско-франского возраста. Перекрытие происходит с разной степенью несогласия; лишь в Кызылтуской и Восточно-Саумалкольской зонах, а также в центральной части Карагандинской фациальной зоны




Фиг. 11. Опорные разрезы Карагандинской фациальной зоны.

*8* — район пос. Тракторного (по О. А. Сейдалину, 1963 г., с дополнениями по А. А. Богданову и др., 1960); *9* — к югу от г. Темиртау (Канфель, Мазарович, Турсина, 1962); *10* — междуречье Тереты и Нуры (Богданов и др., 1960, с дополнениями по Н. Е. Соколову и В. Е. Видищеву, 1956 г.); *11* — к северо-западу от оз. Карасор (по С. Г. Самыгину, 1963 г.)
Условные обозначения см. на фиг. 10

наблюдается вполне согласное залегание верхнего комплекса девона на нижнем.

Внутреннее строение разрезов нижнего — среднего девона (порядок и характер наслоения, петрографический состав пород, мощности проходящих горизонтов и т. д.) довольно существенно изменяется от одной зоны к другой, отражая все степени перехода от поднятия каледонид на севере к герцинской области прогибания на юге.

Так, Семизбугинская фациальная зона (фиг. 10, опорные разрезы 1—7), залегающая на каледонском поднятии и отчасти на северном борту Карагандинского прогиба, сложена континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями молассового облика. Разрез здесь имеет двучленное строение. Нижняя, большая его часть, представлена так называемой «порфиритовой» свитой, которая сложена главным образом туфогенными песчаниками и конгломератами, состоящими из обломков андезитовых порфиритов с редкими прослоями туфов и лав андезитового состава; количество последних вверх по разрезу увеличивается, и они становятся, наконец, господствующими,

чередуясь с прослоями дацитовых порфиритов. Мощность «порфиритовой» свиты составляет 1950—2150 *м*.

Верхняя часть разреза Семизбугинской фациальной зоны известна в литературе под названием «альбитофировой» свиты. В ее составе широко распространены туфы липаритовых порфиров, альбитофиров, кварцевых альбитофиров, фельзит-порфиров с прослоями и линзами лав и туфолав того же состава. Встречаются горизонты спекшихся туфов и редкие покровы порфиритов. Значительную роль играют осадочные образования (пачки песчаников и конгломератов, преимущественно туфогенных), местами составляющие до 25% всей мощности свиты которая колеблется от 600—700 до 1500 *м*.

«Альбитофировая» свита залегает на «порфиритовой» с размывом, а в ряде участков трансгрессивно переходит на породы силура и ордовика. Поэтому общая мощность вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород Семизбугинской фациальной зоны изменяется в довольно широких пределах: от 600—700 *м* (при выпадении «порфиритовой» свиты) до 2600—3200 *м*.

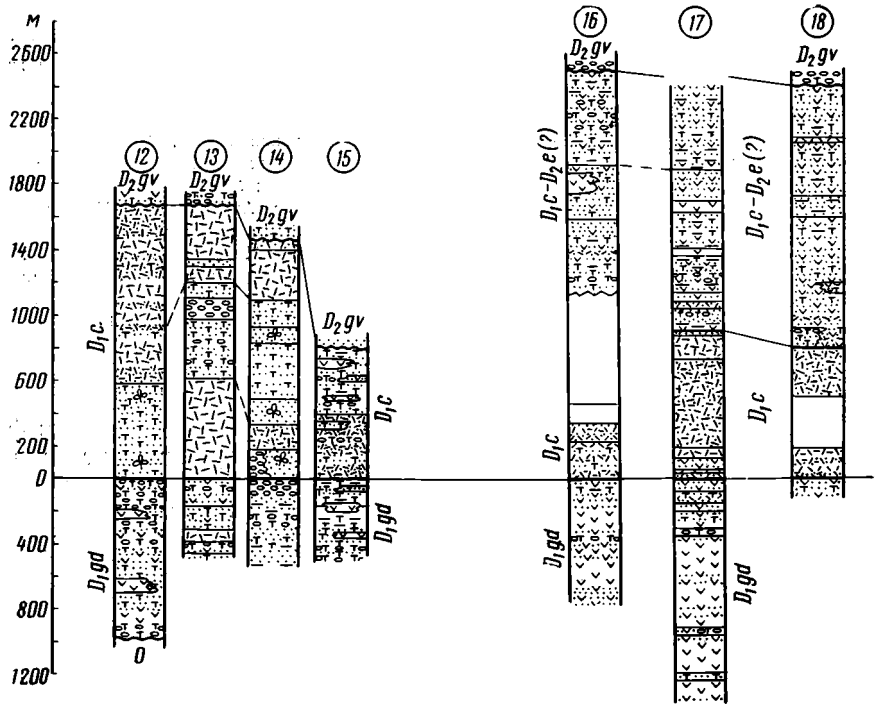
По сопоставлению с более южными разрезами девона «порфиритовую» свиту с некоторой долей условности можно отнести к жединскому ярусу, а «альбитофировую» к кобленцскому.

Разрезы Карагандинской фациальной зоны (фиг. 11, разрезы 8—11) отличаются от предыдущих прежде всего резким уменьшением осадочных прослоев. Их нижняя часть сложена «порфиритовой» свитой, в составе которой преобладают лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, иногда миндалекаменных, а туфы играют подчиненную роль; в более высоких горизонтах появляются дацитовые порфириты. Девонский возраст «порфиритовой» свиты подтверждается находками брахиопод из семейства ортид и мшанок *Anomalotoechus* sp. (Богданов и др., 1960). Ее мощность превышает 1700 *м*. «Альбитофировая» свита представлена исключительно эффузивами и туфами кислого состава, причем особенно характерно появление среди них прижерловых фаций — лавовых брекчий, агломератовых и грубообломочных туфов. Мощность свиты достигает 950—1250 *м*.

В западных участках Карагандинской зоны «альбитофировая» свита ложится на «порфиритовую» с размывом. Восточнее Караганды она, в свою очередь, перекрывается вулканогенно-осадочными породами и туфами среднего состава. Еще выше следует мощная толща миндалекаменных базальтовых и андезитовых порфиритов, в основании которой имеются небольшие известково-песчанистые прослои с остатками растений *Taeniocrada decheniana* (Goepp) Kr. et W., *Drepanophycus* cf. *spinaeformis* Goepp кобленцского возраста (Богданов и др., 1960; Канфель и др., 1962). В средних пачках лавовой толщи встречаются туфогенные песчаники с флорой живетского яруса. Таким образом, часть единой вулканогенной толщи между горизонтами с кобленцской и живетской флорой мощностью 800—1000 *м* имеет, очевидно, эйфельский возраст.

К западу от Караганды эйфельскому времени, скорее всего, соответствует перерыв в разрезе вулканогенного комплекса, и там живетские отложения несогласно налегают на «альбитофировую» свиту или на самые нижние горизонты покрывающих ее андезито-базальтовых порфиритов кобленца. Таким образом, разрез Карагандинской фациальной зоны на западе имеет двучленное строение, на востоке — трехчленное. Его суммарная мощность в направлении с запада на восток увеличивается с 3200—3600 до 4400—4500 *м*.

Матакская фациальная зона, расположенная на южной окраине Карагандинского прогиба в полосе надвигов, сложена в основном континентальными осадочно-вулканогенными отложениями (фиг. 12, разрезы 12—18). Для развитых в ее пределах пород нижнего — среднего девона




Фиг. 12. Опорные разрезы Матакской фациальной зоны

*12* — западнее пос. Раздольное (по М. Н. Щербаковой, 1963 г.); *13* — район сопок Чурубай (Кушев, 1941); *14* — сопки Жаланр (по О. А. Сейдалину, 1963 г.); *15* — район пос. Сатан (по Н. П. Четвериковой, 1958 г.); *16* — междуречье Алтынсу — Нура (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину); *17* — правобережье р. Матак (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину); *18*— к северо-западу от оз. Саумалколь (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину).
Условные обозначения см. на фиг. 10

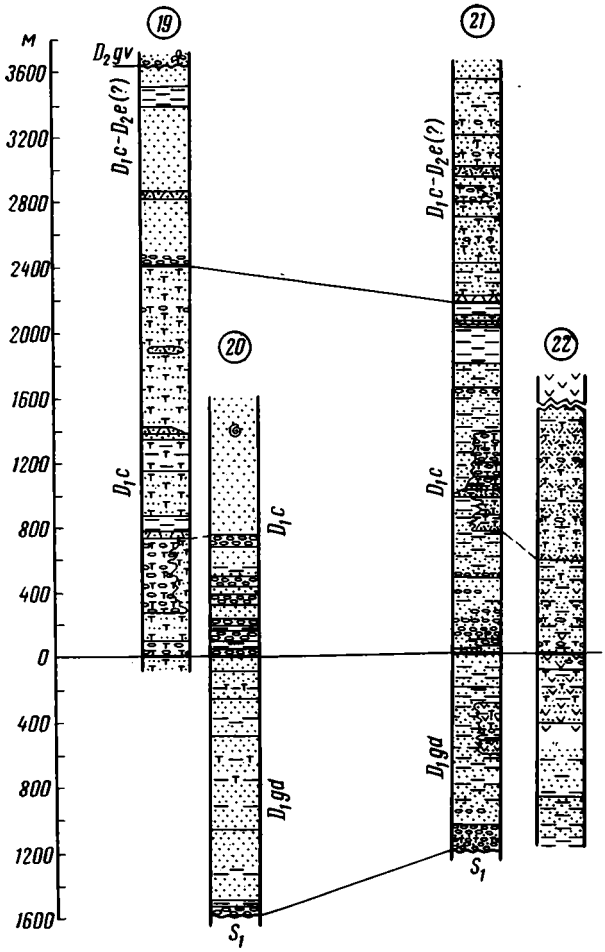
характерно трехчленное деление при резком преобладании вулканогенных пород над осадочными, которые встречаются в виде горизонтов и линз, весьма неустойчивых как по их количеству, так и по мощности. Очень много динамометаморфизованных разностей (порфироидов, порфиритоидов, сланцев и др.).

Нижняя часть разреза Матакской зоны является фациальным аналогом «порфиритовой» свиты и представлена эффузивами андезитового ряда и их различными туфами с отдельными прослоями туфогенных песчаников и конгломератов. Мощность ее достигает 1400—1600 *м*.

Выше залегает довольно однообразная толща, сложенная туфами, реже лавами липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, с минимальной мощностью 800—900 *м*. Она, по-видимому, является аналогом «альбитофировой» свиты.

Верхняя часть разреза, мощностью до 1600 *м*, имеет смешанный состав, с преобладанием пирокластических образований (в том числе игнимбритов), андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов. По сравнению с нижележащими толщами здесь заметно возрастает роль терригенного материала (туффитов, туфогенных песчаников и конгломератов, песчаников и алевролитов).

Западнее меридиана Караганды вулканогенно-осадочные и осадочные отложения составляют около половины всего разреза Матакской фациальной зоны, причем отсутствует часть самой верхней толщи, условно параллелизуемая с эйфельским ярусом. В тех же районах, по А. А. Богданову и др. (1960), из средних горизонтов известны много-




Фиг. 13. Опорные разрезы Чурубайнуринской фациальной зоны.

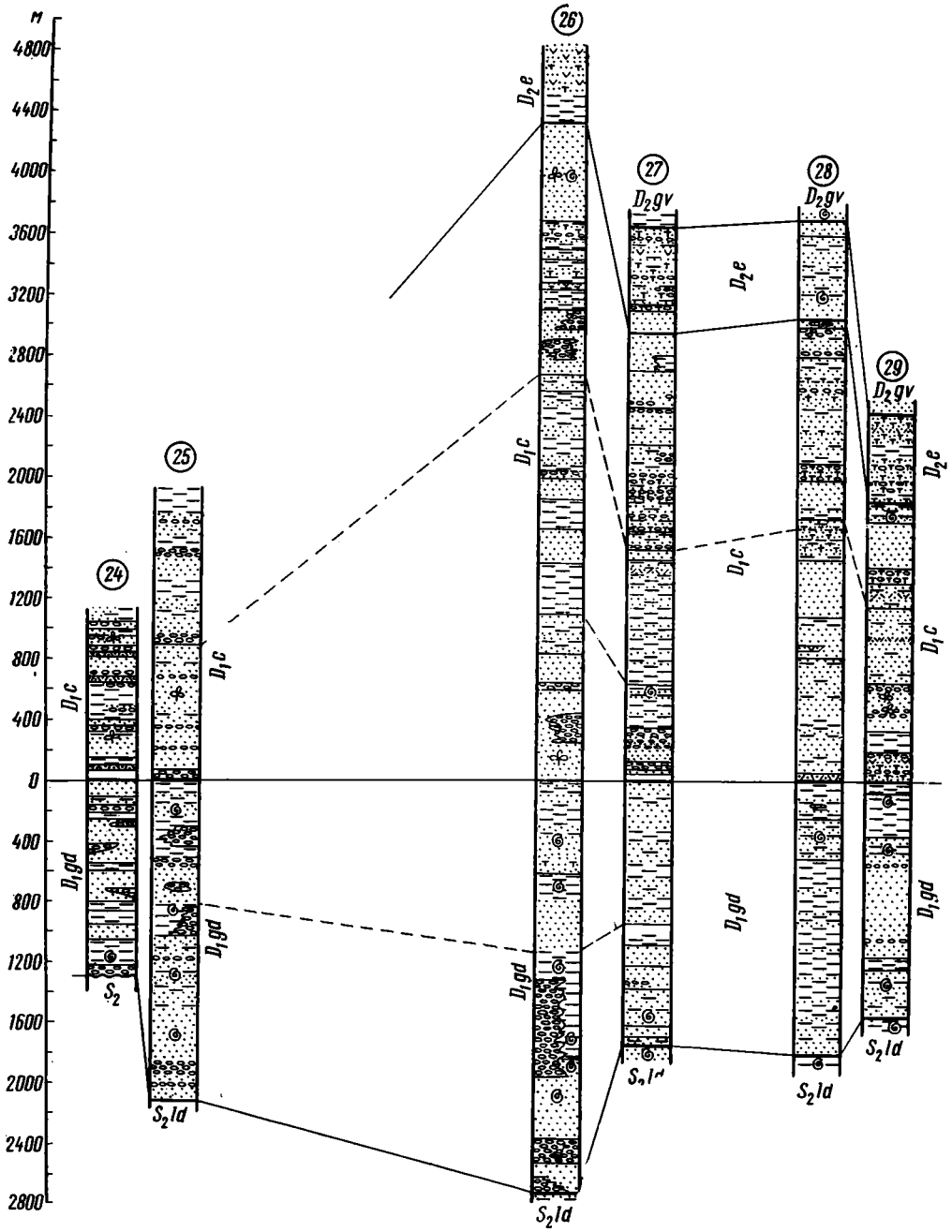
*19* — западнее гор Байдаулет (Богданов и др., 1960); *20* — правобережье р. Топар (Богданов и др., 1960); *21* — район к юго-востоку от пос. Акаул (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину); *22* — водораздел рек Матак и Нура (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину). Условные обозначения см. на фиг. 10

численные отпечатки флоры, вероятнее всего, кобленцского возраста — *Zosterophyllum* aff. *rhenanum* Kr. et W., *Psilophyton princeps* Daws. и др. Общая мощность осадочно-вулканогенных толщ зоны колеблется от 3000 *м* (на западе) до 4000 *м* (на востоке).

Континентальный характер Матакской, а также Карагандинской и Семизбугинской фациальных зон подтверждается широким распространением вулканогенных пород красно-бурой окраски, наличием среди них спекшихся туфов (игнимбритов), находками флоры, особенностями состава и сложения прослоев осадочных пород, а также отсутствием спилитов, типичных для подводных излияний. Лишь в самом начале девонского периода в отдельные участки Карагандинской и Семизбугинской зон проникали узкие морские заливы, о чем свидетельствует наличие линзы известняков с морской фауной среди прослоя грубозернистых песчаников в низах «порфиритовой» свиты западнее Караганды (район пос. Тракторного).

Чурубайнуринская фациальная зона занимает северное крыло Нуринского синклинория и южную окраину Карагандинского прогиба, прослеживаясь с обеих сторон вдоль Байдаулет-Карасорского разлома. Как показывают стратиграфические разрезы (фиг. 13, разрезы 19—22), нижний — средний девон в этой зоне представлен прибрежно-морскими туфогенно-осадочными фациями, среди которых наиболее широко распространены мощные пачки и линзы чередующихся пестрых и зеленых граувакковых, туфогенных, реже полимиктовых песчаников, конгломератов и туфоконгломератов, а также небольшие прослои алевролитов и туфоалевролитов.

В зоне отчетливо различаются три части разреза нижнего среднего девона; мощность соответственно (снизу вверх) равна 1200—2300, 1700—2200 и 1200—1500 *м*. Повсеместно встречаются линзы агломератовых и пепловых туфов разной мощности, среднего и кислого состава. У слияния рек Акбастау и Нура вблизи Байдаулет-Карасорского разлома




Фиг. 14. Опорные разрезы Кызылтуской фациальной зоны

*24* — правобережье р. Исень, за пределами схемы (Богданов и др., 1960); *25* — водораздел рек Исень и Чурубай-Нура (по М. Н. Щербаковой, 1963 г.); *26* — левобережье верховья р. Айнасу (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину, с дополнениями по А. А. Богданову, Н. П. Четвериковой и др., 1960); *27* — междуречье Акбастау и Адельсу (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину, с дополнениями по В. И. Яговкину, 1961 г.); *28* — Саржальские горы (по Ф. С. Моисеенко и В. И. Яговкину, 1961 г.); *29* — район оз. Шингиль (Двойченко и Харченко, 1962).

Условные обозначения см. на фиг. 10

широко развиты плагиоклазовые и пироксеновые порфириты и их туфы, характерные в основном для средней части разреза. Некоторые различия в строении рассматриваемой зоны в связи с Байдаулет-Карасорским разломом мы находим и в районе Чурубай-Нура (см. фиг. 13, разрезы 19 и 20).

При общей суммарной мощности туфогенно-осадочного комплекса Чурубайнуринской зоны, равной 4—5 *км*, число находок органических остатков невелико. Лишь в средних горизонтах западных разрезов обнаружено несколько экземпляров *Acrospirifer cabedanus* (V. et A.), являющегося руководящей формой кобленцского яруса (Богданов и др., 1960).

Казылтуская фациальная зона приходится на центральную и южную части Нуринского синклинория, прослеживаясь от левобережья р. Исень до г. Каркаралинска, с перерывом вдоль юго-западной (сдвиговой) части Байдаулет-Карасорского разлома. Породы этой зоны (фиг. 14, разрезы 24—29) сложены хорошо отсортированным и менее грубым, чем в предыдущей зоне, терригенным материалом, состоящим из обломков подстилающих и южнее расположенных пород; отложения изобилуют органическими остатками.

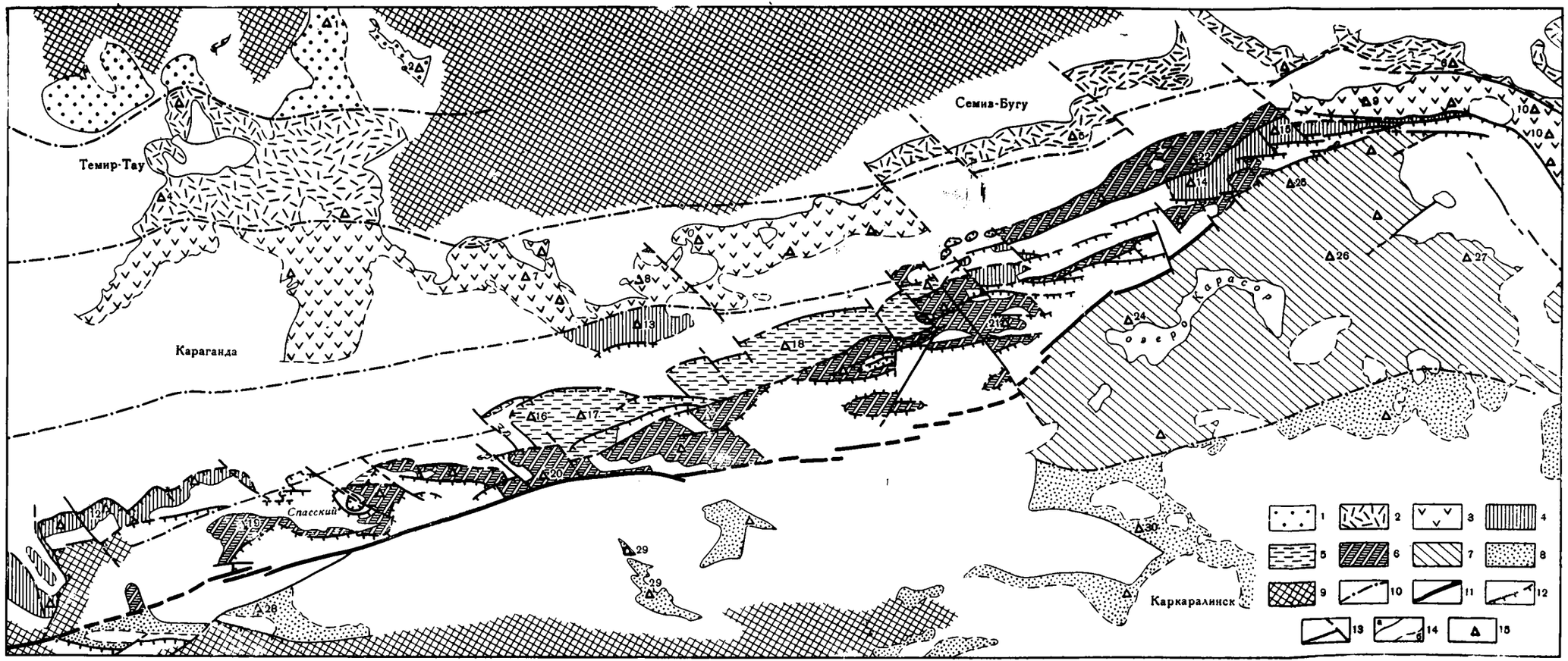
Жединский ярус представлен толщей зелено-серых полосчатых полимиктовых песчаников и алевритов с линзами конгломератов и редкими прослойками известняков. В различных частях наблюдаются отдельные, выклинивающиеся по простиранию красноцветные пачки. Мощность толщи варьирует в пределах 1300—2700 *м*. Из множества ископаемых остатков (кораллы, криноидеи, брахиоподы) в качестве наиболее характерных для яруса отмечены: *Howellella* cf. *mercuri* (Gos.) и *Leptostrophia rotunda* Bubl. (Богданов и др., 1960; Геологическое строение, 1961; Двойченко и Харченко, 1962).

Среди отложений, относимых к кобленцскому ярусу, преобладают пестроцветные граувакковые и полимиктовые песчаники с подчиненными горизонтами алевролитов и мощными, но относительно небольшими по протяженности линзами конгломератов и гравелитов. Встречаются тонкие линзовидные прослои пепловых туфов кислого состава, а также туфогенные алевролиты и песчаники, возникшие за счет разрушения вулканогенных пород кислого и, в меньшей степени, среднего состава. Мощность изменяется от 1900 до 4300 *м*. Кобленцский возраст по тем же данным доказывается находками флоры *Drepanophycus* cf. *spinaeformis* Goepp в основании толщи и раковин брахиопод *Acrospirifer primaevus* (Stein.), *A. cabedanus* (V. et A.) из ее средних и верхних горизонтов.

Верхняя часть терригенного разреза, мощностью 500—700 *м*, сопоставляемая с эйфельским ярусом, сложена зелеными и красными песчаниками, тонкослоистыми алевролитами и грубозернистыми туфопесчаниками, состоящими из обломков андезитовых порфиров. Их возраст устанавливается по стратиграфическому положению между пачками с окаменелостями кобленцского и живетского ярусов, однако есть указания (Двойченко, Харченко, 1962) и на находки руководящей фауны эйфельского яруса — *Acrospirifer cotanbulack* Bubl.

Терригенные фации нижнего — среднего девона Кызылтуской зоны образовались в условиях сокращающегося мелководного морского бассейна окраины герцинид. Наибольшая их мощность замерена в центральной части Нуринского синклинория (7000—7500 *м*; см. фиг. 14, разрез 26); к западу и востоку мощность уменьшается до 4000 *м* (разрезы 25 и 29).

Восточно-Саумалкольская фациальная зона — последняя из зон нижнего среднего девона Спасско-Карагандинской области — выделена условно. Возможно, она в какой-то мере соответствует Чурубайнуринской зоне, отличаясь от нее лишь большей насыщенностью вулканиче-




Фиг. 15. Схема расположения живетско-франских фациальных зон в области Спасско-Карагандинского сближения (Суворов, Самыгин, 1965).

**Условные обозначения к фиг. 15, 20**

*1* — Караултюбинская зона; *2* — Темиртауская зона; *3* — Теректинская зона; *4* — Жаларская зона; *5* — Актасская зона; *6* — Западно-Саумалкольская зона; *7* — Карасорская зона; *8* — Каркаралинская зона; *9* — районы устойчивых поднятий, где осадконакопления не происходило; *10* — границы фациальных зон; *11* — Байдаулет-Карасорский глубинный разлом; *12*—Спасский надвиговый пояс и его надвиги; *13* — прочие разрывы; *14* — границы живетско-франских отложений с более древними (*а*) и более молодыми (*б*) образованиями; *15*—местоположение опорных разрезов и их порядковые номера; №№ 3, 11 и 23 за пределами схемы.

А. И. Суворов

скими породами кислого состава. Но, может быть, (что более вероятно) она является новообразованием, связанным со структурами Чингиза.

Видимая часть разреза этой зоны (около 1000 *м*) внизу сложена переслаивающимися пестроцветными горизонтами туфов и лав кварцевых альбитофиров, альбитофиров и кварцевых порфиров с прослоями обломочных пород. Вверх по разрезу вулканогенные отложения постепенно сменяются зеленовато-серыми полимиктовыми, изредка туфогенными песчаниками (до 900 *м*) с тонкими, выдержанными по простиранию прослоями кислых пепловых туфов, туффитов и туфогенных алевролитов. В отложениях часто встречаются остатки фауны и флоры. Из середины верхней части разреза определены, по Г. М. Щеперину и Н. А. Севрюгину (1958 г.), *Acrospirifer cabedanus* (V. et A.) и *Parmorthis triangularis* (Zeil.), указывающие на кобленцский и кобленц-эйфельский возраст вмещающих отложений. Еще выше без перерыва следует толща аналогичного состава с флорой живетского яруса.

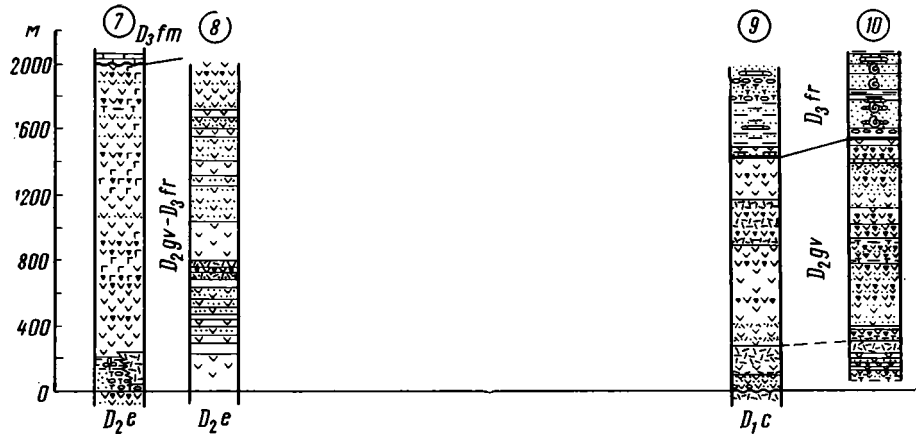
### Живетско-франские отложения Спасской зоны и соседних районов

Разрезы нерасчлененных вулканогенно-терригенных отложений живетско-франского возраста среднего — верхнего девона характеризуется меньшим содержанием вулканогенного материала, чем нижне-среднедевонские. Однако, как будет показано ниже, они отражают те же закономерные фациальные изменения с переходом от каледонид к герцинидам.

Всего в Спасско-Карагандинской области выделено восемь фациальных зон живетско-франского возраста (с севера на юг, фиг. 15): Караултюбинская, Темиртауская, Теректинская, Жалаирская, Актасская, Западно-Саумалкольская, Карасорская и Каркаралинская. Местами вулканогенно-терригенный комплекс залегает с размывом и небольшим несогласием на породах нижнего — среднего девона, местами же между ними перерыв не обнаружен. На севере отложения комплекса резко несогласно перекрывают календонский фундамент. Верхним ограничением комплекса служат распространенные почти во всех зонах карбонатные отложения фамена. Особенностью в расположении фациальных зон живета — франа является их более северо-восточное простирание по сравнению с зонами нижнего — среднего девона. Живетско-франские отложения как бы несколько повернуты против часовой стрелки и более параллельны основным разломам Спасской зоны.

Караултюбинская фациальная зона (см. фиг. 15, разрезы 1—2) намечается в виде разрозненных впадин на поднятии каледонид и сложена молассами континентального происхождения — грубыми конгломератами, полимиктовыми, граувакковыми, реже туфогенными песчаниками, алевролитами, иногда аргиллитами с преобладающей красноцветной окраской. Общая мощность разреза колеблется от 700 до 1600 *м*. На западе в нижних горизонтах моласс встречаются андезитовые порфириты, кислые лавы, туфы, выклинивающиеся в северном направлении. Отпечатки *Barrandeina dusliana* (Kr.) Stur. из нижних горизонтов указывают на живетский, а отпечатки *Lepidodendropsis theodori* (Zal.) Jongm и чешуя *Bothriolepis asiatica* O. Obr. из средних горизонтов — на франский возраст вмещающих пород (Богданов и др., 1960; Кабанов, 1962; Канфель и др., 1962).

Темиртауская зона протягивается вдоль северного борта Карагандинского прогиба и лишь в средней части прервана выступом каледонского фундамента (см. фиг. 15, разрезы 4—6). На западе в составе этой фациальной зоны преобладают кислые пирокластические образования, особенно характерные для низов разреза. Выше появляются




Фиг. 16. Опорные разрезы Теректинской фациальной зоны.

*7* — район пос. Рахимжан (Богданов и др., 1960); *8* — к югу от пос. Пролетарского (по Р. Э. Квяковскому, 1948 г. и В. И. Яговкину, 1961 г.); *9* — горы Жильтау (по С. Г. Самыгину, 1963 г.); *10* — горы Торгайжал (по Г. М. Щеперину и П. М. Гречушкину, 1958 г.).
Условные обозначения см. на фиг. 10

кислые лавы, андезитовые порфириты, их туфы и небольшие прослои туфогенно-осадочных пород. Их общая видимая мощность в районе Самаркандского водохранилища достигает 1600—2000 *м*. Близ границы с Караултюбинской зоной в верхней части разрезов сильно увеличивается количество терригенного материала, причем местами вверху явно преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные породы (главным образом песчаники и туфопесчаники). Из основания разрезов известны остатки растений, характерных для живетского яруса, например *Protolepidodendron* cf. *scharyanum* Kr. (Богданов и др., 1960), а из верхних горизонтов — фауна *Cyclostigma* cf. *kiltorkense* (Haught), указывающая на их позднедевонский возраст (Кушев, 1941).

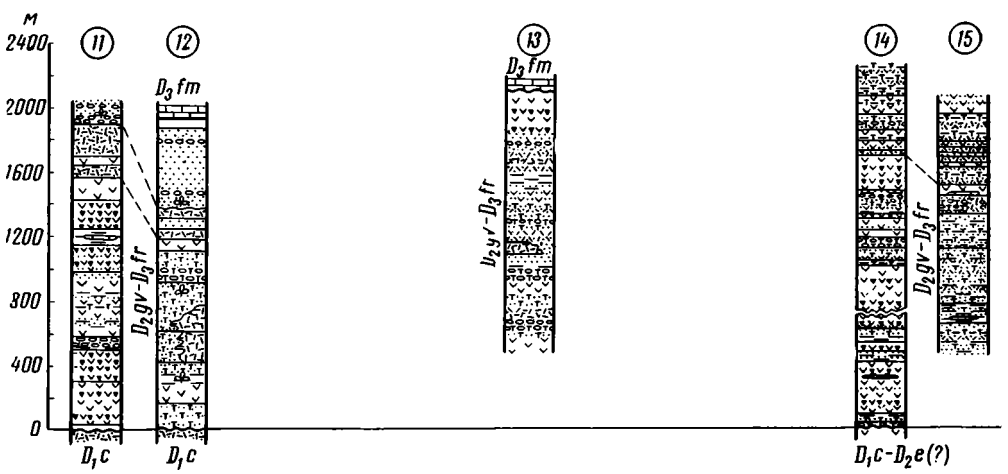
Восточная половина Темиртауской фациальной зоны (в районе горы Семиз-Бугу) сложена характерной толщей часто переслаивающихся красно-бурых туфов, туфоагломератов и туфолав альбитофирового состава, кварцевых альбитофиров, трахилипаритовых порфиров и ортофиров, которые содержат тонкие прослои туфоалевролитов и песчаников с линзочками известняков. Мощность ее, всюду довольно постоянная, составляет 1300—1400 *м*. По Н. А. Севрюгину и Г. М. Щеперину, 1958 г., несколько ниже известняков фаменского яруса в толще известны находки флоры и фауны, в частности *Cyrtina* cf. *heteroclita* Defr., *Jndospirifer kasachstanica* Rzon. (msc.) (ex gr. *J. padaukpinensis* Reed), характерные для живетского яруса (ископаемые остатки франского яруса не обнаружены). По-видимому, осадкообразование во франском веке здесь не происходило, на что указывает и М. А. Сенкевич (1960).

Теректинская фациальная зона протягивается вдоль северной половины Карагандинского прогиба и исключительно выдержана по простиранию (фиг. 16, разрезы 7—10). Она сложена преимущественно андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами часто с миндалекаменной текстурой, переслаивающимися с подчиненными прослоями туфов того же состава. В некоторых местах наблюдаются прослои осадочных пород. Так, к югу от пос. Теректы в основании разреза имеется пачка туфогенных песчаников, конгломератов и кремнисто-глинистых алевролитов. В ней найдены отпечатки живетской флоры *Protolepidodendron karlsteinii* Pot. et Bern. (Богданов и др., 1960). На востоке миндалекаменные лавы согласно покрываются осадочными породами — пес-

чаниками, гравелитами, песчано-глинистыми сланцами, с линзами известняков. Мощность этих пород достигает 500 *м*. По данным Н. А. Севрюгина и Г. М. Щеперина последние содержат фауну франского яруса — *Cyrtospirifer achmet*. Nal. и др. Общая мощность живетско-франских вулканогенных пород Терекгинской зоны составляет 2000 *м*, а южнее пос. Теректы, возможно, и 3000 *м*.

Жалаирская фациальная зона (фиг. 17, разрезы 11—15) расположена в южной половине Карагандинского прогиба и с некоторыми перерывами прослеживается вдоль Спасского надвигового пояса от пос. Чурубай-Нура до районов к северу от оз. Карасор. Разрез этой зоны, в отличие от вышеописанного, характеризуется повсеместным распространением частых прослоев и целых пачек терригенных пород различной мощности. Вулканогенные породы представлены главным образом андезитовыми порфиритами, нередко миндалекаменными, и их туфами, но местами в разных частях разреза встречаются дацитовые порфириты, туфы и туфолавы альбитофиров. Осадочные отложения отличаются грубообломочным составом, обилием туфового материала и линзовидным характером залегания с раздувами и сокращениями мощности. Максимальная мощность осадочно-вулканогенного комплекса составляет 2000—2200 *м*. В его нижних и средних горизонтах встречены отпечатки живетских растений — *Protolepidodendron* sp., а в красноцветных песчаниках верхней части разреза — отпечатки позднедевонской формы *Cyclostigma kiltorkense* (Haught) (Богданов и др., 1960).

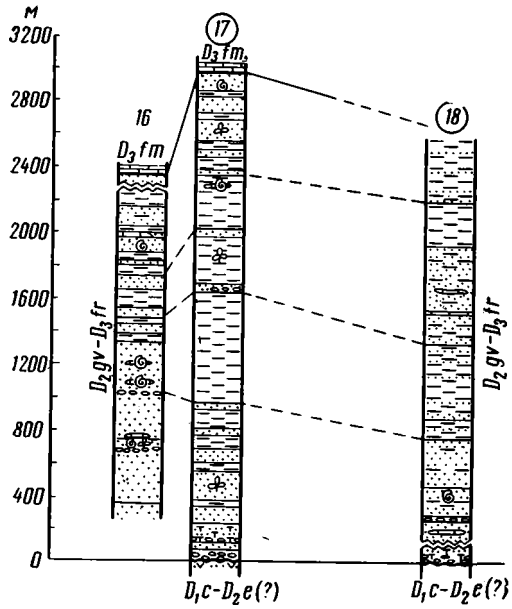
Рассмотренные отложения Темиртауской, Терекгинской и Жалаирской фациальных зон живета — франа накапливались преимущественно в континентальных условиях. Основная масса вулканических очагов с извержениями основного состава была, вероятно, сконцентрирована вдоль северного края Карагандинского прогиба, в Терекгинской зоне, связанной с наиболее глубокими расколами фундамента. В двух других зонах вулканизм проявился слабее, отличаясь местами преобладанием кислого материала в составе извержений. Вулканическая деятельность закончилась в основном к фаменскому веку, но в наиболее восточных районах (разрезы 5, 6, 9, 10, 15) наблюдается более раннее ее прекра-




Фиг. 17. Опорные разрезы Жалаирской фациальной зоны.

*11* — левобережье р. Исень (за пределами схемы, фиг. 15; Кабанов, 1962); *12* — сопки Жалаир (Богданов и др., 1960); *13* — горы Тайсойтан (по В. И. Яговкину, 1961 г., с дополнениями А. И. Суворова и С. Г. Самыгина); *14* — горы Аир (по С. Г. Самыгину, 1963 г.); *15* — к юго-западу от гор Жильтау (по С. Г. Самыгину, 1963 г.)

Условные обозначения см. на фиг. 10




Фиг. 18. Опорные разрезы Актасской фациальной зоны.

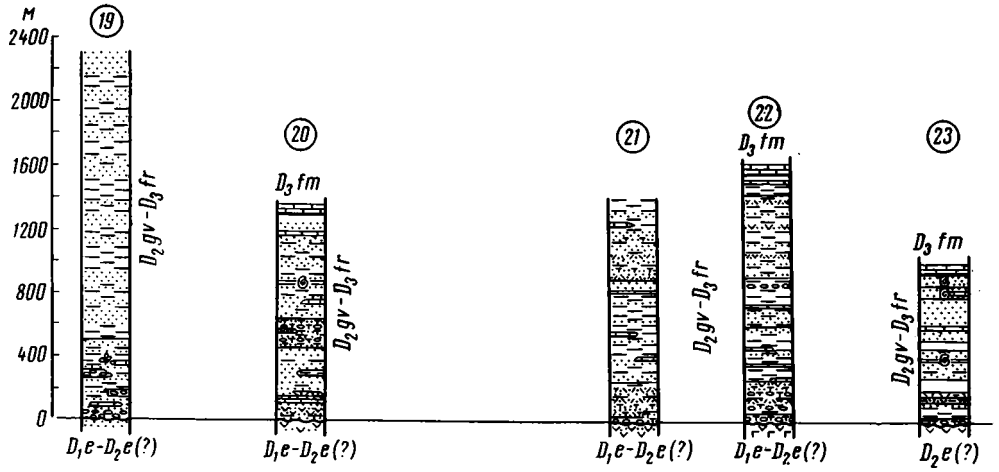
*16* — район оз. Сарыколь (по Н. Е. Соколову, В. Е. Видишеву и др., 1956 г.); *17* — р. Алтынсу (Богданов и др., 1960); *18*— район пикета Актас (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину).
Условные обозначения см. на фиг. 10

щение, и уже во франском веке там отлагаются осадки прибрежно-морского облика (разрезы 9, 10, 15).

Актасская фациальная зона размещена целиком внутри Спасского надвигового пояса и сложена исключительно морскими тонкообломочными отложениями (фиг. 18, разрезы 16—18), которые обычно именуются акбастауской свитой. В их разрезе преобладают серые, зеленоватые и голубоватые тонкослоистые алевролиты, аркозовые и полимиктовые песчаники, песчано-глинистые сланцы и небольшие линзовидные прослои известняков. Алевролитов больше в средней части разреза, а восточнее пикета Актас — и в верхней части. Некоторые горизонты характеризуются косой слоистостью, редкие же прослои гравийных песчаников связаны с внутриформационными размывами. В низах распространены маломощные прослои туфогенных песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

В поверхностных обнажениях зона прослеживается приблизительно до меридиана горы Семиз-Бугу, где мощность разреза достигает 2500 *м*. Максимальная мощность более 3000 *м* замерена в верховьях р. Алтынсу, затем в западном направлении она уменьшается снова до 1900—2200 *м*. По всему разрезу встречаются отпечатки среднедевонских растений (Богданов и др., 1960), а также брахиоподы и кораллы, в том числе *Favosites polymorphus* (Goldf.), *Alveolites suborbicularis* Lamk., указывающие на средне-позднедевонский возраст отложений (Кушев, 1941).

Внутри Спасского надвигового пояса расположена также следующая, Западно-Саумалкольская фациальная зона (фиг. 19, разрезы 19—22). Разрезы этой зоны представлены прибрежно-морскими туфогенно-осадочными отложениями, которые по простиранию довольно изменчивы. Основная роль в их составе принадлежит сероцветным и пестроцветным песчаникам, алевролитам и аргиллитам, содержащим небольшие линзы известняков. В разных частях разреза, но, как правило, чаще внизу, наблюдаются горизонты конгломератов и туфоконгломератов, туфогенных песчаников и алевролитов, а также туфов липарит-дацитовых и дацитовых порфиритов (вблизи Байдаулет-Карасорского разлома). Местами, например у Спасского завода и восточнее пикета Актас, в нижних горизонтах появляется вулканический материал более основного состава (андезитовые порфириты). Средняя мощность туфогенно-осадочных отложений равна приблизительно 1300—1500 *м*. Их живетско-франский возраст в восточных участках, по данным Р. Э. Квятковского, Н. А. Севрюгина и Р. М. Антонюка, подтверждается находками фауны *Productella* cf. *subaculeata* Murch., *Athyris spiriferoides* Eat. и другими, а в западных (Богданов и др., 1960) — флорой *Protopteridium*




Фиг. 19. Опорные разрезы Западно-Саумалкольской фациальной зоны.

*19* — к западу и северу от гор. Байдаулет (Богданов и др., 1960); *20* — правобережье р. Коктал (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину); *21* — к северо-западу от оз. Саумалколь (по А. И. Суворову и С. Г. Самыгину); *22* — правобережье р. Ащису (по С. Г. Самыгину, 1963 г.); *23*—юго-восточнее горы Егендыбулак (за пределами схемы, фиг. 15, по Р. М. Антонюку и Н. В. Аксаментовой, 1961 г.). Условные обозначения см. на фиг. 10

*hostimense* Kr., *Hyenia Vogti* Hoeg и фауной *Alveolites suborbicularis* Lamk.

Карасорская фациальная зона (см. фиг. 15, разрезы 24—27) занимает довольно обширную площадь в районе оз. Карасор, южнее сбросового отрезка Байдаулет-Карасорского разлома. Отложения зоны выполняют впадину и представлены однообразными по составу зеленовато-серыми алевролитами и полимиктовыми песчаниками, содержащими многочисленные горизонты туфов липаритовых порфиров и дацитовых порфиритов. Местами встречаются небольшие линзы известняков и прослои порфиритов. Мощность в центре впадины достигает 3300 *м*, снижаясь на ее краях до 2600—2700 *м*. Отложения содержат живетско-франскую флору и франскую фауну, в том числе *Protopteridium hostimense* Kr., *Lepidodendropsis* cf. *theodory* Zal., *Mucrospirifer seid* (Nal.), *Carinaferella tioga* Hall (Двойченко, Харченко, 1962). Карасорская вулканогенно-осадочная зона сформировалась в условиях морского, преимущественно мелководного бассейна с островами.

Последняя из живетско-франских фациальных зон Спасско-Карагандинской области — Каркаралинская (см. рис. 15, разрезы 28—30) — протягивается в виде разобщенных впадин по площади Нуринского синклинория. Она прилегает также и к Тектурмасскому антиклинорию, который в живетско-франское время представлял собой размывавшееся поднятие. Зона сложена пестроцветными полимиктовыми и грауваккковыми песчаниками, тонкослоистыми алевролитами, реже аргиллитами с частыми, особенно в верхних частях разрезов, прослоями и линзовидными пачками гравелитов и конгломератов. Иногда в разрезе встречаются линзы известняков и туфы кислого и смешанного состава. На западе, в районе р. Топар, среди красноцветных осадков имеются небольшие покровы миндалекаменных порфиритов и альбитофиров. Мощность разрезов колеблется в пределах 2100 (р. Топар) — 2500 *м* (к северу от г. Каркаралинска), увеличиваясь с запада на восток. Граница между Каркаралинской и Карасорской зонами на востоке расплывчата и носит характер постепенного перехода. Органические остатки в пестроцветных фациях Каркаралинской зоны такие же, как и в

Карасорской зоне (Геологическое строение..., 1961; Двойченко и Харченко, 1962).

Приведенные данные о строении и пространственном размещении нижне-среднедевонских и живетско-франских фациальных зон Спасско-Карагандинской области показывают, что:

1) все зоны характеризуются достаточно резкими фациальными особенностями, которые позволяют их легко различать;

2) все зоны хорошо выдержаны по простиранию и сохраняют основные литофациальные признаки в широтном и северо-восточном направлениях;

3) по мере перехода из области каледонид в область герцинской складчатости рассмотренные зоны во всех пересечениях испытывают принципиально одинаковые изменения. В нижне-среднедевонском комплексе в направлении с севера на юг континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи сменяются морскими терригенными значительно большей мощности, а в живетско-франском комплексе, в том же направлении, континентальные молассы сменяются сначала вулканогенными породами (по северному краю Карагандинского прогиба), затем опять (как и в нижнем девоне) морскими тонкообломочными и, наконец, прибрежно-морскими туфогенно-осадочными образованиями серой и (еще южнее) пестроцветной окраски. При этом около Байдаулет-Карасорского и оперяющих его разломов в комплексе появляются породы вулканического происхождения.

Следует подчеркнуть (подробнее на этом мы остановимся ниже), что отдельные живетско-франские фациальные зоны несколько сместились относительно родственных им зон нижнего — среднего девона. Вместе с тем и те и другие в каждом данном месте Спасско-Карагандинской области сформировались и залегают не случайно. Они как бы являются звеньями одной цепи между разрезами девона каледонид и герцинид Центрального Казахстана, т. е. между фациями устойчивых поднятий на севере и фациями прогибаний на юге. Именно поэтому положение каждой из рассмотренных фациальных зон Спасско-Карагандинской области, а особенно порядок их расположения друг за другом в разных сечениях с севера на юг весьма постоянны. Лучше всего это выражено в западной половине области, менее нарушенной надвигами, тогда как на востоке, в полосе развития спасских надвигов, расположение некоторых фациальных зон очень интересно изменяется. Заметные изменения в положении отдельных фациальных зон нижнего — среднего девона и в характере их внутреннего строения наблюдаются также вдоль Байдаулет-Карасорского разлома.

### Байдаулет-Карасорский разлом Спасской зоны

Как уже было отмечено, Байдаулет-Карасорский разлом является южным ограничением Спасского надвигового пояса и протягивается вдоль него на 250—270 *км*. Морфология его сместителей и крыльев отличается большой сложностью, изменяясь от участка к участку в зависимости от простирания разлома. Рассмотрим три основных отрезка разлома — юго-западный, центральный и северо-восточный, в пределах которых морфологические изменения наиболее значительны.

На юго-западе разлом состоит из нескольких ветвей, веерообразно расходящихся с северо-востока на юго-запад. По приближении с запада к этому пучку разломов широтно вытянутый Нуринский синклинорий, выполненный отложениями силура и девона, резко меняет простирание на северо-восточное, следует вдоль пучка и затем, отходя от него, снова вытягивается в широтном направлении. Точно такое же колено образовано и складчатыми комплексами верхнего протерозоя—кембрия, слагающими Тектурмасский антиклинорий.

Сместитель главного, наиболее северного разлома простирается по азимуту СВ 65—70°. На поверхности он довольно прямолинеен, а в разрезе круто падает к югу (почти вертикально). На большой площади он резко отделяет толщи ордовика и девона от силурийских, между которыми в зоне разлома наблюдаются затертые линзы мраморизованных известняков и грязно-зеленоватых туфосланцев ордовика или силура. Ширина этих линз 10—20 *м*, длина 100—150 *м* и более. Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи нижнего — среднего и среднего — верхнего девона прослеживаются местами в обоих крыльях разлома. Здесь, например, четко устанавливаются фациальные зоны: Кызылтусская, Чурубайнуринская и Матакская (нижний — средний девон), а также Каркаралинская и Западно-Саумалкольская (живетский и франский ярусы), облекающие выходы пород ордовика и силура.

В рельефе разлом выражен небольшими по высоте уступами, седловинами, линзовидными расширениями поперечных долин и прямолинейными оврагами. Уступы проявляются в местах сильного окварцевания пород, седловины — в участках их рассланцевания и дробления. По бортам прямолинейных оврагов в обоих крыльях разлома повсеместно наблюдаются зеркала скольжения. С северной стороны плоскости рассланцевания наклонены в южных румбах под углами 40—60°, а штрихи и борозды на параллельных им зеркалах скольжения направлены на запад-северо-запад. С южной стороны рассланцевание преимущественно вертикальное, зеркала ориентированы по-разному и несут на себе горизонтальную, вертикальную и наклонную штриховки. В горизонтальной проекции штрихи и борозды направлены главным образом на север и на северо-восток.

Сильно нарушенные слои ордовика, силура и нижнего — среднего девона, отходящие от сместителя Байдаулет-Карасорского разлома под острыми углами к западу и востоку, образуют в его крыльях антиклинальные складки волочения с сильно наклоненными шарнирами. Длина этих складок в некоторых случаях достигает 10—20 *км*. В северном крыле разлома ядра складок сложены основными эффузивами ордовика, в южном — песчано-сланцевой толщей силура. Оси складок волочения дугообразно изогнуты: в северном крыле они выпуклы к юго-западу, в южном — к северо-востоку. По мере удаления от сместителя складки погружаются и затухают.

Особенностью юго-западного отрезка Байдаулет-Карасорского разлома является также его шарнирный характер, что отражается в структурном опускании (вдоль сместителя) либо южного крыла относительно северного, либо наоборот. Стратиграфическая амплитуда таких опусканий, определяемая по мощности толщ среднего палеозоя, достигает 2—3 *км*.

Приведенные морфологические данные вполне характеризуют разлом как левый сдвиг. Однако лучше всего это видно по расположению фациальных зон нижнего — среднего девона — Кызылтусской и Чурубайнуринской. Указанные фациальные зоны рассечены разломом, а их разобщенные части ступенчато сдвинуты относительно друг друга против хода часовой стрелки: южные — к северо-востоку, северные — к юго-западу (см. фиг. 9). Амплитуда сдвигания Чурубайнуринской зоны равна 55 *км*, Кызылтуской — 70 *км*. Еще далее к юго-западу о величине сдвига можно судить по коленообразному изгибу Нуринского синклинория и Тектурмасского антиклинория. В отложениях силура амплитуда составляет не менее 80 *км*, а в отложениях верхнего протерозоя — кембрия — 90—100 *км*. Таким образом, в пределах Байдаулет-Карасорского разлома амплитуда сдвигания постепенно увеличивается с северо-востока на юго-запад, т. е. с переходом от более молодых отложений к древним.

Интересно, что в северном крыле разлома обнаруживаются признаки наиболее сильного бокового сжатия. Распространенные здесь вулканогенные и осадочные породы ордовика и девона имеют сложное чешуйчато-складчатое строение, с многочисленными надвигами широтного и северо-восточного простирания и связанными с ними северо-западными сдвигами. В результате сильного сдавливания горные породы северного крыла разлома претерпели дислокационный метаморфизм и превратились в порфироиды, порфиритоиды и сланцы.

Южное крыло разлома, охватывающее на юго-западе площадь коленообразного изгиба Нуринского синклинория и Тектурмасского антиклинория, испытало, в отличие от северного, растяжение и растаскивание вдоль разлома. Наряду с зонами вертикального рассланцевания (вероятно, наиболее древними) и складками волочения в отложениях силура и девона наблюдаются грабены и горсты, ограниченные сбросо- и взбросо-сдвигами разных направлений — северо-западного, северо-восточного и субширотного. Особенно характерны небольшие грабен-синклинали или наложенные мульды восток-юго-восточного простирания, выполненные осадочными отложениями верхнего девона — нижнего карбона или андезитовыми порфиритами намюра — верхнего карбона. Длина мульд составляет 15—20 *км*, ширина 5—7 *км*. Простое устройство и косое расположение этих структур относительно сместителя Байдаулет-Карасорского разлома говорят в пользу их просадочного происхождения при левом сдвиге по разлому и возникшем при этом растаскивании толщ рассматриваемого крыла с юго-запада на северо-восток. Внедрение Топарского гранитного массива среднекаменноугольного возраста, рассекающего Нуринский синклинорий и вытянутого параллельно указанным мульдам, обусловлено, очевидно, действием того же механизма. Заметим, кстати, что именно в этом участке широко развиты небольшие, веерообразно расположенные разрывные нарушения северо-восточного направления, которые четко определяются как левые сдвиги с амплитудой смещения от 0,5 до 7 *км*.

Необходимо указать еще на одну важную деталь в строении крыльев Байдаулет-Карасорского разлома. Как показало детальное сравнение разрезов девона, разобщенные и сдвинутые на юго-западе фациальные зоны, сохраняя основные черты строения, с переходом через сместитель разлома несколько видоизменяются. Например, мощность отложений Кызылтуской зоны с запада на восток скачкообразно увеличивается почти в два раза (см. фиг. 14, разрезы 25—26), а в Чурубайнуринской зоне происходит резкое уменьшение туфогенного материала (см. фиг. 13, разрезы 19—20). Живетско-франские фациальные зоны следуют главным образом вдоль разлома. Вместе с тем одна из них — Западно-Саумалкольская — оказывается целиком в северном его крыле, тогда как другая — Каркаралинская — в южном. Эти зоны, находящиеся в разных крыльях разлома, по характеру разреза значительно отличаются одна от другой. Таким образом, очевидно, что Байдаулет-Карасорский разлом контролировал распределение девонских отложений.

Некоторые изменения разрезов установлены и в пределах каждого из крыльев Байдаулет-Карасорского разлома. В северном его крыле, например около крайних западных выступов вулканогенной толщи ордовика, мощность вулканогенно-осадочных отложений нижнего — среднего девона равна 2600—2700 *м* (см. фиг. 12, разрезы 12—14), тогда как юго-западнее, в 15—20 *км* от выходов ордовика, мощность песчаников, конгломератов и алевролитов нижнего — среднего девона увеличивается до 4000 *м* и более (см. фиг. 14, разрез 25). То же самое происходит с отложениями среднего — верхнего девона восточнее Спасского завода. Мощность пестроцветных живетско-франских отложений Западно-Саумалкольской фациальной зоны неподалеку от выходов массивных вулкано-

генных пород нижнего — среднего девона, образующих горстовое поднятие, составляет около 1400 *м* (см. фиг. 19, разрез 20). В 10—15 *км* к северу, уже в пределах Актасской фациальной зоны, сложенной более тонкообломочными отложениями (см. фиг. 18, разрезы 16 и 17), мощность живета-франа возрастает до 3000 *м*.

В южном крыле Байдаулет-Карасорского разлома аналогичные изменения обнаружены в нижне-среднедевонском комплексе в связи с горст-антиклинальным поднятием у пос. Акаула, сложенным силурийской песчано-сланцевой толщей. Сопоставление разрезов Чурубайнуринской и Казылтуской фациальных зон в направлении от Акаула к Кызылту (от поднятия близ разлома к центру Нуринского синклинория) показало увеличение мощности нижне-среднедевонских отложений от 4800 до 8000 *м* (см. фиг. 13, 14, разрезы 21, 26, 27). Скачок в мощностях здесь слишком велик для того, чтобы его можно было объяснить региональным переходом от одной фациальной зоны к другой. Очевидно, в крыльях Байдаулет-Карасорского разлома местные поднятия, являющиеся складками волочения, характеризуются сокращенными разрезами девонских отложений.

Центральная часть Байдаулет-Карасорского разлома, заключенная между озерами Малый Сарыколь и Западный Саумалколь, имеет субширотное простирание. Разлом разбит здесь вторичными сдвигами северо-западного направления на несколько отрезков, в плане перемещенных относительно друг друга на 1—2 *км* против хода часовой стрелки. Местами разлом теряется в широких долинах, но благодаря различиям в строении крыльев его приблизительное положение довольно легко устанавливается.

Разлом проходит преимущественно в вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщах девонского возраста, пересекая Матакскую и Чурубайнуринскую фациальные зоны и разграничивая Каркаралинскую и Западно-Саумалкольскую зоны. В западных участках южного крыла из-под девонских толщ обнажаются песчано-сланцевые отложения и порфиритоиды силура, так что это крыло несколько приподнято относительно противоположного. На протяжении 40 *км* оно разбито многочисленными сбросами и взбросами на ряд полигональных блоков. Наибольшие из этих разрывов отходят от сместителя главного разлома к юго-востоку, иногда дугообразно изгибаясь. Если снять сетку вторичных дизъюнктивных нарушений, то по обнажениям силурийской и нижнедевонской толщ в южном крыле разлома можно наметить несколько складок волочения, ориентированных приблизительно так же, как и на юго-западе зоны разлома.

Северное крыло субширотного отрезка разлома имеет чешуйчато-складчатое строение и осложнено тектоническими покровами, значительно перемещенными с юга на север. Один из покровов — Матакский, являющийся частью Спасского надвигового пояса, на востоке заходит южным краем за сместитель Байдаулет-Карасорского разлома, где мозаично-глыбовое строение девонских толщ исчезает. Собственно здесь и располагаются корни Матакского покрова. Это позволяет трактовать его генезис как следствие левобоковых сдвиговых подвижек, которые, в связи с изменением северо-восточного простирания разлома на широтное, сменились надвиговыми подвижками, направленными из приподнятого южного крыла к опущенному северному крылу разлома.

В районе пос. Инталы было замечено, что Байдаулет-Карасорский разлом отсекает Матакский покров от его корней. Как установлено по разрезам Матакской и Чурубайнуринской фациальных зон, покров и его корни, вероятно, в результате повторных левобоковых сдвиговых подвижек передвинуты друг относительно друга вдоль разлома на расстояние около 15 *км*. Эта величина смещения является максимальной на субширотном отрезке Байдаулет-Карасорского разлома.

Северо-восточная часть Байдаулет-Карасорского разлома проходит между озерами Западный Саумалколь и Карасор, простираясь по азимуту СВ 50°. Разлом отделяет эффузивы нижнего — среднего девона (Матакскую и Карагандинскую фациальные зоны), расположенные в его северном крыле, от Карасорской фациальной зоны живета — франа, которая в южном крыле образует обширную впадину; мощность живетско-франских отложений в центре впадины превышает 3 *км*. Как и в других районах, северное крыло разлома имеет здесь чешуйчато-складчатое или покровное строение, тогда как в южном преобладают сбросово-глыбовые и сравнительно простые складчатые формы.

Несколько маршрутных пересечений в данном районе показали полное отсутствие сдвиговых смещений по разлому. Близ оз. Карасор разлом определяется как крупный сброс. Вторичными разрывными нарушениями северо-западного направления он рассечен на несколько смещенных небольших отрезков. К северо-востоку от озера разлом исчезает среди многочисленных субширотных надвигов, сочленяющих Спасский надвиговый пояс с Чингизской сдвиговой зоной.

## Структуры Спасского надвигового пояса

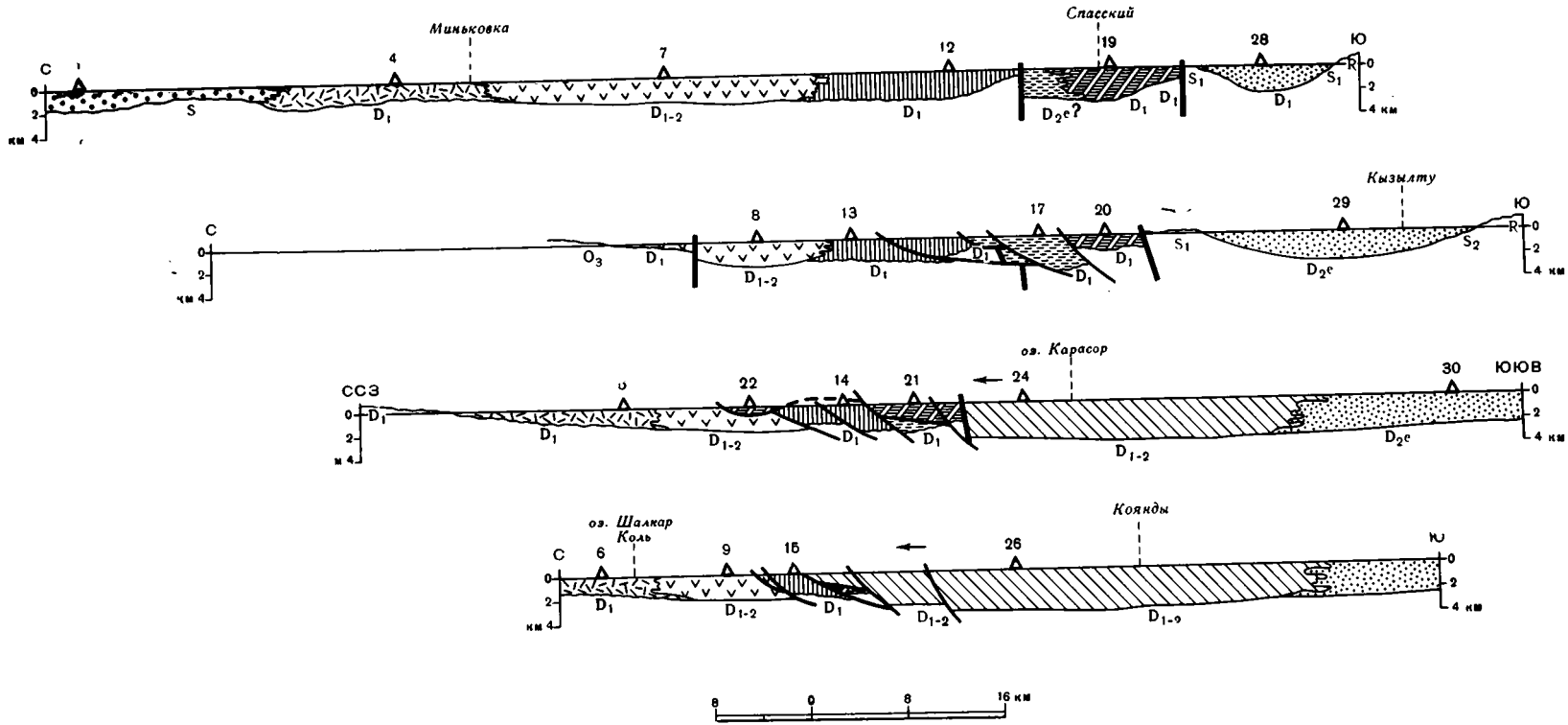
Спасский надвиговый пояс, имеющий в целом чешуйчато-складчатое и покровное строение, состоит из очень большого числа дизъюнктивных нарушений, весьма различных по масштабу и характеру проявления. Основная роль принадлежит субширотным и северо-восточным надвигам, как бы оперяющим Байдаулет-Карасорский разлом.

Сместители надвигов на поверхности криволинейны и дугообразны, причем наклонены они, за некоторыми исключениями, к югу и юго-востоку. Наклон надвигов (фиг. 20) возрастает с севера на юг, т. е. от фронтальных частей зоны к тыловым, и с запада на восток, где надвиговый пояс, дугообразно изгибаясь к юго-востоку, сочленяется со сдвигами чингизского направления. В каждом данном участке максимальные углы падения характерны для гипсометрически более высоких обнажений, минимальные — для более низких, что говорит о выполаживании наиболее крутых надвигов с глубиной.

Надвиги повсеместно привели к сложному многоконтактовому соприкосновению толщи ордовика, девона и нижнего карбона, которые в ненарушенных разрезах довольно далеко отстоят друг от друга. В районе Спасского завода, например, байдаулетская свита ордовика соприкасается по надвигам с пестроцветными отложениями живетского и франского ярусов, а эффузивные толщи нижнего — среднего девона — с известковыми отложениями фамена — нижнего карбона.

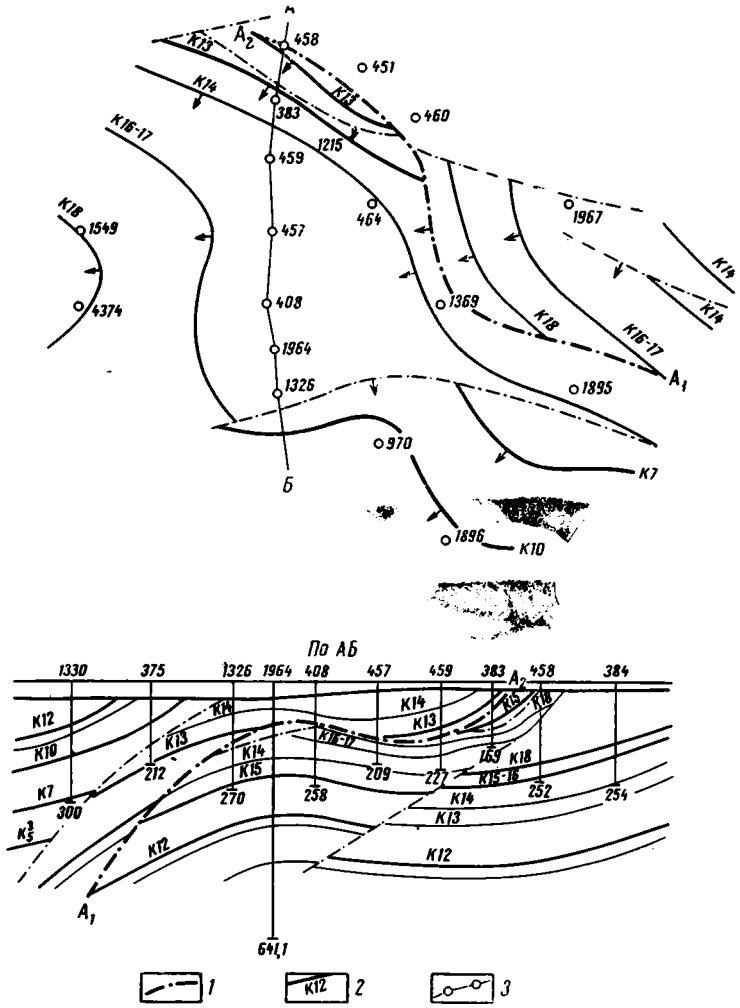
В видимых на поверхности обнажениях надвиги в основном можно наблюдать в полосе распространения пород девона по южной окраине Карагандинского прогиба. Севернее, в карбонатных и угленосных отложениях фамена — нижнего карбона и еще выше они устанавливаются бурением (фиг. 21, 22). К северному борту прогиба надвиги близко подходят преимущественно в восточных районах Спасско-Карагандинской области, тогда как на западе они остаются в пределах его южной окраины. Таким образом, надвиговый пояс косо пересекает субширотный Карагандинский прогиб и все находящиеся в нем фациальные зоны среднего палеозоя, последовательно, с юго-запада на северо-восток, накладываясь на них. Ширина пояса колеблется от 15—30 *км* в западной и центральной частях области до 5—10 *км* на востоке. Протяженность наиболее крупных надвигов достигает 50—70 *км*.

Субширотные и северо-восточные надвиги тесно ассоциируют со сдвигами и сбросо-сдвигами северо-западного простирания. Впервые отметивший эти поперечные нарушения М. П. Русаков (1930) считал, что они образовались позднее надвигов, так как секут и расчленяют



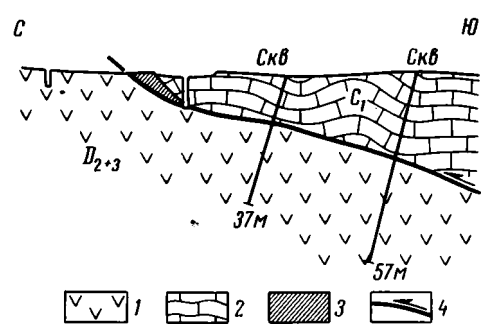

Фиг. 20. Схематические фациальные профили области Спасско-Карагандинского сближения.

Условные обозначения см. на фиг. 15




Фиг. 21. Строение южной части восточного крыла Чурубай-Нуринской мульды (Костливцев, 1959)

*1* — надвиги; *2* — пласты; *3* — скважины




Фиг. 22. Поперечный разрез надвига Алтын-Тюбе (по Т. А. Ахметбекову, 1951 г.)

*1* — эффузивы среднего и верхнего девона; *2* — известняки нижнего карбона; *3* — зона тектонической брекчии; *4* — плоскость надвига

их на отдельные звенья; но, по его мнению, время их образования не может быть слишком отделено от момента возникновения сбросо-сдвигов. По Г. Ц. Медоеву (1939), поперечные разрывы рассекают только висячие крылья надвигов и, следовательно, являются результатом общего надвигания, т. е. одновременны ему.

По нашим наблюдениям, в Спасском надвиговом поясе присутствуют сдвиги (как и надвиги) нескольких возрастных генераций. Наиболее ранние (и крупные) сдвиги, амплитуда которых достигает 5—10 *км*, сочленяются с надвигами (см. фиг. 15) под острыми или прямыми углами и образуют вместе с ними так называемые динамопары (Суворов, 1961б). Чешуи девонских отложений, ограниченные с севера надвигами, а с юго-запада — сдвигами, углами вдаются в Карагандинский прогиб, смещаясь в общем к северо-западу и одновременно скользя вдоль Байдаулет-Карасорского разлома в соответствии с происходящими по нему левобоковыми движениями.

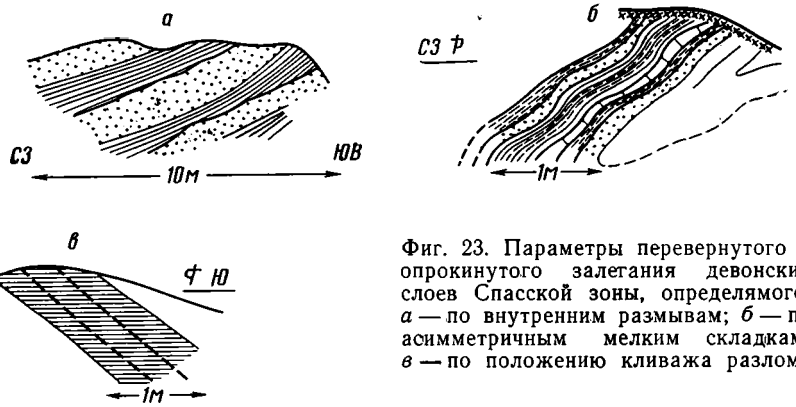
Как надвиги, так и поперечные сдвиги сопровождаются складками. Наблюдаемые в вертикальных разрезах складки надвигов наклонены в сторону Карагандинского прогиба. В связи с наиболее пологими надвигами некоторые складки или их отдельные части находятся в опрокинутом или перевернутом залегании, что в ряде участков Спасского пояса можно определить по многим признакам (фиг. 23). Складки сдвигов лучше всего выражены в плане. Они имеют одну периклиналь и отличаются крутым положением шарниров, ныряющих по ходу сдвигового смещения. Их оси образуют острые углы со сместителями сдвигов, открытые также в сторону смещения. Различаются сдвиговые складки нескольких порядков (фиг. 24).

Вдоль надвиговых швов везде протягиваются полосы давленных и рассланцованных пород со следами динамометаморфизма. Липариты, альбитофиры и их туфы превращены в порфироиды, порфиритовые лавы — в кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые и, изредка, в актинолитовые сланцы и в порфиритоиды. Известняки мраморизованы, песчаники кливажированы и рассланцованы. Здесь же наблюдаются усиленное окварцевание, карбонатизация, эпидотизация и рудопроявления. Кварцевые инъекции связаны с поперечными сдвигами и оперяющими их складками, обнаруживаясь в местах раздува последних (фиг. 25).

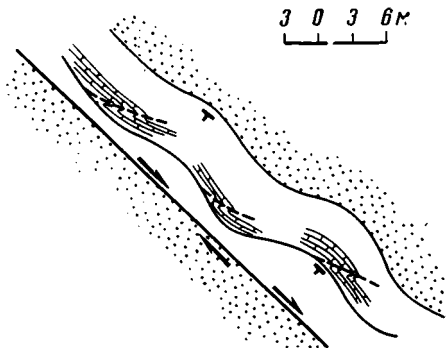
В дислокационно-метаморфизованных сланцах, особенно в порфироидах, широко распространены микроскладки, ориентированные соответственно надвиговым смещениям и наклоненные или опрокинутые на север и северо-запад (фиг. 26, *I—I*). Северные крылья микроскладок сильно сжаты, на южных развиваются структуры будинажа. Отдельные «этажи» микроскладчатости разделены поверхностями рассланцевания, которые, в свою очередь, местами приобрели складчато-волнистый профиль.

Поверхности рассланцевания в большинстве случаев являются зеркалами скольжения и несут на себе систему штрихов и царапин, направленных с юга на север и с юго-востока на северо-запад. Рельеф некоторых зеркал очень неровный, с местными выпуклостями и углублениями, причем выпуклости в поперечных разрезах обнажений имеют характер ступенек с обрывистыми северными склонами, свидетельствующих о преобладающем скольжении верхних пластов относительно нижних (фиг. 27).

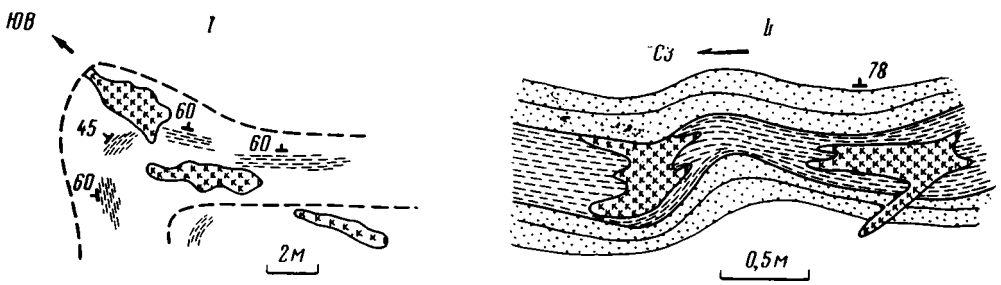
Наряду со складками и рассланцовкой в более плотных породах развиты тончайшие тектонические линзы, ограниченные поверхностями притирания (см. фиг. 26, *II—II*). Наиболее мелкие из этих последних отходят от крупных под острыми углами по ходу смещения или против него. Поверхности притирания нередко переходят из одного пропластка в другой по простиранию сланцев, создавая сложную картину разрушения и преобразования горной породы (см. фиг. 26, *III—III*).




Фиг. 23. Параметры перевернутого и опрокинутого залегания девонских слоев Спасской зоны, определямого: *а* — по внутренним размывам; *б* — по асимметричным мелким складкам; *в* — по положению кливажа разлома

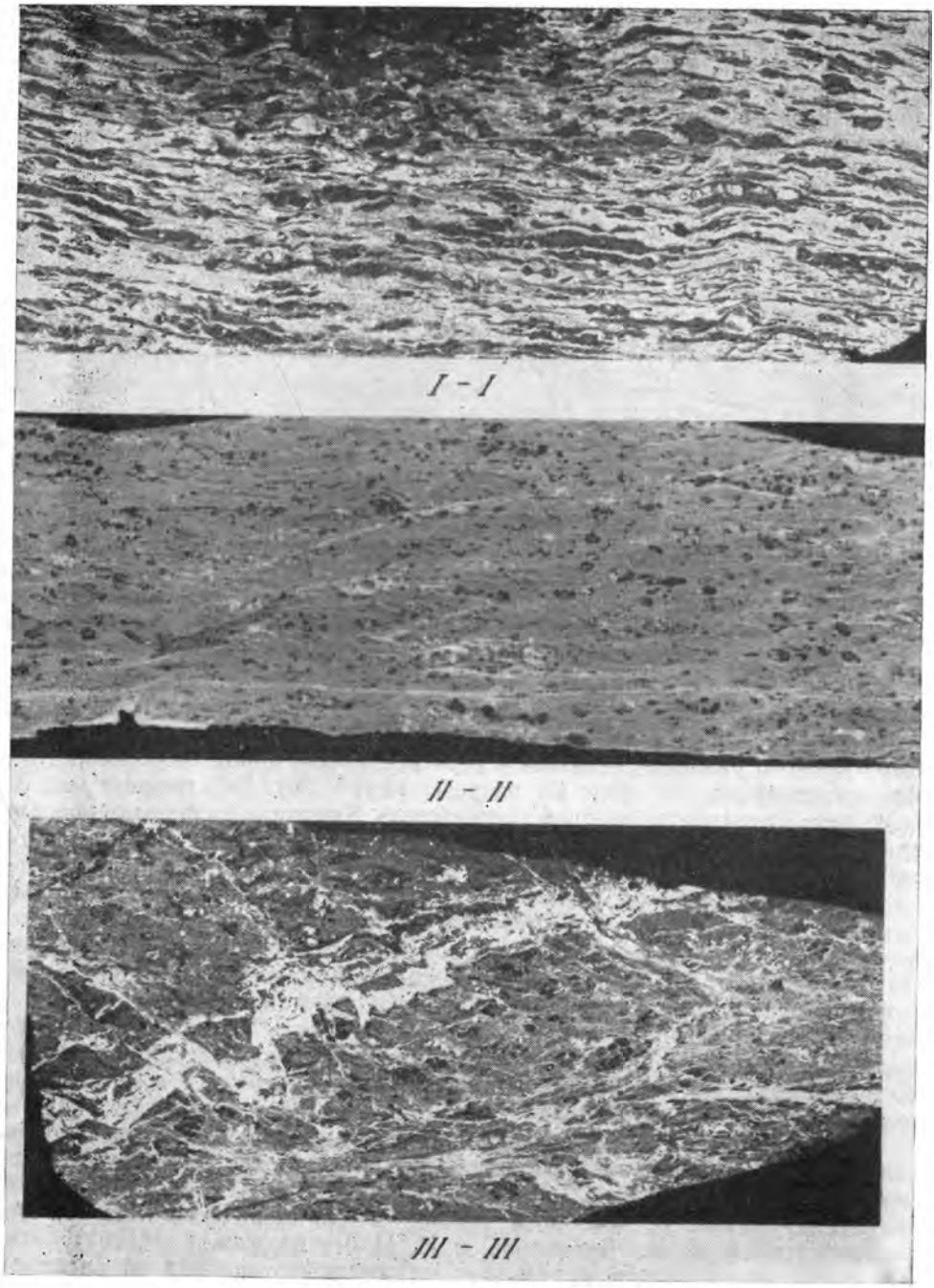



Фиг. 24. Соотношение поперечного сдвига и мелких складок в отложениях живетского — франского ярусов к западу от оз. Сарыколь (план)




Фиг. 25. Положение тел жильного кварца (к) в сдвиговых складках акбастауской свиты (изображено в плане).

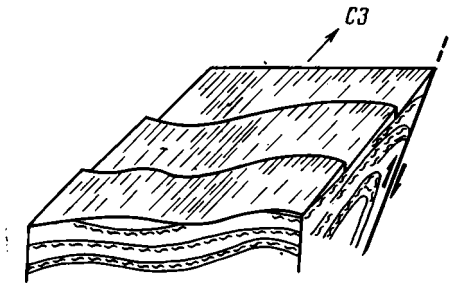
*I* — к северу от гор Улькен-Шольадыр; *II* — правобережье верхней Адельсу




Фиг. 26. Вертикальные микроразрезы динамосланцев нижнего — среднего девона вкрест простирания (*I—I* и *II—II*) и по простиранию (*III—III*). Светлые линии — следы поверхностей скольжения и милонитизации. Увеличено в два раза

В качестве наиболее крупных структурных элементов в Спасском надвиговом поясе выделяются три чешуи — Джалаирская, Алтынсуйская и Актасская, занимающие западную половину пояса, и два покрова — Матакский и Ащисуйский, расположенные на востоке. Чешуи ограничены на севере субширотными надвигами, на юго-западе — сдви-

гами северо-западного направления, причем эти надвиги и сдвиги одновременны друг другу. Заключенные между ними блоки в плане перекошены к юго-западу, а в разрезе — к северу, так что их чешуйчатое строение отчетливо обнаруживается как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях. В местах соприкосновения более южные чешуи частично перекрывают соседние северные. Их внутренние части разбиты




Фиг. 27. Рельеф поверхности скольжения и внутренняя структура порфироидов нижнего — среднего девона. Горы Семиз-Кыз. Масштаб 1 : 1

дополнительными сдвигами и надвигами с аналогичной схемой движения. Границами покровов служат в основном пологие надвиги, наклоненные от краев к центру. Вследствие этого площадная форма покровов, в отличие от чешуй, имеет совсем другой характер. Точно так же покровные структуры выглядят по-другому и в разрезе: в них преобладают складчатые формы, причем складчато изогнуты и сами надвиговые поверхности. Сдвиги проявляются здесь только как вторичные осложнения.

Джалаирская чешуя прилегает к юго-западному отрезку Байдаулет-Карасорского разлома, включая в себя все толщи пород от ордовика до франского яруса (см. фиг. 15, разрезы 12, 19, 20). Ее строение многоярусное и отличается большой сложностью. Внутри нее сформировались также некоторые складки волочения, далеко сдвинутые к юго-западу вдоль Байдаулет-Карасорского разлома. Одна из антиклиналей волочения, сложенная основными эффузивами ордовика, к западу от Спасского завода оказалась внутри крупной синклинали девонских вулканогенно-осадочных отложений с повышенной мощностью (фиг. 15, 19, разрез 19). Вероятно, ордовикские породы находятся здесь во вторичном залегании и перекрывают живетско-франскую синклинальную структуру с юго-востока на северо-запад не менее чем на 7 *км*. Интерпретация данных Г. Ц. Медоева показала, что горизонтальная амплитуда фронтального надвига Джалаирской чешуи также значительна и составляет около 8 *км* (Суворов, 1963б).

Алтынсуйская чешуя имеет гораздо меньшие размеры и построена более просто. Она сложена монотонными песчано-глинистыми отложениями акбастауской свиты (см. фиг. 15, разрезы 16, 17), которые сильно рассланцованы (с всеобщим наклоном сланцеватости к югу). По представлениям А. А. Богданова и Н. П. Четвериковой (1961), эта структура переместилась внутрь Карагандинского прогиба на расстояние около 10 *км* и перекрыла толщи карбона. Аналогичный характер имеет и Актасская чешуя, находящаяся в одной полосе с Алтынсуйской. По данным геологического картирования, выполненного нами на основе аэрофотоснимков, минимальное смещение Актасской чешуи к северо-западу составляет 5 *км*.

Амплитуды тектонических покровов еще более значительны и обосновываются следующим образом. Матакский покров (Суворов, Самыгин, 1963) локализован близ субширотного отрезка Байдаулет-Карасорского разлома и сложен вулканогенными породами нижнего — среднего девона. Длина покрова достигает 45 *км*, ширина 15—20 *км*.

Покровный комплекс состоит из трех согласно залегающих свит. В его низах выделяются серо-зеленые пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые и пироксеновые порфириты андезитового ряда, измененные до порфиритоидов, а также их туфы, вулканические брекчии и, изредка, туфопесчаники. Мощность нижней свиты 1350—1450 *м*. Средняя свита (900—950 *м*) состоит из светлых розовых кварцевых профироидов, рассланцованных кристаллокластических туфов и базокварцевых порфиров. Верхняя свита имеет смешанный состав и представлена в разной степени рассланцованными андезитовыми и дацитовыми порфиритами, их кристалло-литокластическими туфами, туфоконгломератами, реже кварцевыми порфирами, роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами, среди которых отмечаются прослои алевролитов и разнозернистых песчаников. Мощность верхней свиты 1450—1600 *м*.

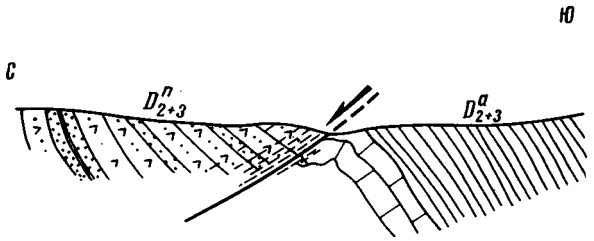
Вулканогенный комплекс Матакского покрова залегает на площади менее динамометаморфизованных отложений нижнего — среднего и среднего — верхнего девона. Границы комплекса с этими отложениями везде тектонические и представляют собой главным образом надвиги. На правобережье р. Матак комплекс лежит внутри синклинали, сложенной пестроцветной туфогенно-осадочной толщей живетско-франского возраста, и также имеет синклинальное строение. В северном крыле этой сдвоенной синклинальной структуры надвиги между нижним — средним и средним — верхним девоном наклонены к югу, а в ее южном крыле они полого падают на север. На сместителях имеются глубокие (до 10—20 *см*) гладкие борозды, ориентированные в северо-западном направлении, или небольшие (до 3—5 *см*) выпуклости, в разрезе напоминающие ступеньки с почти вертикальными северными склонами; они одинаково хорошо выражены на поверхностях как нормальных (с северной стороны), так и ныряющих (с южной стороны) надвигов.

Во внутренних частях синклинали, как и по ее краям, много поверхностей, исштрихованных преимущественно в направлении с юго-востока на северо-запад. Тонкие штрихи и царапины той же ориентировки наблюдаются и на плоскостях динамосланцев. Зерна кварца и полевых шпатов в толще метаморфизованных эффузивов расположены вдоль плоскостей рассланцевания и несколько вытянуты в том же северо-западном (реже северном) направлении. Наконец, мельчайшие складки, наблюдаемые под микроскопом в ориентированных поперечных шлифах динамосланцев, опрокинуты также на север и северо-запад. Все это бесспорно свидетельствует о движении метаморфизованных пород нижнего — среднего девона в сторону Карагандинского прогиба и о залегании их в виде покрова на средне-верхнедевонских толщах. Точным картированием установлено, что Матакский покров имеет двухъярусное строение и дополнительно смят по меньшей мере в две синклинали и две антиклинали. Амплитуда вторичных сдвигов северо-западного, реже северо-восточного направления не превышает 1—2 *км*.

Ащисуйский покров по размерам, по-видимому, еще более грандиозен, чем Матакский, но сохранился он только в виде нескольких останцов к северо-западу и северу от оз. Карасор. Он выражен в смещении Западно-Саумалкольской фациальной зоны среднего — верхнего девона к северному борту Карагандинского прогиба через Актасскую и Жалаирскую фациальные зоны, которые вопреки установленной в ненарушенных участках последовательности расположения зон оказались не впереди, а позади этой зоны. На площади некоторых останцов, например в районе пикета Жосалы (фиг. 28), в обнажениях отчетливо видно залегание отложений Западно-Саумалкольской фациальной зоны на песчано-глинистых отложениях Актасской зоны.

По наблюдениям С. Г. Самыгина, наибольший останец Ащисуйского покрова залегает в виде длинной (52—53 *км*) и узкой (до 7 *км*) полосы северо-восточного простирания между оз. Карасор и г. Семиз-Бугу и

ограничен с северо-запада и юго-востока дизъюнктивами, падающими навстречу друг другу (при общем опрокидывании пород к северо-западу). В основание этой полосы выходят самые верхние горизонты вулканогенного нижнего — среднего девона — порфириты и миндалекаменные лавы андезито-базальтового состава. На них с размывом налегают живетско-франские туфогенно-осадочные отложения с флорой и фауной,




Фиг. 28. Покровное залегание пестроцветной свиты ($D^{п}_{2+3}$) на акбастауской ($D^{а}_{2+3}$) Обн. 338 к юго-востоку от пикета Жосалы. Масштаб 1 : 300

имеющие мощность около 1400 *м*. Еще выше местами обнаруживаются небольшие выходы известняков фамена и низов турне, связанные с франскими отложениями постепенными переходами.

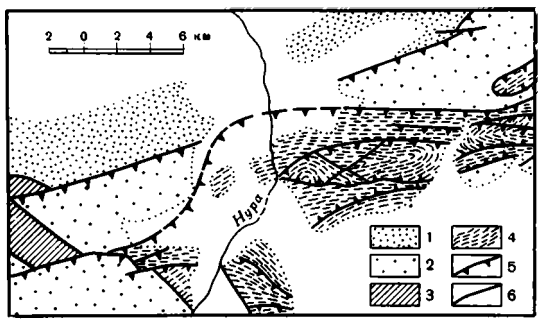
В пределах распространения франских отложений имеются небольшие площади расшурфованных разрезов визе (безугольной паралической молассы). Контакты визе и франа закрыты, но очень близкое расположение этих отложений между собой позволило С. Г. Самыгину сделать вывод об отсутствии здесь турне и фамена и, следовательно, о залегании визе в виде тектонических окон под франом. Кроме того, он же заметил, что вдоль фронтального надвига тектонического останца отложения автохтона (турне) опрокинуты к северу и падают в общем под живетско-франский комплекс аллохтона, запрокинутость складок которого у фронтального надвига тоже увеличивается. Суммарная амплитуда Ащисуйского покрова предполагается около 15 *км*.

Широкое развитие в Спасском надвиговом поясе чешуйчатых и покровных структур, амплитуда которых, как видно из сказанного, возрастает в общем с юго-запада на северо-восток, вызывает в расположении фациальных зон девона на востоке Спасско-Карагандинской области целый ряд нарушений. Фациальные зоны к востоку и северо-востоку становятся более узкими, число их сокращается, а порядок расположения меняется за счет тектонического проникновения герцинских фаций к южной окраине каледонид. Косое расположение надвигового пояса по отношению к фациальным зонам позволяет шаг за шагом проследить, как последние изменяют свое положение и исчезают под надвигами по мере приближения к ним с запада.

В нижне-среднедевонском комплексе на востоке из поверхностного разреза выпадают фациальные зоны сначала Матакская (см. фиг. 9, разрезы 12—18), затем Карагандинская (см. фиг. 9, разрезы 8—11), которые к северу от оз. Карасор обнаруживается лишь в отдельных узких чешуях. При этом более южные осадочно-вулканогенные фации тектонически перекрывают более северные, существенно вулканогенные фации. Подобные соотношения можно наблюдать уже с Нуринского участка Спасской зоны (фиг. 29). В результате фации краевой части герцинид на востоке оказываются в непосредственной близости от фаций северного борта Карагандинского прогиба. Ширина исчезнувших фациальных зон составляет приблизительно 40 *км* (определена по неперекрытым ближайшим западным участкам).

В живетско-франском комплексе картина тектонического сближения фациальных зон еще более наглядна. Прежде всего, под пучком субширотных надвигов севернее оз. Карасор исчезает Западно-Саумалкольская фациальная зона (см. фиг. 15, разрезы 19—21), непосредственно

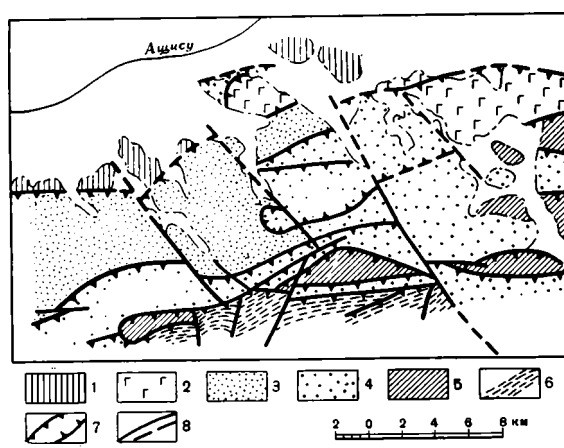
прилегающая к Байдаулет-Карасорскому разлому. Следующая к северу Актасская фациальная зона, сложенная морскими тонкообломочными отложениями (см. фиг. 15, разрезы 16—18), перекрывается надвигами близ меридиана Семиз-Бугу и исчезает под пестроцветными туфогенно-осадочными отложениями Западно-Саумалкольской зоны (фиг. 30, см. также фиг. 28). Жалаирская вулканогенно-осадочная зона (см. фиг. 15,




Фиг. 29. Схема покровного смещения отложений нижнего—среднего девона в Нуринском участке Спасской зоны.

*1* — песчано-сланцевые отложения живетского и франского ярусов; *2* — эффузивно-осадочные отложения живетского и франского ярусов; *3* — эффузивно-осадочные отложения нижнего — среднего девона; *4* — рассланцованные эффузивы нижнего — среднего девона (аллохтон); *5* — надвиги; *6* — сдвиги и сбросо-сдвиги

разрезы 12—15), в ненарушенных западных разрезах находящаяся севернее Актасской зоны, в центральных частях надвигового пояса перекрывается с юга этой последней (Алтынсуйской и Актасской чешуями) и на востоке выходит из-под нее в своеобразных окнах шириной 5—6 *км* среди пестроцветных туфогенно-осадочных отложений Западно-Саумалкольской зоны; последние, в свою очередь, при продвижении Ащисуйского покрова (см. фиг. 15, разрез 22) были далеко переброшены на север как за Актасскую, так и за Жалаирскую зоны. На значительном расстоянии под Ащисуйским покровом частично погребена и еще более северная фациальная зона — Терективская, состоящая из средних и основных эффузивов. Ширина этой зоны западнее Ащисуйского покрова составляет около 17 *км*, а перед его фронтом — всего 8—9 *км*.




Фиг. 30. Схема тектонического сближения отложений среднего — верхнего девона в Жосалинском участке Спасской зоны.

*1* — нижний карбон (турне); *2* — миндалекаменные эффузивы живета — франа; *3* — песчано-сланцевые отложения живета — франа; *4* — эффузивно-осадочные пестроцветные отложения живета — франа; *5* — эффузивно-осадочные отложения нижнего — среднего девона; *6* — рассланцованные эффузивы нижнего — среднего девона; *7* — надвиги и взбросы; *8* — сдвиги и сбросо-сдвиги

В совокупности на востоке Спасско-Карагандинской области из поперечного профиля живетско-франских отложений по надвигам полностью выпадают три фациальные зоны и одна — частично. Карасорский вулканогенно-осадочный тип разреза, развитый в тылу надвигового пояса, в северном борту Карагандинского прогиба встречается с эффузивами среднего и основного состава Терективской зоны. По нашим подсчетам, минимальная величина тектонического сближения живетско-франских фациальных зон несколько меньше, чем нижне-среднедевонских, она составляет около 30 *км*.

## История развития структур Спасской зоны

Время заложения Спасской зоны разломов определяется по-разному. А. В. Пейве (1956а) отметил, например, что зоны смятия такого типа в Центральном Казахстане имели наибольшую тектоническую активность на герцинском этапе, поскольку они были не унаследованными, а вновь образованными сооружениями; они обусловливали магматическую деятельность в девоне и карбоне, а также размещение герцинских гранитных интрузий. Л. И. Боровиков и Б. И. Борсук (1958) предположили, что Спасская зона существовала еще раньше. С их точки зрения, южная часть Казахской геосинклинальной области, отделенная от ее северной части разломами рассматриваемой зоны, испытывала медленное, но продолжительное перемещение в северном направлении, которое «началось, вероятно, еще в нижнем палеозое и затем с перерывами возобновлялось и продолжалось в среднем и верхнем палеозое» (1958, стр. 125).

Расчленение Спасской зоны на два основных структурных элемента — Байдаулет-Карасорский разлом и собственно Спасский надвиговый пояс — ставит вопрос о ее возрасте и развитии в ином плане, а приведенные выше сведения о характере разрезов и структур позволяют осветить этот вопрос несколько более подробно (фиг. 31).

Наиболее древним в Спасской зоне надо считать Байдаулет-Карасорский разлом, зародившийся в нижнем 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 говорит о том, что разлом был зияющим и что именно с ним была связана вулканическая активность этого времени. К югу от разлома воздымалось поднятие, где осадконакопление не происходило. В пределах этого поднятия параллельно Байдаулет-Карасорскому разлому проходил Тектурмасский разлом, по которому в нижнем палеозое внедрялись основные и ультраосновные интрузии, сохранившиеся сейчас в виде протяженного пояса (Михайлов, 1958).

В силуре обстановка в зоне Байдаулет-Карасорского разлома резко изменилась. Ранее опускавшееся северное его 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. В силурийское время в зоне Байдаулет-Карасорского разлома эффузивная деятельность в основном не происходила (за исключением некоторых участков), хотя разлом, как и в ордовике, имел характер глубинного сброса.

В начале девона, в связи с усилением проседаний герцинской геосинклинали Казахстана, зона Байдаулет-Карасорского разлома полностью оказалась внутри этой последней и была погребена 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 проявлял себя в тектоническом режиме Спасско-Карагандинской 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. д.

В это время разлом проявлял себя не как сброс, а как сдвиг, с движением крыльев против хода часовой стрелки. Если в ордовике и особенно в силуре зоны седиментации простирались строго вдоль разлома, то в девоне такого параллелизма уже нет. Девонские фациальные зоны

относительно сместителя разлома располагаются наискось, а их изменения носят шарнирный характер.

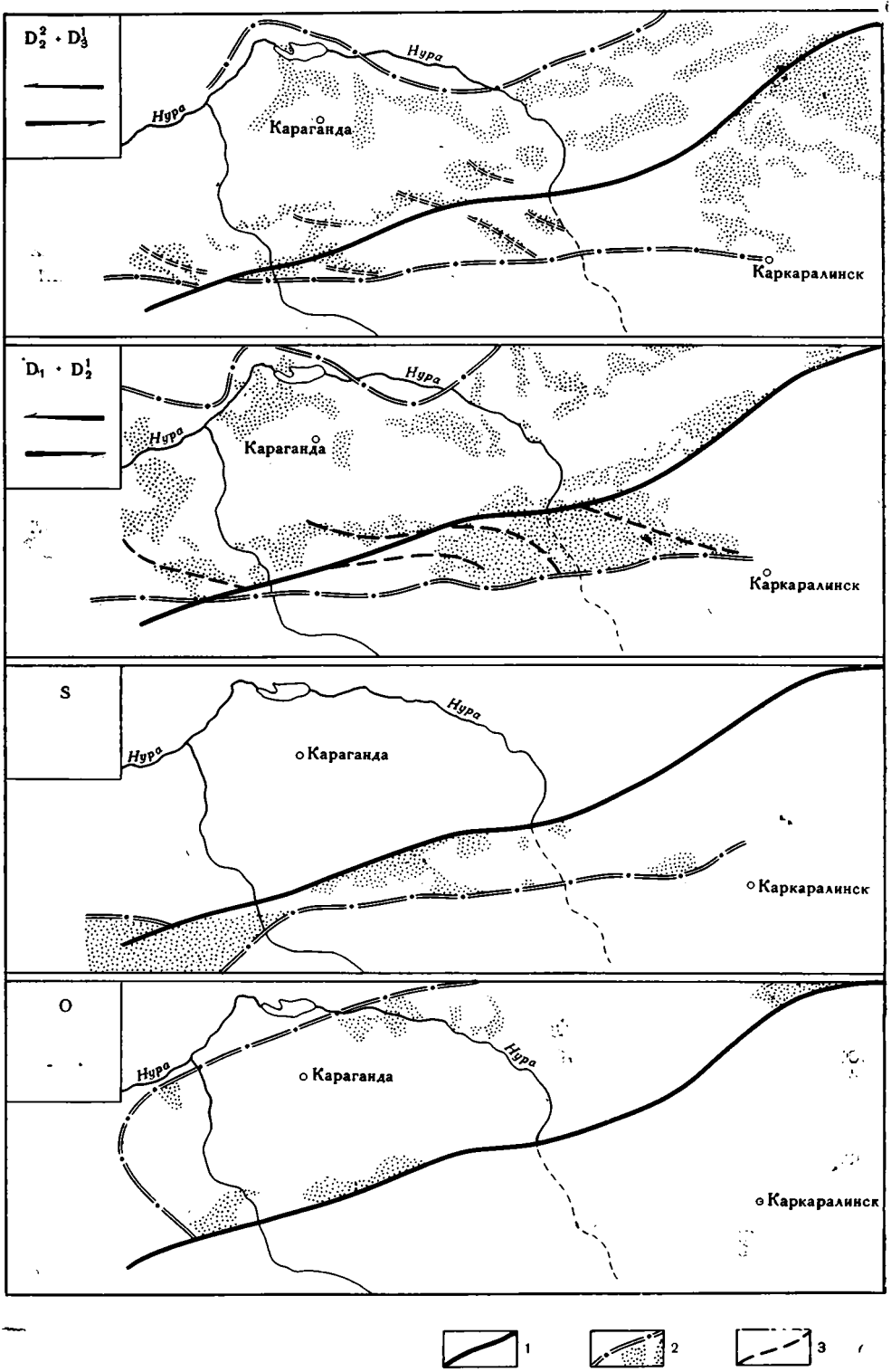
Так, следуя по разлому, можно видеть, что мощности девонских отложений увеличиваются то в северном его крыле, то в южном, имея амплитуду колебаний порядка 1,5—2 *км*. Выясняется также, что уменьшенные мощности приходятся на своды и крылья приразломных горст-антиклинальных поднятий, а увеличенные — на мульды находящихся между ними грабен-синклиналей. Следовательно, в девонский период эти структуры уже существовали. С другой стороны, они генетически связаны с разломом. В современном тектоническом рельефе они выражены только в непосредственной близости к разлому и исчезают по мере удаления от него. В плане горст-антиклинали и грабен-синклинали сильно перекошены — в северном крыле разлома к юго-западу, в южном — к северо-востоку. Таким образом, они являются типичными складками сдвигового волочения. Поскольку они формировались длительно, в процессе накопления девонских осадков, можно сделать вывод о длительном проявлении также и сдвиговых подвижек по разлому, благодаря которым были созданы складки волочения. Именно поэтому общая амплитуда сдвига, устанавливаемая по смещению девонских фациальных зон, составляет 55—70 *км*, а по отложениям силура — докембрия — 80—100 *км*. В литературе известно, что в зонах длительно развивающихся сдвигов амплитуда горизонтального смещения тем больше, чем древнее возраст смещенных структурно-фациальных комплексов.

О движениях по Байдаулет-Карасорскому разлому в конце девона и в каменноугольный период у нас имеются только косвенные данные. Выше уже отмечалось, что в южном крыле юго-западного отрезка разлома развиты небольшие поперечные и узкие прогибы, выполненные отложениями верхнего девона — нижнего карбона. Они наложены на коленообразный в плане изгиб Нуринского синклинория и Тектурмасского антиклинория и 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 — нижнего карбона, в среднем карбоне в условиях напряжений левобокового сдвига произошло внедрение гранитоидов, а в намюре — верхнем карбоне — местные излияния 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 толщах ордовика и силура не сохранилось. Начиная с ландовери и по жедин включительно устанавливается процесс устойчивого прогибания краевых частей герцинид, прогрессирующего в направлении с севера на юг. Этот процесс в Спасско-Карагандинской области обусловливал возникновение лишь вертикальных разломов растяжения.

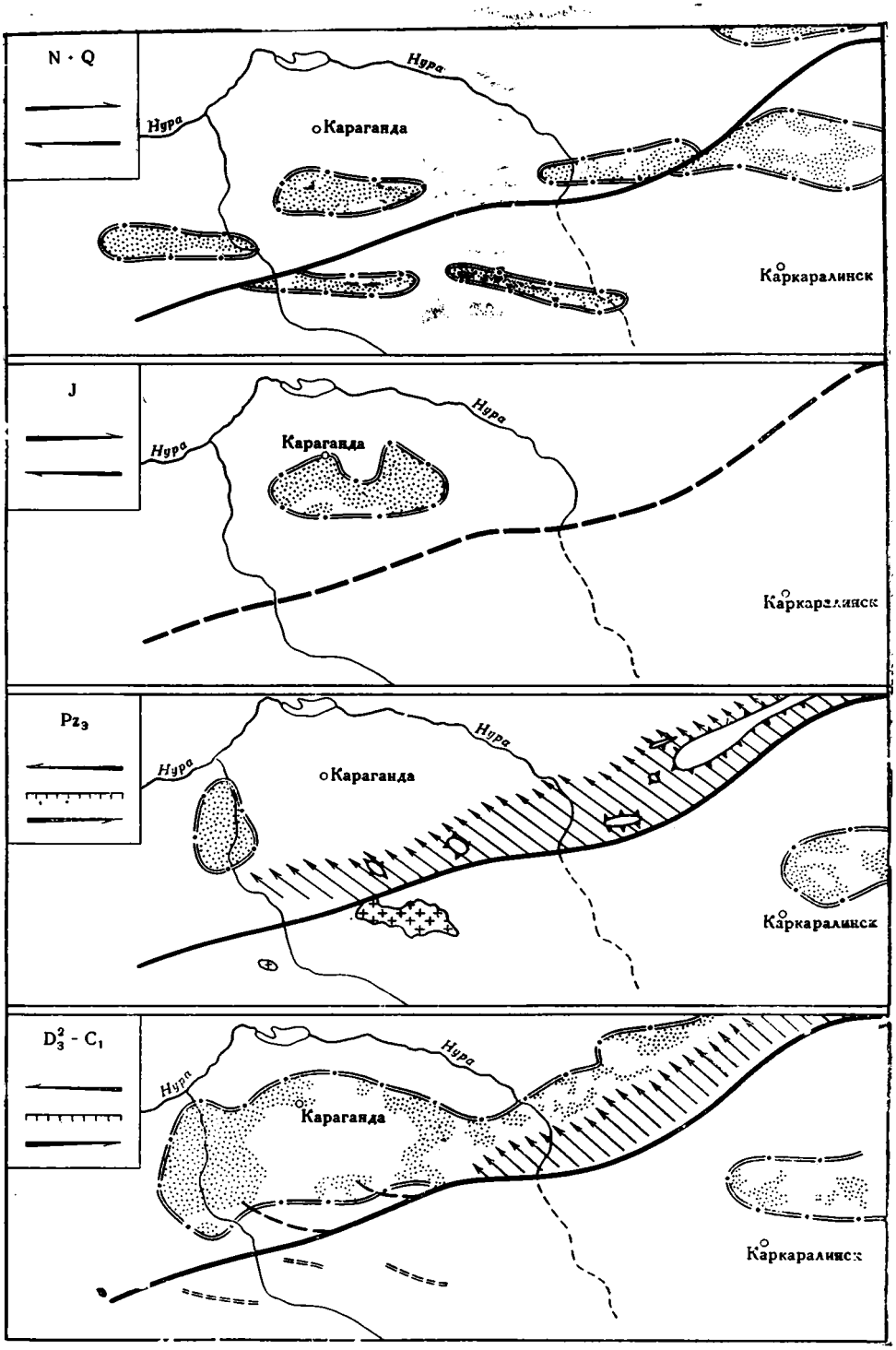
На фоне миграции условий геосинклинального прогибания от каледонид к герцинидам в кобленцский век в Спасской зоне наметился некоторый перелом, который проявился в целом ряде фактов.

Так, поперечный фациальный профиль отложений девона (фиг. 32) показывает, что на юге Спасско-Карагандинской области в разрезе девона очень много конгломератов. Конгломераты эти грубые, с многочисленными хорошо окатанными валунами самых различных пород — сургучных яшмоидов, кварцитов, гранитоидов, эффузивно-кремнистых образований, диабазовых порфиритов, алевролитов, песчаников и других, происходящих главным образом из древнего комплекса Тектурмасского антиклинория и из силурийской песчано-сланцевой толщи. Северная



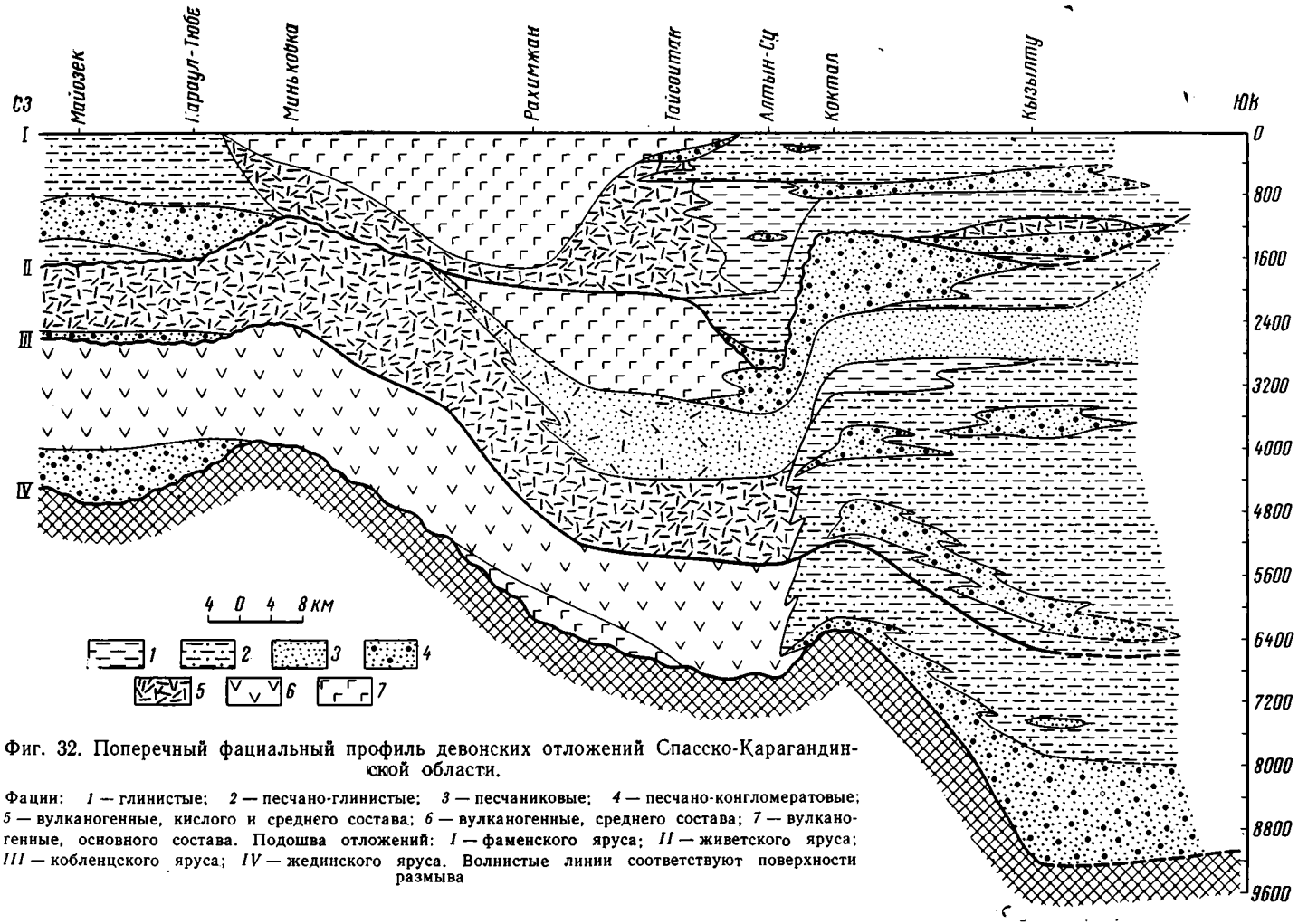

Фиг. 31. Схема развития

*1* — Байдаулет-Карасорский глубинный разлом; *2* — области прогибания и их граница; *3* — оси антиклинальные интрузии гранитоидов. Значки под возрастными индексами показывают направление дви-




Сакской зоны разломов.

клиналей; *4* — оси синклиналей; *5* — зоны развития надвигов; *6* — тектонические окна; *7* — приражений по Байдаулет-Карасорскому разлому




Фиг. 32. Поперечный фациальный профиль девонских отложений Спасско-Карагандинской области.

Фации: *1* — глинистые; *2* — песчано-глинистые; *3* — песчаниковые; *4* — песчано-конгломератовые; *5* — вулканогенные, кислого и среднего состава; *6* — вулканогенные, среднего состава; *7* — вулканогенные, основного состава. Подошва отложений: *I* — фаменского яруса; *II* — живетского яруса; *III* — кобленцского яруса; *IV* — жединского яруса. Волнистые линии соответствуют поверхности размыва

граница распространения конгломератов в начале кобленца проходит по окраине Нуринского синклинория, в эйфеле — начале живета она смещается на север и располагается по южной окраине Карагандинского прогиба, наконец, во фране она обнаруживается уже в северной половине Карагандинского прогиба. На протяжении девона конгломератовые фации, сносимые с юга, постепенно мигрировали на север (на 40 *км*), что говорит о разрастании в том же направлении размываемых южных поднятий, которое происходило, следовательно, навстречу общей миграции геосинклинального процесса от каледонид к герцинидам. Заметим, что направление этой вторичной, наложенной миграции совпадает с направлением общих, известных здесь, надвиговых смещений.

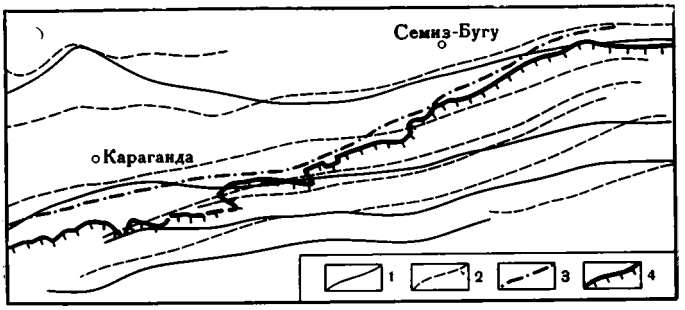
Параллельно миграции размываемых приподнятых участков, направленной с юга на север, в девонское время происходила также и миграция участков прогибания. Установлено, например, что наибольшая мощность морских осадочных отложений нижнего — среднего девона приходится на центральную часть Нуринского синклинория, где она достигает 7 *км* и более. Выше по разрезу нижний — средний девон согласно перекрыт здесь прибрежно-морскими и континентальными отложениями живета — франа мощностью до 2 *км*. Морские же фации среднего — верхнего девона, мощностью около 3 *км*, приходятся уже на южную половину Карагандинского прогиба и оказываются значительно севернее полосы наибольшего нижне-среднедевонского погружения.

Одновременно с этим в живетский и франский века позади Спасского надвигового пояса (близ его сочленения со структурами Чингиза) образовалась довольно глубокая впадина, заполненная прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными отложениями мощностью порядка 2,7—3,3 *км*. Интересно, что эта впадина тем шире, чем больше амплитуда смещения по надвигам Спасского пояса (см. фиг. 20).

Процесс наложенной миграции продолжался, по-видимому, и в каменноугольное время, что нашло отражение в соответствующем расположении осадков этого возраста внутри Карагандинского угольного бассейна. Например, фациальные схемы накопления карагандинской свиты, составленные для отдельных отрезков времени (Ишина, 1954), отчетливо фиксируют проникновение фаций лагун и прибрежного мелководья все далее и далее на север Карагандинского бассейна. Вероятно, это было связано с ростом поднимающихся на юге небольших конседиментационных складок. При этом по мере развития процесса миграции, позади фаций лагун и прибрежного мелководья и вслед за ними шло накопление фаций отмелей, баров, речных русел и болот.

В итоге конседиментационных движений структур южной окраины Карагандинского прогиба фациальные зоны девона и карбона в Спасско-Карагандинской области последовательно меняли свою ориентировку, поворачиваясь в плане против часовой стрелки. Как показывает приведенная схема (фиг. 33), нижне-среднедевонские фациальные зоны простираются в основном широтно, живетско-франские — в восток-северо-восточном направлении, а полоса выходов карбона тянется уже с юго-запада на северо-восток. Вращение отдельных участков фациальных зон тем значительнее, чем больше амплитуда проявляющихся здесь надвигов, причем оно отчетливо выражено не только на площади аллохтона, но и автохтона, перед фронтом Спасского надвигового пояса.

В отличие от южной половины Спасско-Карагандинской области, в ее крайних северных районах, наиболее удаленных от надвигового пояса, никакой миграции структур на север не было. Наоборот, каледонский массив в девонский период разрастался к югу (см. фиг. 9 и 15), а некоторые местные конседиментационные поднятия, например к северо-востоку от Караганды (по фациальному профилю на фиг. 32), на протяжении всего девона существовали примерно в одних и тех же границах. К югу от этих поднятий шла наиболее интенсивная эффузивная




Фиг. 33. Схема первичного расположения границ фациальных зон девона и нижнего карбона в Спасско-Карагандинской области

Границы фациальных зон: *1* — нижнего — среднего девона; *2* — живета — франа; *3*— фамена — турне; *4*— современная северная граница Спасского надвигового пояса

деятельность. Вероятно, под напором масс более подвижных южных районов девонский вулканический пояс, разделявший, по А. А. Богданову, каледониды и герциниды, в живетско-франское время сильно сузился. Характерно, что площади извержения миндалекаменных лав этого возраста по сравнению с нижнедевонскими сместились на север в среднем на 30—40 *км*.

Миграцию структур и фациальных зон Спасско-Карагандинской области, происходившую в промежутке от конца жедина до середины карбона навстречу общей геосинклинальной миграции от каледонид к герцинидам, можно объяснить лишь 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 и франского ярусов, оказывается немного большей (примерно на 10 *км*) в более древних отложениях. Данные о конседиментационных девонских надвигах вполне согласуются с данными о конседиментационных сдвиговых подвижках этого же времени по Байдаулет-Карасорскому разлому.

Постседиментационная стадия развития структур Спасской зоны падает в основном на поздний палеозой — время сильнейших герцинских движений в Центральном Казахстане. В пермо-карбоне Спасско-Карагандинская область вышла из-под уровня седиментации. 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, так и по большому числу порядков разрывных и складчатых нарушений внутри зоны, о чем уже говорилось выше. Однако в верхнем палеозое движения полностью не закончились. В ослабленном виде, по имеющимся данным, они продолжались и в мезо-кайнозое, имея сдвиго-надвиговый характер.

## 2. УСПЕНСКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ

Под Успенской зоной понимается полоса сильно смятых, прорванных гранитными интрузиями вулканогенных и осадочных пород девона и карбона, вытянутая между Тектурмасским и Ортаушетшокинским (или Жамансарысуйским) поднятиями в восток-северо-восточном направлении на многие десятки километров. Успенская зона во многом походит на Спасскую, которой она параллельна, и отстоит от нее к югу на 80—90 *км*. Взятые вместе, обе зоны составляют мощную надвиговую систему по северной окраине герцинид Центрального Казахстана. С Успенской зоной близко совпадает известный Калдырминский гранитный пояс.

## Состояние изученности Успенской зоны

В разное время по поводу тектонического строения Успенской зоны высказывались различные соображения. Первоначально М. П. Русаков (1930) выделил здесь пояс смятия, ограниченный единым и протяженным швом; к югу от этого шва на картах показывались рассланцованные спресованные породы, севернее — серия более молодых пород. Пояс смятия был затем определен как надвиговый, наклоненный в южном направлении и имеющий вертикальную амплитуду не менее 1 *км*, а по падению — более 2 *км* (Геология СССР, 1941). Близкие данные приводил также И. С. Яговкин (1932).

Позднее рассматриваемая зона территориально была несколько расширена и охарактеризована просто как Успенский синклинорий, сложенный в крыльях эффузивами нижнего и среднего девона, а в центральных частях — известняками верхнего девона и осадочно-туфогенными отложениями нижнего карбона. Указывалось, что внутри синклинория породы смяты в сильно пережатые и опрокинутые на север складки; причем на его южном крыле они разбиты трещинами кливажа и мелкими разрывными дислокациями. Северное крыло синклинория уничтожено мощной гранитной интрузией гор Қалдырма (Богданов, 1948).

В ряде еще более поздних работ Успенская зона фигурирует под несколькими определениями: как прогиб и зона развития линейных синклинальных складок (Богданов и др., 1955), как зона разломов и сложно устроенная синклинальная структура (Боровиков и Борсук, 1958), как зона глубинных разломов, являющаяся вместе со Спасской зоной границей наклоненного к югу ультрабазитового слоя (Қазанли, 1955, Быкова и Қазанли, 1957), как глубинная подвижная зона, фиксируемая интрузивным гранитоидным комплексом (Щерба, 1955, 1956).

Интересные данные о глубинном строении Успенской зоны и соседних районов были получены при проведении глубинного сейсмического зондирования на трассе Балхаш—Темиртау (Қазанли и др., 1959). Выяснилось, что под Успенской зоной, а также на ее глубинном продолжении (наклонно к югу) толщина земной коры достигает максимальных значений (40—45 *км*) и отличается резко увеличенной мощностью «гранитного слоя» по сравнению с «базальтовым слоем». На южном отрезке профиля ГСЗ, под Токрауской впадиной, две верхние преломляющие границы на глубинах 15 и 25 *км* образуют два 10-километровых коленообразных изгиба, ступенчато воздымающихся с юга на север. Изгибы попадают на одну полого наклоненную к югу поверхность, которая, если ее мысленно продолжить к дневной поверхности, в бассейне р. Шерубай-Нуры совпадает с юго-западным окончанием Жаманкаражольского разлома — крайнего южного разлома Успенской зоны.

Краткий обзор строения и истории развития Успенской зоны был дан А. М. Мареичевым (1960), выделившим в ее развитии шесть этапов. Первый этап (конец силура — девон) — время заложения Успенского синклинория, а также крупных разломов, которые отделили Успенский синклинорий от примыкавших к нему с юга и севера антиклинориев, значительные вертикальные перемещения по разломам и погружение зоны, продолжавшееся вплоть до визейского века; накопление мощных эффузивных толщ нижнего и среднего девона. Второй этап (визе-намюр) — обновление разломов в связи с воздыманием пограничных антиклинориев, возникновение разнонаправленного тангенциального сжатия (как следствие вертикальных подвижек), образование складок в отложениях девона и нижнего карбона, внедрение раннегерцинских гранитных интрузий, местный вулканизм. Третий этап (средний карбон) — окончание общего погружения зоны, усиление бокового давления, складчатость визе-намюрских толщ, обновление разломов, вулканическая

деятельность. Четвертый этап (конец среднего — начало верхнего карбона) — образование пологих брахискладок в эффузивных толщах среднего карбона, внедрение гранитов, залечивание ослабленных зон. Пятый этап (верхний карбон, возможно, пермь) — возникновение разломов северо-западного простирания, внедрение малых интрузий и позднегерцинских гранитоидов (в местах пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений), гидротермальная деятельность. Шестой этап (конец палеозоя, возможно, мезозой) — развитие пострудных дизъюнктивных нарушений сбросо-сдвигового характера.

Механизм формирования Успенской зоны смятия А. М. Мареичев целиком связывал с проявлением на глубине крупного, почти вертикального раскола. По его мнению, одностороннее боковое давление не играло решающей роли в процессе развития зоны; оно было направлено в разные стороны (на север и на юг) и возникло как следствие преобладавших вертикальных движений структуры.

Аналогичные взгляды на строение и развитие Успенской зоны высказаны также Ф. С. Моисеенко (1961а). По его представлениям, Успенская зона охватывает две полосы динамометаморфизованных пород к югу и северу от Калдырминского гранитного пояса и имеет ширину от 40 до 60 *км*. Вслед за А. М. Мареичевым Ф. С. Моисеенко вытягивает Успенскую зону в восточном направлении почти до структур Чингиза, определяя ее длину до 350 *км*.

Рассмотренные представления об Успенской зоне довольно противоречивы и не дают исчерпывающего ответа на вопрос о том, что же такое Успенская зона смятия. Авторы выделяют ее совершенно по различным признакам и по-разному определяют ее контуры. Основным признаком зоны считается наличие интенсивно смятых, рассланцованных и динамометаморфизованных пород среднего палеозоя. Но ведь пользуясь только этим признаком (особенно как поступает Ф. С. Моисеенко), Успенскую зону можно распространить неопределенно далеко как к северу, так к западу и востоку, и даже слить ее со Спасской, Аксоран-Акжальской и Акбастауской зонами, в которых также очень широко развиты интенсивно дислоцированные среднепалеозойские толщи.

Напряженную складчатость, рассланцевание и динамометаморфизм среднепалеозойских толщ Успенской зоны А. М. Мареичев и Ф. С. Моисеенко связывали с проявлением крутых глубинных разломов и вертикальными подвижками по их сместителям. Но как же можно тогда понять формирование огромной, по ширине до 60 *км*, зоны смятия при сравнительно небольшой длине ее главных разломов? Из ряда источников известно, что вертикальные подвижки по крутым разломам вызывают преимущественно узкие, локальные зоны рассланцевания, причем это бывает в особых случаях, при колебательном характере смещений глыб, разобщенных разломами, тогда как во всех других случаях вместо зон рассланцевания образуются главным образом зоны дробления горных пород. Как, наконец, можно представить развитие тангенциального сжатия, о котором вынуждены были говорить упомянутые авторы, в условиях вертикальных движений блоков (с одной стороны, воздымания Тектурмасского и Жамансарысуйского антиклинориев, а с другой — относительного проседания Успенского синклинория, визе — намюр) или в условиях всеобщего прекращения погружений (начиная со среднего карбона)?

При всем обилии и важности собранного в пределах Успенской зоны фактического материала все же думается, что как конкретная тектоническая форма она определена еще недостаточно точно. Неясно, какие структурные элементы Успенская зона охватывает и каковы ее границы вкрест простирания и по простиранию. Именно поэтому возникают недоуменные вопросы о механизме ее образования и характере ее проявлений на разных отрезках геологической истории.

В настоящей работе обобщены все имеющиеся данные по Успенской зоне[1], в том числе материалы личных полевых исследований автора, которые проводились в течение трех лет, с 1956 по 1958 г. В 1957 г. эти исследования велись при участии О. В. Япаскурта.

## Сводный стратиграфический разрез Успенской зоны и соседних районов

В стратиграфическом разрезе Успенской зоны и ближайших участков герцинининского Казахстана — от Нуринского синклинория на севере до Кентерлауского антиклинория на юге — отчетливо выделяются пять формаций, чрезвычайно выдержанных на всей указанной площади по составу горных пород, по их парагенетическим сочетаниям и, главное, по последовательности расположения в разрезе (снизу вверх): 1) кремнисто-яшмово-диабазовая, 2) песчано-сланцевая, 3) нижняя вулканогенная, 4) песчано-карбонатная и 5) верхняя вулканогенная (фиг. 34).

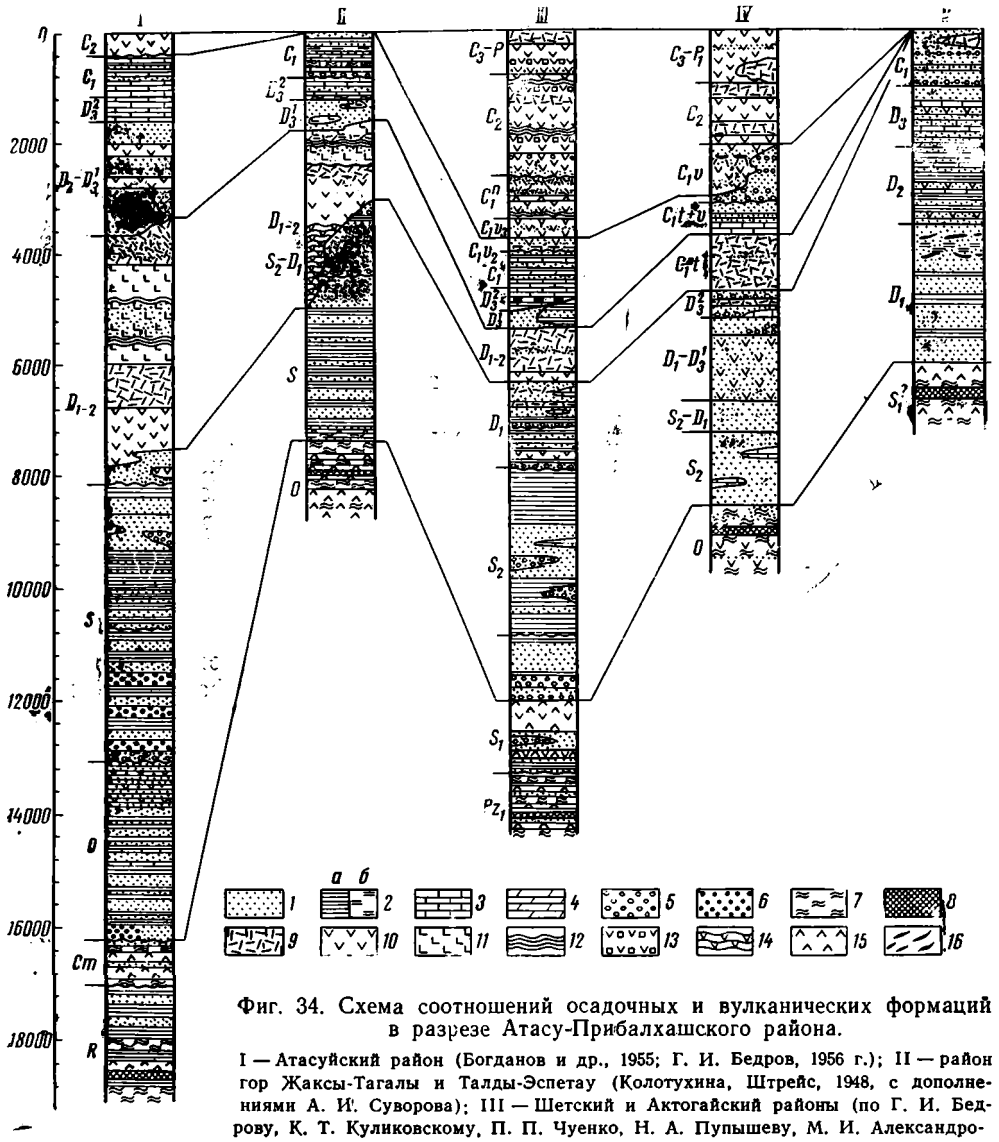
Кремнисто-яшмово-диабазовая формация охватывает комплекс яшм, яшмо-кварцитов, кремнистых сланцев, диабазов и диабазовых порфиритов, среди которых содержатся пачки кремнистых алевролитов, зеленовато-серых песчаников, иногда кислых эффузивов и (очень редко) известняков. В ее состав входит главным образом уртынджальская серия А. А. Богданова (1948), а также итмурундинская свита Прибалхашья и их аналоги. За этой формацией предлагается оставить название уртынджальской. Ее мощность достигает нескольких километров.

Вулканогенно-кремнистые породы уртынджальской формации имеют наиболее древний возраст. В Атасуйском районе (Богданов и др., 1955) они относятся к рифею, в горах Талды-Эспетау — к нижнему палеозою (Штрейс, 1940; Штрейс и Колотухина, 1948). В Шетском районе (юго-восточнее станции Агадырь) близкая по составу толща песчаников, сланцев, диабазовых порфиритов, яшмо-кварцитов и рифовых известняков, залегающая несогласно на условном нижнем кембрии, содержит в своей верхней части фауну венлока — лудлоу (Бедров, 1960). В Северном Прибалхашье возраст формации, залегающей под фаунистически охарактеризованным готландием и верхним ордовиком, одними авторами считается кембрийским, другими же, что более вероятно, ордовикским (Борисяк, 1960).

Песчано-сланцевая формация первоначально была выделена на Сарысу-Моинтинском водоразделе и описана под названием кайрактинской свиты силуро-девонского возраста (Колотухина, 1948). Она состоит из серо-зеленых песчаников, кварцево-хлоритовых и серицитовых сланцев, алевролитов, глинистых сланцев, аргиллитов, местами серых известняков и конгломератов. Участками в ней преобладают песчаники, участками — более грубозернистые породы или, наоборот, сланцы. Однако общий монотонный серо-зеленый облик формации и ее положение между уртынджальской и нижней вулканогенной формациями остаются неизменными.

На северо-западе описываемой территории, в Нуринском синклинории, мощность кайрактинской песчано-сланцевой формации достигает 8 *км*. В ее нижней части найдены мшанки ордовикского облика, выше — богатая фауна кораллов венлока и лудлоу (Богданов и др., 1955). В Шетском районе ее мощность не превышает 5,5 *км*, причем нижние пачки имеют возраст венлок — лудлоу (Бедров, 1960), верхние по брахиоподам и табулятам относятся к верхнему лудлоу. В списках фауны отсюда указываются также девонские виды, а в самой верхней части песчано-сланцевой серии Шетского района, где в ее составе появляются

[1] После сдачи работы в печать, в 1967 г. Издательством АН КазССР выпущен многотомный труд по геологии и металлогении Успенской зоны, не учтенный здесь автором.




Фиг. 34. Схема соотношений осадочных и вулканических формаций в разрезе Атасу-Прибалхашского района.

I — Атасуйский район (Богданов и др., 1955; Г. И. Бедров, 1956 г.); II — район гор Жаксы-Тагалы и Талды-Эспетау (Колотухина, Штрейс, 1948, с дополнениями А. И. Суворова); III — Шетский и Актогайский районы (по Г. И. Бедрову, К. Т. Куликовскому, П. П. Чуенко, Н. А. Пупышеву, М. И. Александровой, И. И. Радченко, 1950—1957 гг.); IV — Северное Прибалхашье (Вахрамеев, 1945; В. Я. Луи и Ю. В. Никишов, 1955 г.); V — Восточное Прибалхашье (Ренгартен, 1958)

*1* — песчаники; *2* — аргиллиты (*а*), глинистые сланцы (*б*); *3* — известняки; *4* — мергели; *5* — конгломераты; *6* — гравелиты; *7* — кремнистые сланцы, туффиты; *8* — яшмоиды; *9* — кварцевые порфиры; *10* — порфириты; *11* — альбитофиры; *12* — лавы; *13* — туфобрекчии и туфоагломераты; *14* — порфироиды; *15* — диабазы; *16* — углистые включения

небольшие прослои эффузивных пород, обнаружена девонская флора (Александрова, 1956). Еще далее к юго-востоку, в Северном Прибалхашье, формация имеет силуро-девонский возраст и в свое время была выделена В. Я. Луи и В. Ю. Никишовым (1955 г.) в качестве «силуро-девонской промежуточной свиты» с соответствующим комплексом фауны. К аналогичным выводам, подкрепленным детальными палеонтологическими исследованиями, пришли и другие авторы, например Л. И. Каплун и Т. Б. Рукавишникова (1958). Мощность песчано-сланцевой формации здесь достигает 4 *км*.

Нижнюю вулканогенную формацию слагают преимущественно порфириты, кварцевые порфиры и альбитофиры, а также их туфы и лавобрекчии. Местами в них вклиниваются песчаники, не играющие, однако, большой роли. Основной областью распространения всех этих пород, где их мощность превышает 4 *км*, является Сарысу-Тенизский водораздел; соответственно этому формация может быть названа сарысу-тенизской. Ее возраст в этом районе установлен по положению между осадочными отложениями силура и среднего девона — франского яруса (Богданов и др., 1955).

В Успенской зоне, в горах Жаксы-Тагалы, эффузивы сарысу-тенизской формации, по нашим данным, разделяются на две свиты. Нижняя свита образована порфироидами, возникшими по кислым эффузивам и их туфам и туфолавам; они согласно залегают на песчано-сланцевых отложениях силура и, вероятно, имеют силуро-девонский возраст. Верхняя свита состоит из порфиритов, кварцевых порфиров, альбитофиров и фельзитов. Она отделена от порфироидов поверхностью размыва и несогласия, имеет среднедевонский возраст, причем ее самая верхняя часть может соответствовать франскому ярусу. Общая мощность нижней вулканогенной формации в горах Жаксы-Тагалы составляет 3 *км*, в Шетском районе (юго-восточнее) она не превышает 1 *км* (Александрова, 1956). В Северном Прибалхашье первые прослои кислых эффузивов сарысу-тенизской формации (снизу) появляются в разрезах фамена, в турне они образуют покровы мощностью от 1 до 2 *км* и перекрываются затем песчано-карбонатными отложениями с фауной турне и визе (Вахрамеев, 1945).

Следующая по разрезу формация — песчано-карбонатная — включает в себя (снизу вверх) красноцветные терригенные, морские карбонатные и терригенные угленосные отложения. Карбонатные отложения окремнены и обогащены окислами марганца; они выделялись И. С. Яговкиным (1932) под названием успенской свиты. Вместе с тем в ряде участков карбонатные отложения тесно связаны как с красноцветными, так и угленосными отложениями и образуют по существу единый комплекс, разделяющий нижнюю и верхнюю вулканогенные формации. По преобладающему распространению всех этих пород в Успенской зоне за ними сохраняется название успенской формации.

В Атасуйском районе успенская формация представлена красноцветными и карбонатными отложениями и имеет мощность порядка 3 *км*. Нижняя ее часть сопоставляется с отложениями среднего девона — франского яруса, выше пласты содержат фауну фамена и турне (Богданов и др., 1955). Близкий фациальный характер формация имеет в Кайрактинском районе. Здесь она начинается франским ярусом, а вверху разреза не выходит за пределы турне; ее мощность не превышает 1,8 *км*. Еще юго-восточнее, в Шетском районе, верхняя граница успенской формации переходит в визе, а среди отложений появляются угленосные пласты с флорой этого возраста; мощность здесь определена около 1,6 *км* (Александрова, 1956). В Северном Прибалхашье формацию слагают карбонатные и терригенные угленосные осадки общей мощностью от 0,6 до 1,6 *км*. В возрастном отношении, по различным данным, она целиком относится к карбону, не выходя за пределы турне и верхнего визе.

Последний член стратиграфического разреза — верхняя вулканогенная формация — сложена преимущественно кварцевыми порфирами, дацитами, порфиритами и большими массами грубообломочных туфолавовых пород. Главнейшее распространение эта формация получила в Шетском и Актогайском районах и особенно в Северном Прибалхашье, почему она и была названа балхашской (Беспалов, 1956). В Шетском районе балхашская формация залегает на угленосной свите среднего визе, с которой тесно связана переходными вулканогенно-

осадочными слоями. Верхняя возрастная ее граница находится в пермокарбоне. Суммарная мощность достигает почти 4 *км* (Александрова, 1956). В Прибалхашье формация начинается либо с визе, либо со среднего карбона. Здесь ее мощность измеряется 2—3 *км*.

Все перечисленные формации палеозойского разреза, представляющие естественные парагенетические комплексы горных пород, выдерживаются на большом пространстве герцинид и везде сохраняют один и тот же порядок расположения по вертикали. Вместе с тем они не являются стратиграфическими единицами в узком смысле этого слова, поскольку их возрастные границы не остаются одинаковыми в разных районах. Как показывают изложенные данные и иллюстрирующая их схема (см. фиг. 34), изменения возрастного положения формаций носят в общем закономерный характер: в направлении с северо-запада на юго-восток формации постепенно переходят на все более высокие стратиграфические уровни. Так, уртынджальская формация из рифея переходит в кембрий и ордовик, кайрактинская формация из ордовика и силура — в силур и девон, сарысу-тенизская формация из нижнего и среднего девона — в карбон (турне), наконец, успенская формация — из среднего девона — турне переходит в турне и визе.

Возрастная миграция формаций сопровождается целым рядом явлений. Так, в направлении с северо-запада на юго-восток мощность некоторых формаций то увеличивается, то уменьшается. Времени накопления осадочных пород кайрактинской формации соответствуют три зоны опускания, где ее мощность увеличивается (Нуринская, Шетская, Восточно-Прибалхашская), и две зоны поднятий с ее уменьшенной мощностью (Талды-Эспетауская и Северо-Прибалхашская). Поскольку формации в юго-восточном направлении омолаживаются, максимумы и минимумы мощностей в рамках каждой из них по мере перехода к юго-востоку приходятся на более высокие стратиграфические уровни. Упомянутые выше впадины и поднятия на юго-востоке оказываются также более молодыми.

К аналогичному выводу приводит рассмотрение и палеогеографических данных. На фациальных схемах, составленных А. А. Богдановым (1959), например, юго-восточная граница области суши на северо-западе Казахстана для времени ордовик—готландий смещается к юго-востоку на 100 *км*, а на схемах М. С. Быковой (Быкова и Казанли, 1957), составленных для франского яруса, фамена, нижнего визе и намюра, смещение области размыва Кызылджар—Жарык—Баянаул в этом же направлении определяется величиной до 80 *км*.

Из рассмотрения возрастной миграции формаций вытекает и другой вывод — о миграции вулканизма во времени. Разломы, служившие каналами эффузий, с северо-запада на юго-восток раскрывались последовательно и сопровождались все более молодыми тектоническими нарушениями. В зонах некоторых наиболее крупных разломов, например в горах Жаксы-Тагалы, вулканическая деятельность происходила вне этой закономерности.

Наконец, в том же плане происходило и обновление гранитно-интрузивной деятельности. Так, внедрение гранитов Сарысу-Тенизского поднятия Р. Н. Соболев и П. Ф. Емельяненко (1957) относят к концу нижнего — началу среднего девона (1-й комплекс) и к концу среднего—началу верхнего девона (2-й комплекс). В Успенской зоне граниты имеют раннегерцинский (посленижнекарбоновый) и средне-верхнегерцинский (послесреднекарбоновый) возраст. Наконец, в Северо-Восточном Прибалхашье, по В. Г. Чуйковой (1957), появляются самые молодые граниты, одни из которых прорывают отложения верхнего карбона, а другие — нижней перми.

Указанные явления возрастной миграции формаций, структур и магматизма мы рассматриваем как результат общей для Казахстана миг-

рации геосинклинального процесса, происходившей, как уже упоминалось при описании Спасской зоны, от каледонид к герцинидам (и далее, во внутренние части последних). Вместе с тем в некоторых участках установленная закономерность нарушается. С одним из отклонений от общей закономерности мы познакомились на примере Спасского надвигового пояса. Другой пример подобного отклонения намечается в отдельных структурных элементах Успенской зоны.

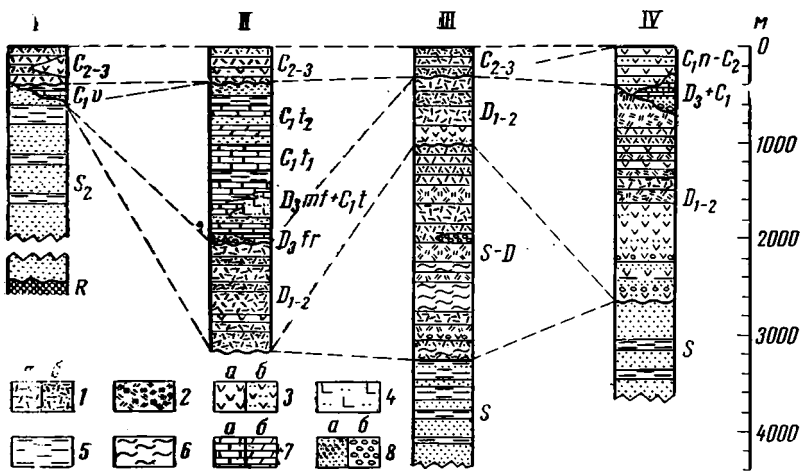
## Основные структурные элементы Успенской зоны

В Успенской зоне, если ее понимать в самом широком смысле (включая значительные части Тектурмасского и Жамансарысуйского антиклинориев), отчетливо различаются четыре подзоны (с севера на юг) — Бугалинская, собственно Успенская, Жаксытагалинская и Шетская. Эти подзоны весьма существенно отличаются одна от другой как по деталям стратиграфического разреза, так и по характеру развитых в них структур.

Бугалинская подзона занимает южные склоны Тектурмасского антиклинория и вытягивается в северо-восточном направлении от бассейна верхнего течения р. Жаксы-Сарысу до верховьев р. Акбастау, где она обрывается северо-западными разломами Актаской зоны.

В стратиграфическом разрезе подзоны выделяются три серии, резко отделенные одна от другой поверхностями размыва и несогласия, — рифейская, силурийская и верхнепалеозойская (фиг. 35, разрез 1).

Рифейская серия (или уртынджальская формация) обнажена в осевой части Тектурмасского антиклинория (в основном за пределами прилагаемой карты). Ее слагают спилиты, андезитовые и диабазовые порфириты, песчаники, конгломераты и известняки (карамурунская свита), а также кварциты, яшмокварциты и кислые окремненные туфы (тектурмасская свита). Широко развит комплекс основных и ультраосновных интрузий досилурийского возраста. Породы смяты в систему крутых складок северо-восточного направления, с углами падения крыльев




Фиг. 35. Типовые разрезы среднего и верхнего палеозоя Успенской зоны

I— Бугалинская подзона; II— Успенская подзона; III— Жаксытагалинская подзона; IV— Шетская подзона

*1*—кварцевые порфиры (*а*) и их туфы (*б*); *2*—альбитофиры, их туфы и туфолавы; *3*— порфириты (*а*) и их туфы (*б*); *4*— туфы основного состава; *5*— глинистые сланцы, аргиллиты; *6*— кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; *7*— известняки (*а*) и мергели (*б*); *8*— песчаники (*а*) и конгломераты (*б*)

70—90°. Вдоль южной границы формации складки местами опрокидываются в южную сторону.

Силур (кайрактинская формация) представлен однообразными песчано-глинистыми рассланцованными отложениями серого и зеленовато-серого цвета с преобладанием песчаников над глинистыми сланцами; в разрезе и по площади встречается очень много роговиков. Базальные горизонты сложены конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Возраст отложений, по аналогии с более северными районами (Айнасу), откуда известны находки табулят, ругоз и брахиопод, определяется в пределах верхнего лудлоу (Борисяк, 1960).

Отложения силура образуют крутые линейные складки, углы падения крыльев которых не превышают 60—70°. Простирание складчатости в основном северо-восточное. Широко развиты разрывы и дополнительные более мелкие складки. Оси многих складок наклонены на юг, в сторону Успенского прогиба.

Верхний палеозой (балхашская формация) получил распространение главным образом в горах Бугалы и в некоторых других изолированных участках южного крыла Тектурмасского антиклинория. Наибольшую роль здесь играют породы керегетасской свиты — кварцевые порфириты с биотитом, пироксеном и роговой обманкой, кварцевые порфиры, альбитофиры, туфолавы и агломераты, общей мощностью до 400 *м*. Раньше этот комплекс неправильно относился к девону; сейчас отсюда известны, по Г. И. Бедрову (1956 г.), растительные остатки: *Noeggerathiopsis* cf. Theodori Zal. и *N. Subangusta* Zal., характерные для среднего — верхнего карбона (определение М. А. Сенкевич и М. И. Радченко). На левом берегу р. Бабан отмечена небольшая мульда песчано-карбонатных отложений визе, залегающих на силурийских песчаниках.

Породы верхнего палеозоя лежат почти горизонтально и лишь местами наклоняются под углами до 20—35°. В горах Бугалы они слагают обширную мульду северо-восточного простирания. Тектоника верхнего палеозоя подзоны носит отчетливо глыбовый, наложенный характер.

Значительную площадь в пределах Бугалинской подзоны занимает Калдырминский гранитный пояс. Он простирается субширотно, переходя на востоке с крыла Тектурмасского антиклинория во внутренние части Успенского прогиба. Здесь он рассечен разломами северо-западного направления на несколько блоков, испытавших правобоковые сдвиговые смещения. По возрасту граниты Калдырминского пояса поздне- и среднегерцинские.

Собственно Успенская подзона представляет собой узкий и глубокий прогиб, заполненный вулканогенными и осадочными образованиями девона[1] и карбона (формациями сарысу-тенизской, успенской и, частично, балхашской). Прогиб вытянут в северо-восточном направлении, от района пос. Атасу до Актасской зоны разломов на расстояние более 200 *км*.

В основании разреза (см. фиг. 35, разрез II) вскрыта вулканогенная толща нижнего — среднего девона, сложенная фельзит-порфирами, альбитофирами, порфиритами, туфами кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов. Видимая мощность эффузивов колеблется от 500—600 *м* на западе до 1000 *м* на востоке.

На размытой поверхности вулканогенной толщи залегают терригенные пестроцветные отложения франского яруса мощностью 100—150 *м*, которые восточнее, в районе сел. Алабуги, сменяются известняками с фауной *Elytha* ex. gr. *undifera* Roem., обнаруженной П. Н. Мастрюковой и Р. Г. Швольбоймом.

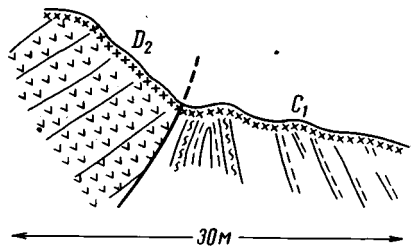
Выше следует терригенно-карбонатный комплекс фамена — турне (по И. С. Яговкину — успенская свита). Эту часть разреза слагают

[1] По последним данным, живетского и частично франского ярусов.

известковистые сланцы, известняки, кремнистые и углистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты и гравелиты; отсюда известны также туфы основного состава. В известняках найдены фаменские спириферы. Мощность 450—650 *м*.

Еще выше обнажаются известняки с продуктусами и спириферами нижнего турне, затем песчаники, глинистые и кремнистые сланцы и мергели с флорой верхнего турне, общей мощностью 800—850 *м*.

Разрез заканчивается эффузивами кислого и среднего состава (около 350 *м*), аналогичными керегетасской свите Бугалинской подзоны.




Фиг. 36. Схематический разрез зоны крутого надвига по южному краю Успенского прогиба. Район г. Қызыгурт, вид на юго-запад

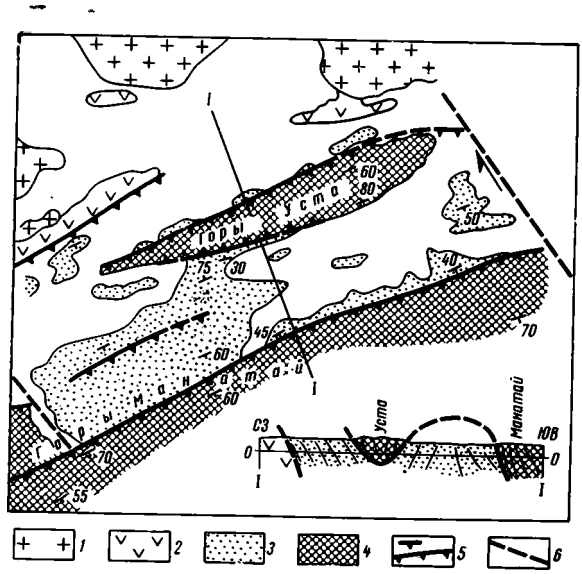
Форма и размеры Успенского прогиба от участка к участку меняются, а в его продольном профиле устанавливаются повышения и понижения. В крайней восточной части, между реками Шерубай-Нура и Байгожа, прогиб имеет форму синклинория шириной около 20 *км*. В его крыльях обнажаются кислые эффузивы нижнего — среднего девона, в середине — песчано-карбонатные отложения фамена — нижнего турне, песчано-сланцевые отложения с обугленным растительным детритусом верхнего турне (возможно, визе) и кислые верхнепалеозойские эффузивы; здесь же располагается крупный гранитный массив — восточная половина Қалдырминского пояса. Общая мощность осадочных отложений фамена — турне составляет 1,2—1,6 *км*, эффузивов верхнего палеозоя — 200—300 *м*.

Породы успенской формации в восточной части прогиба смяты в крутые складки, морфологически довольно сходные со складками более древних осадочных толщ. Ширина складок колеблется от первых десятков метров до 1—1,5 *км*, углы падения нередко достигают 70—80°. Некоторые складки имеют ныряющие шарниры с местными погружениями и воздыманиями по простиранию. Крупные складки сопровождаются продольными взбросами, придающими им в вертикальных разрезах чешуйчатое строение. В северном крыле синклинория они опрокидываются к северу, в южном — к югу. Местами, под напором надвигов Жаксытагалинской подзоны, складки южной половины синклинория переориентированы и наклонены на север. Один из таких надвигов изображен на фиг. 36. Южное крыло синклинория в таких местах разрушено и немного сокращено вкрест простирания. По мере приближения к Актасской зоне разломов простирание складок меняется от северо-восточного до почти широтного.

Центральная часть Успенского прогиба, расположенная между р. Шерубай-Нура и районом Успенского рудника, представляет односторонний рамп, сильно пережатый по крутым надвигам с южной стороны. Ширина рампа на востоке около 15 *км*, на западе — 5—7 *км*. Из разреза успенской формации в этой части прогиба исчезают песчано-сланцевые отложения верхнего турне, а лежащие ниже осадочные горизонты, по сравнению с горизонтами восточной части, уменьшаются по мощности на 100—150 *м*. Большое распространение, особенно вблизи Успенского рудника, приобретают эффузивы девона.

Складки осадочных отложений аналогичны складкам восточных районов, однако большей частью они наклонены на север. Осложняющие

их взбросы и крутые надвиги падают согласно этому к югу. Отдельные складки близ взбросов имеют только одну периклиналь, а их оси расходятся с направлением сместителя на небольшой острый угол, открытый, как правило, к востоку. Некоторые из таких складок, находясь перед фронтом надвигов Жаксытагалинской подзоны, свидетельствуют о проявлениях по ним небольших правобоковых сдвиговых перемещений.




Фиг. 37. Схематическая карта и разрез района гор Уста (Успенская зона)

*1* — гранитоиды верхнего карбона; *2* — эффузивы преимущественно среднего состава среднего и верхнего карбона (туфы, лавы, туфобрекчии); *3* — успенская свита верхнего девона — нижнего карбона (известняки, кремнисто-углистые сланцы, песчаники, алевролиты, туфы); *4*— порфироиды силуро-девона (или нижнего — среднего девона); *5* — взбросы и надвиги; *6* — предполагаемые сдвиги

При этом надвиги из Жаксытагалинской подзоны кулисно заходят в Успенский прогиб, придавая его южной границе причудливую конфигурацию. Структурные формы центральной и восточной частей Успенского прогиба непосредственно не продолжают друг друга. Между ними предполагается разлом северо-западного простирания, который протягивается примерно вдоль долины р. Шерубай-Нура.

Внутри центральной части Успенского прогиба, несколько западнее р. Шерубай-Нура, среди осадочных отложений верхнего девона — нижнего карбона располагается гряда Уста северо-восточного простирания, сложенная порфироидами девонского или силур-девонского возраста (фиг. 37). Породы, родственные этим порфироидам, для Успенского прогиба вообще не характерны, зато они широко развиты южнее, в пределах Жаксытагалинской подзоны.

Детальный осмотр показал, что порфироиды гряды Уста образуют крутую синклиналь, несколько наклоненную к северо-западу. Окружающие ее породы верхнего девона — нижнего карбона также имеют синклинальное строение. Таким образом, здесь намечаются две синклинали, вложенные одна в другую, причем более древние метаморфизованные эффузивы оказываются наверху. В некоторых обнажениях можно видеть, что контакты между порфироидами и осадочными отложениями верхнего девона — нижнего карбона в крыльях сдвоенной синклинали тектонические и представляют собой крутые надвиги или взбросы, наклоненные навстречу друг другу, к оси синклинали. Можно предполагать, что порфироиды силура-девона в горах Уста залегают

выше более молодых отложений в виде покрова, перемещенного из Жаксытагалинской подзоны. Предполагаемая амплитуда перемещения составляет 7—8 *км*. Крутое залегание надвиговой поверхности и синклинали порфироидов в разрезе может быть объяснено последующими складкообразовательными движениями.

К западу от Успенского рудника Успенский прогиб расширяется до 20 *км*, потом до 40 *км* и распадается на две ветви, одна из которых (основная) следует на юго-запад, согласно с простиранием более древних толщ, а другая — на запад, почти под прямым углом накладываясь на более древние структуры.

В разрезе западной части Успенского прогиба, кроме песчано-карбонатных отложений фамена и турне, широко развиты красноцветные терригенные отложения франского яруса и девонские эффузивы. Г. И. Бедров, кроме того, выделяет вулканические породы среднего — верхнего карбона. Общая мощность осадочной успенской формации верхнего девона — нижнего карбона по сравнению с ее мощностью в центральной части прогиба здесь увеличивается, достигая местами 1,5—2 *км*.

Обе ветви прогиба, особенно южная, по форме являются односторонними рампами, ограниченными с юга и юго-востока взбросами и крутыми надвигами. Заполняющие их складки пережаты и наклонены в северных румбах. Внутренние разрывы представлены сравнительно небольшими взбросами северо-восточного простирания, расположенными в плане под острыми углами друг к другу. По этим разрывам (как и в других частях Успенского прогиба) складки отложений девона и карбона как бы наползают на более древнее Тектурмасское поднятие.

Факты опрокидывания складок района Успенского рудника к северо-западу и преимущественного наклона взбросовых нарушений к югу и юго-востоку отмечались И. С. Яговкиным (1932), С. Е. Колотухиной (1948), С. А. Несмеяновым (1960) и др.

Работавший здесь же Е. И. Паталаха (1963) среди мелких разрывных нарушений выделил: 1) разрывы, согласные с напластованием пород, и 2) разрывы, секущие напластования: а) продольные относительно складчатости (субширотные вертикальные и субширотные наклонные, главным образом крутые надвиги), б) диагональные относительно складчатости (северо-западные вертикальные — правые сдвиги и северо-восточные вертикальные, возможно, левые сдвиги).

По его наблюдениям, в районе месторождения главное значение имеют субширотные вертикальные нарушения, протяженностью 1—2 *км*. Разрывы сопровождаются зонами рассланцевания мощностью до 30 *м*. Падение плоскостей сместителей отклоняется от вертикального до 80—75° к северу и к югу. Приподнятыми оказываются как южные, так и северные блоки, с амплитудой свыше 150 *м*.

Е. И. Паталаха пришел к выводу о послескладчатом возрасте разрывов, секущих напластования, а также о возникновении их в условиях «нормального» поля тектонических напряжений, определяемого общим меридиональным тангенциальным сжатием (но не односторонним, с юга, как думает большинство геологов). Этот вывод, как считает Е. И. Паталаха, приложим к Успенской зоне в целом, на всем ее протяжении.

Наряду с этим Е. И. Паталаха отмечает, что в южной части Успенского месторождения распространены линейные широтные складки, с углами падения слоев 60—90°, тогда как в северной его части, ближайшей к Бугалинской подзоне, наибольшее развитие получили сравнительно пологие (20—40°) брахиантиклинали субширотного и субмеридионального простирания. Этим Е. И. Паталаха опровергает свой вывод об отсутствии в районе одностороннего стресса при формировании складчатых и разрывных структур. Чем же тогда, если не напором масс с юга, можно объяснить усиление складчатости в южном направлении?

Рассмотренные подзоны — собственно Успенская и Бугалинская — при всех их различиях составляют тем не менее единую систему линейных структур, параллельно вытянутых с юго-запада на северо-восток. Одна из них негативная, другая позитивная, причем они, по-видимому, постепенно переходят друг в друга, во всяком случае без проявлений между ними сколько-нибудь заметного крупного разлома, который предполагается отдельными авторами. Большой разлом, параллельный этим подзонам, здесь бесспорно отсутствует. Калдырминский гранитный пояс не может истолковываться как местопроявление подобного разлома. Кстати сказать, он и не разделяет Бугалинскую и Успенскую подзоны, а располагается относительно их наискось, далеко переходя из одной подзоны в другую. Вероятно, Калдырминский пояс связан с несколькими зонами тектонической слабости, которые рассекли в самом конце палеозоя как Тектурмасский антиклинорий, так и Успенский синклинорий.

Жаксытагалинская подзона отличается от собственно Успенской подзоны отсутствием осадочных отложений франа, фамена и турне и широким развитием сильно смятых и рассланцованных эффузивов сарысу-тенизской формации, причем нижние горизонты последней здесь, по-видимому, принадлежат силуру. Подзона прослежена от р. Жаман-Сарысу до Актасской зоны разломов, на расстояние свыше 150 *км*. Ее ширина колеблется от 6 до 16 *км*.

Стратиграфический разрез подзоны (см. фиг. 35, разрез III) начинается кварцево-хлоритовыми, сильно метаморфизованными и смятыми до плойчатости сланцами, содержащими прослои кварцитов и окварцованных песчаников. Их общая видимая мощность достигает 1 *км*. Вверх по разрезу сланцы постепенно сменяются толщей зеленовато-серых песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев, смятых и метаморфизованных в меньшей степени. Внешне они довольно сходны с силурийскими отложениями долины р. Айнасу, в которых М. А. Борисяк найдены брахиоподы, табулята и ругозы. Их мощность около 1,5 *км*.

Выше в разрезе совершенно согласно залегает сарысу-тенизская формация. Она начинается эффузивно-кремнисто-порфироидной толщей, состоящей из прессованных и окремненных пород синевато-темной окраски. Нижние 200—300 *м* составляют рассланцованные туфы, кремнисто-глинистые хлоритизированные сланцы, кварцитовые сланцы, черные вторично-кремнистые породы и порфироиды, которые затем сменяются туфобрекчиями, полосчатыми (сланцеватыми или флюидальными) туфолавами среднего состава, измененными местами до порфироидов, и альбитофирами; их мощность равна 1 *км*. Все эти породы отнесены нами к силуру, поскольку они залегают согласно на кайрактинской формации, связаны с ней постепенными фациальными переходами и смяты в одном плане с примерно одинаковой интенсивностью.

Далее вверх по разрезу следует толща розовых альбитофиров, кварцевых порфиров, их туфов и туфолав общей мощностью 900—1000 *м*. Эти эффузивы перекрывают эффузивно-кремнисто-порфироидную толщу также без видимого несогласия, но рассланцованы по сравнению с ней намного слабее. Условно они отнесены к силуро-девону, но более вероятен их нижнедевонский возраст.

Разрез сарысу-тенизской формации заканчивается собственно девонской эффузивной толщей, залегающей с размывом и угловым несогласием на разных горизонтах силура и нижнего девона. В горах Жаксы-Тагалы она сохранилась в виде небольших останцов порфиритов и альбитофировых туфов мощностью 100—150 *м*. Восточнее, в горах Каратемир-Казыгурт эта толща протягивается в виде полосы преимущественно кислых эффузивов, мощность которых измеряется несколькими сотнями метров.

Верхним членом стратиграфической колонки Жаксытагалинской подзоны являются кислые эффузивы керегетасской свиты (средний — верхний карбон), локализованные вдоль некоторых разломов. Площадь их выходов очень невелика, а мощность не превышает 200—300 *м*. В подзоне имеются также мелкие тела гранитоидов, рвущие породы силура и девона.

Как тектоническая структура Жаксытагалинская подзона состоит из нескольких кулисообразно расположенных в плане чешуй, каждая из которых с северо-запада ограничена разломом. Длина наиболее крупных чешуй достигает 70 *км*. Разломы в большинстве являются взбросами и крутыми надвигами, наклоненными в южных румбах. Они хорошо улавливаются на местности, наискось срезают разные части структур и сопровождаются рассланцеванием, милонитизацией и окварцеванием пород. С некоторыми из них связаны кварцевые жилы. К местам проявления разломов приурочены прямолинейные долины оврагов, геоморфологические уступы, седловины и другие значительные неровности рельефа. В целом Жаксытагалинская подзона имеет характер ярко выраженного надвигового пояса, смявшего южный край Успенского прогиба. Фронтальная его часть в одних участках сложена порфироидами силура — девона, надвинутыми непосредственно на успенскую формацию верхнего девона — нижнего карбона, в других участках — мало измененными кислыми эффузивами девона или эффузивами верхнего палеозоя.

Эффузивы силура — девона, девона и верхнего палеозоя узкой полосой вытягиваются в общем по простиранию надвигового пояса, однако многие разломы, взятые отдельно, не совсем параллельны этой полосе и под острыми углами ее пересекают. Вероятно, при вулканических извержениях единого разлома в пределах подзоны не было, а существовало несколько сбросов глубинного растяжения, расположенных кулисообразно.

Внутреннее строение чешуй надвигового пояса отличается большой сложностью. В кайрактинской формации наблюдаются килевидные линейные складки нескольких порядков с ундулирующими шарнирами. Складки в порфироидах сарысу-тенизской формации более крупные, шириной до 3 *км*, но также сильно пережаты, с углами падения крыльев 60—70°. Оси складок несколько запрокинуты к северу и северо-западу. Чешуи состоят или из нескольких складок 2-го порядка или образуют моноклинали и оборванные взбросами полускладки. Дополнительно они разбиты массой разрывов с широким развитием зон дробления, рассланцевания и окварцевания. В состав чешуй входят также небольшие интрузии гранитов, гранодиоритов и диоритов, вытянутые в северо-восточном направлении и наклоненные к юго-востоку.

Каждая из чешуй Жаксытагалинской подзоны по отношению к Успенскому прогибу имеет несколько иное простирание и отходит от него под острым, все более увеличивающимся углом, изгибаясь при этом дугообразно. Таким образом, движение чешуй по взбросам было направлено не точно в сторону Успенского прогиба, а несколько северо-западнее, под острым углом к нему. В некоторых обнажениях на площади подмятых крыльев крайних северных взбросов, сложенных известняками успенской формации, можно наблюдать мелкие горизонтальные складки, которые своей ориентировкой в плане свидетельствуют о том, что взбросовые движения по линиям северо-восточного простирания сопровождались также и сдвиговыми движениями, направленными вдоль Успенского прогиба к западу. Более крупные горизонтальные изгибы отмечались и в порфироидах сарысу-тезинской формации. Величина сдвигового смещения по одному из разломов в горах Жаксы-Тагалы определена в 1,5 *км* при вертикальной амплитуде около 1 *км*.

Продольный профиль ряда чешуй характеризуется наличием местных понижений и повышений. Вместе с тем чешуи по мере их приближе-

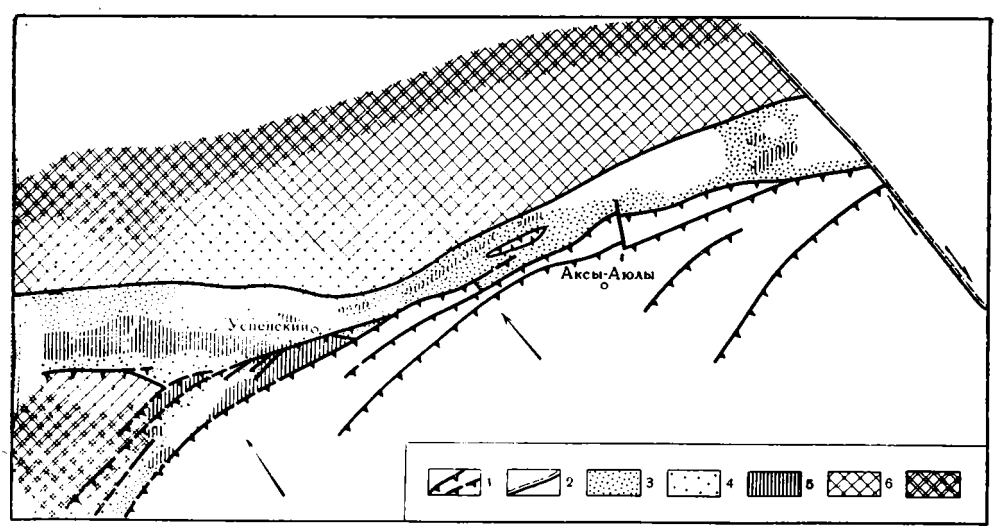
ния к Успенскому прогибу, испытывают погружение, перекрываясь, наконец, более молодыми отложениями успенской формации.

Одновременно чешуи Жаксытагалинской подзоны своей фронтальной северо-западной стороной срезают самые различные стратиграфические горизонты Успенского прогиба (фиг. 38). На востоке, например, они срезают ряд горизонтов верхнего девона—нижнего карбона, на западе же — вулканогенно-осадочные образования среднего—верхнего девона и вулканогенную толщу нижнего—среднего девона; последние в виде субширотных полос косо подходят к взбросовым нарушениям и последовательно исчезают под ними.

На крайнем западе Успенской зоны отложения девона и карбона облекают выступ нижнего палеозоя и силура, образуя погружающуюся к северо-востоку антиклиналь. Южное крыло этой антиклинали вблизи взбросов Жаксытагалинской подзоны по ширине сильно сокращено, обнаруживая явные признаки нагромождения и тектонического сближения горных пород по дополнительным нарушениям.

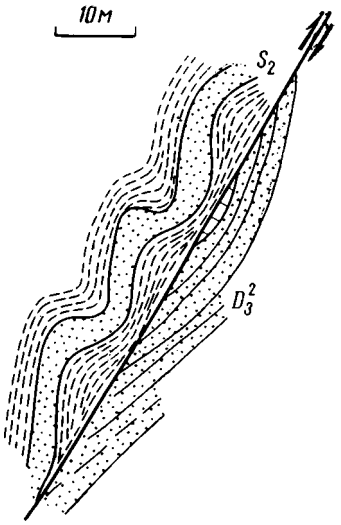
Все это позволяет определить амплитуду горизонтального смещения по взбросам и надвигам Жаксытагалинской подзоны. Максимальное сближение полос девона и карбона приходится на самый узкий участок Успенского прогиба, против которого на юге взбросы и надвиги выражены наиболее ярко. Величина сближения, связанного, очевидно, с тектоническими перекрытиями, составляет здесь не менее 15—20 *км*.

В Шетской подзоне наибольшим распространением пользуются песчано-сланцевые отложения кайрактинской формации (см. фиг. 35, разрез IV) — серо-зеленые, местами красноцветные песчаники, алевролиты и глинисто-хлоритовые сланцы с редкими прослоями конгломератов и известняков; их мощность достигает 2500—3000 *м*. В Кайрактинском районе в них найдены *Pentamerus* cf. *oblongiformis* Nikif., *Conchidium* cf. *knighti* Sow., *Heliolites kuznetskinensis* (Tchern). и другие, определяющие их возраст как лудлоу.




Фиг. 38. Расположение осадочных и вулканогенных пород карбона и девона в Успенской зоне смятия.

*1* — надвиги и взбросы; *2* — Актасский разлом (сдвиг); *3* — успенская свита $D_3^2-C_1^1$ (известняки, кремнистые и углистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфопесчаники, диабазовые порфириты, кварцевые порфиры); *4* — пестроцветная свита $D_2^2-D_3^1$ (песчаники, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы среднего состава, сланцы, известняки, фельзит-порфиры); *5* — вулканогенная свита $D_{1-2}$, местами, особенно на востоке, $C_{2-3}$ (андезиты, порфириты, порфиры, туфы, лавы, туфоагломераты, конгломераты); *6* — песчано-сланцевая свита силура; *7* — нижний палеозой, на севере — верхний протерозой-кембрий




Фиг. 39. Схема сбросо-сдвига в борту Кайрактинской мульды (в плане)

На левом берегу р. Жаман-Сарысу к северо-западу от станции Агадырь отложения силура представлены более грубообломочными фациями с преобладанием граувакк, из-под которых обнажена кремнисто-яшмово-диабазовая (уртынджальская) формация, смятая в изоклинальные складки. Кайрактинская и уртынджальская формации разделены здесь поверхностью размыва с явным угловым и азимутальным несогласием между ними.

Динамометаморфизованные эффузивы силура-девона, столь характерные для Жаксытагалинской подзоны, в Шетской подзоне отсутствуют, а вулканогенные и осадочные образования девона и карбона имеют ограниченное распространение, будучи приуроченными к пологим мульдам, резко наложенным на складчатый силурийский фундамент. Они, можно сказать, совсем не метаморфизованы.

В Жастерекской мульде, южнее гор Жаксы-Тагалы, на размытой поверхности песчаников и сланцев лудлоу с большим угловым и азимутальным несогласием залегают (снизу вверх): 1) эффузивно-осадочная пачка (песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, аргиллиты, порфириты и их туфы, внизу конгломераты) — 400 *м*; 2) пестроцветные порфириты, их туфы и туфолавы — 610 *м*; 3) сиреневые альбитофиры и фельзиты — 365 *м*; 4) дацитовые порфириты с прослоями альбитофиров — 410 *м*; 5) лиловые и розовые альбитофиры, туфы, пузырчатые лавы — 465 *м*. Общая мощность разреза девона 2250 *м*.

Южнее, в Кайрактинской мульде, послесилурийский разрез имеет другое строение. Нижний и средний девон представлен песчаниками и кислыми туфами мощностью около 660 *м*. В 75 *м* ниже кровли этих отложений Ф. С. Моисеенко (1961б) отмечает внутреннее угловое несогласие. На размытой поверхности нижнего — среднего девона залегает толща пестроцветных песчаников, вверху с прослоями кварцевых порфиритов, содержащая флору франского яруса; ее мощность 300—400 *м*. Разрез венчает успенская формация, включающая калькаратусовые, сульциферовые, кассинские и другие слои общей мощностью 1000—1500 *м*.

В других мульдах Шетской подзоны на силуре залегают либо эффузивно-осадочные образования нижнего девона, прорванные раннегерцинскими гранитоидами, либо (преимущественно на востоке) туфы среднего состава, принадлежащие калмакэмельской свите намюра — среднего карбона; последние местами трансгрессивно перекрывают раннегерцинские гранитоиды.

Наложенные мульды девона и карбона вытянуты с юго-запада на северо-восток. Длина их около 25 *км*, ширина 10—12 *км*. Все они с одной или двух сторон ограничены сбросами или взбросами северо-восточного простирания, наклоненными как к югу-востоку, так и к северо-западу. Некоторые из этих нарушений определяются как правые сдвиги, рассекающие мульды и их отдельные части с горизонтальным смещением до 3—3,5 *км* (Жастерек) или образующие узкие зоны складок сдвигового волочения (фиг. 39). Линии тектонических нарушений с приближением к Жаксытагалинскому надвиговому поясу несколько

изгибаются к востоку и сливаются со взбросами и надвигами под острыми углами. В целом они образуют структуры «конского хвоста», веерообразно открытые к юго-западу. Разделенные ими блоки ступенчато опускаются с северо-запада на юго-восток, где в их строении в общем преобладают наиболее молодые толщи.

Наряду с этим Шетская подзона разбита разломами северо-западного простирания на три большие глыбы, северо-восточные края которых сильно приподняты, а юго-западные опущены. Главные разломы этого направления — Жамансарысуйский и Шерубайнуринский — обрывают веерообразные структры «конских хвостов» с их юго-западной стороны и прослеживаются вплоть до южного края Успенского прогиба. Наложенные мульды в северо-восточных крыльях этих разломов оказываются расположенными таким образом, что в совокупности, несмотря на различный характер и возраст выполняющих их девоно-карбоновых пород, образуют широкие седиментационные зоны, вытянутые в общем с юго-востока на северо-запад. Таковы, например, мульды гор Жаксы-Тагалы, Жастерекская и Кайрактинская, ортогонально расположенные вдоль Жаман-Сарысуйского разлома.

Важным элементом в структуре Шетской подзоны является, наконец, пояс раннегерцинских гранитоидов. Он состоит из разобщенных интрузивных тел разного размера, вытянутых в северо-восточном направлении, позади Жаксытагалинского надвигового пояса. Наибольшее из них, восточнее пос. Шетска (Аксы-Аюлы), имеет длину более 30 *км* при ширине 10—15 *км*. Гранитоидный пояс резко наложен на структуры «конского хвоста», под острыми углами рассекая отдельные блоки. В то же время он параллелен Успенскому прогибу.

Несмотря на присутствие гранитоидного пояса, Шетская подзона отделена от Жаксытагалинской подзоны нерезко. Наоборот, обе подзоны совершенно постепенно сменяют одна другую и в плане составляют один общий структурный рисунок «конского хвоста».

Таким образом, Успенская зона в ее подлинном смысле представляет собой не что иное, как зону стыка Успенского прогиба, линейно вытянутого вдоль Тектурмасского поднятия, с Жамансарысуйским поднятием, имеющим сложный веерообразно-перекрестный план строения.

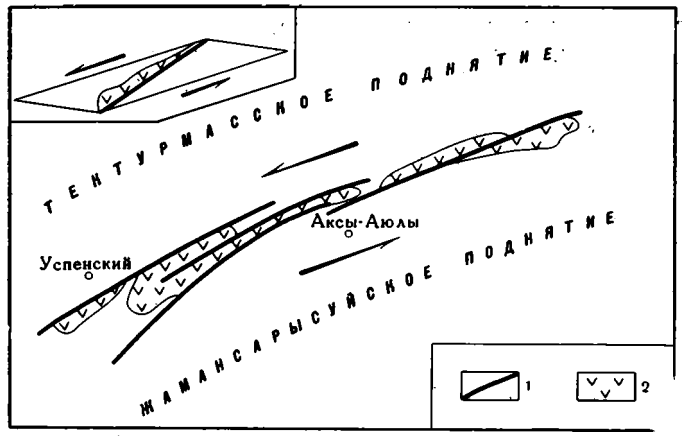
Как структура смятия Успенская зона охватывает лишь южный край Успенского прогиба и северный край Жамансарысуйского поднятия и не может распространяться от них ни к северу, ни к югу. Не может она быть прослежена и до структур Чингиза. Западнее г. Каркаралинска она обрывается Актасской зоной разлома, за которой начинается другой обширный прогиб северо-западного простирания, выполненный эффузивными толщами нижнего карбона и верхнего палеозоя.

Принимая Успенскую зону смятия в указанных границах, следует подчеркнуть, что с севера и юга она окаймлена двумя разными гранитоидными поясами, из которых южный, более ранний, ей параллелен, а северный, поздний и более обширный, расположен к ней под острым углом. Вероятно, эти пояса внедрялись в условиях разных динамических обстановок.

### История развития структур Успенской зоны

Первые разломы Успенской зоны появились в конце силура. Возможно, перед этим здесь уже существовал обширный прогиб, в силурийский период разделявший Тектурмасское и Жамансарысуйское поднятия. Силурийские отложения, обнажающиеся на юго-западе Успенской зоны, в районе оз. Коктенколь, как бы вложены в структурные формы уртынджальской формации, которая составляет фундамент этих поднятий.

Разломы возникли на месте Жаксытагалинской подзоны и расположились в виде нескольких кулис северо-восточного направления. Они




Фиг. 40. Успенская зона в конце силура — начале девона.

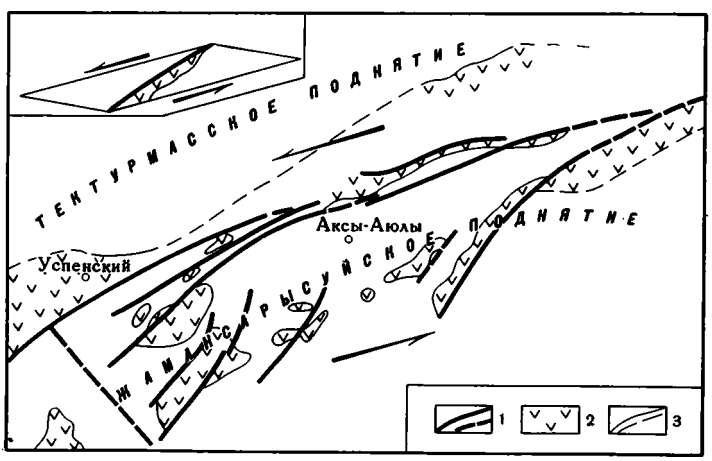
*1* — разломы растяжения; *2* — эффузивы силура — девона. Стрелками показано направление сдвига

представляли собой зону растяжения и проседаний — по ним происходили извержения вулканических продуктов кислого состава и был образован узкий прогиб глубиной около 2 *км*.

Источником напряжений, вызвавших возникновение разломов растяжения Успенской зоны, послужили подвижки между глыбами Тектурмасского и Жамансарысуйского поднятий. Эти подвижки носили отчетливый левосторонне-сдвиговый характер (фиг. 40), такой же, как и в соседней Спасской зоне в конце силура — начале девона.

В нижнем и среднем девоне сдвиговые напряжения резко усилились, сохраняя при этом то же самое направление (против хода часовой стрелки). На площади Жаксытагалинской и Шетской подзон возникла целая система разломов растяжения, в совокупности образовавших структуру «конского хвоста», веерообразно расширяющегося к юго-западу (фиг. 41).

Разломы служили каналами извержений средних и кислых эффузий. Вдоль них вытянулись полосы изверженных пород, чередующиеся в про-




Фиг. 41. Успенская зона в девонский период.

*1*— разломы растяжения; *2*— девонские эффузивы; *3*— действительные и предполагаемые границы распространения эффузивов. Стрелками показано направление сдвига

странстве с очагами центрального типа. Образовались разрозненные наложенные мульды. Наиболее протяженный прогиб, сложенный верхними частями девонского эффузивного разреза, локализовался на месте собственно Успенской подзоны, простираясь в восток-северо-восточном направлении от гор Ортау почти до г. Каркаралинска. На западе (за пределами палеотектонической схемы) формировалась субширотная ветвь этого прогиба, почти под прямым углом наложенная на меридиональную структуру Атасуйского антиклинория.

Таким образом, в ранне-среднедевонское время площадь проседания между Тектурмасским и Жамансарысуйским поднятиями по сравнению с предшествующим периодом значительно расширилась как к северо-западу, так и к юго-востоку от Жаксытагалинской подзоны.

В конце девона — начале карбона (турне) тектоническая обстановка существенно изменяется. Вулканическая деятельность в основном заканчивается, свидетельствуя о закрытии разломов растяжения. Основной прогиб прочно закрепляется в рамках собственно Успенской подзоны. Его заполняет песчано-карбонатная успенская формация, мощность которой здесь достигает 1,5 *км*.

Характерно, что этот прогиб относительно прогиба силура — девона, соответствующего Жаксытагалинской подзоне, сместился на 10—15 *км* к северо-западу, причем его смещение произошло навстречу общей миграции геосинклинальных формаций, которая, как мы показали выше, на протяжении всего палеозоя была направлена с северо-запада на юго-восток. Так же, как и в случае со Спасской зоной, встречную миграцию прогиба верхнего девона — нижнего карбона Успенской зоны к северо-западу мы связываем с развитием в том же направлении горизонтальных надвиговых подвижек. Именно с этими последними связано здесь прекращение вулканической деятельности в конце девона и трансформация разломов растяжения южного края Успенского прогиба в единый надвиговый (или взбросовый) шов.

Позади надвигового шва в Шетской подзоне в то же время возникли разломы северо-западного простирания, которые обусловили заложение нескольких небольших мульд, также выполненных осадочными отложениями верхнего девона — нижнего карбона. Система этих разломов под разными углами накладывается на более ранние разломы системы «конского хвоста». Отдельные разломы северо-западного простирания впоследствии отчетливо проявляют себя как правые сдвиги.

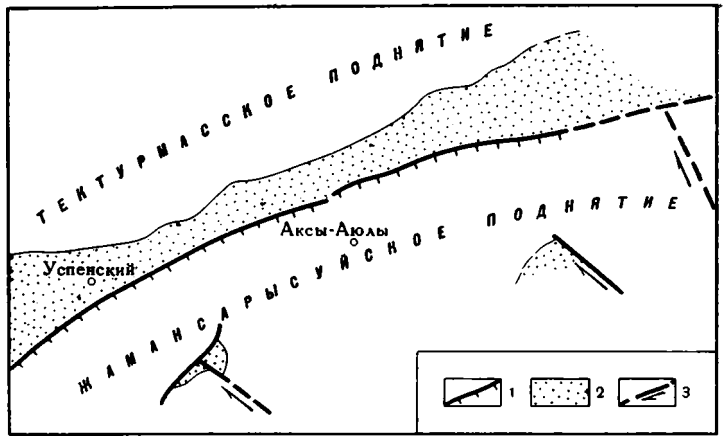
Все сказанное об этапе позднего девона — раннего карбона иллюстрирует фиг. 42.

В конце раннего карбона разломы северо-западного направления на востоке Успенской зоны разрастаются по простиранию и обрывают ее (фиг. 43). Здесь в это время формируются самостоятельная Актасская зона и, параллельно ей, прогиб, заполняющийся эффузивными толщами. Сама же Успенская зона испытывает всеобщее поднятие.

В результате продолжающегося движения масс пород по разломам Жаксытагалинского надвигового пояса к северо-западу, в тылу последнего (в более приподнятой Шетской подзоне) создались тектонически ослабленные участки. Сюда устремились раннегерцинские интрузии, которые в конечном итоге образовали протяженный гранитоидный пояс, параллельный Успенскому прогибу. Южнее гранитоидного пояса в местных зонах растяжения кое-где продолжалась вулканическая деятельность.

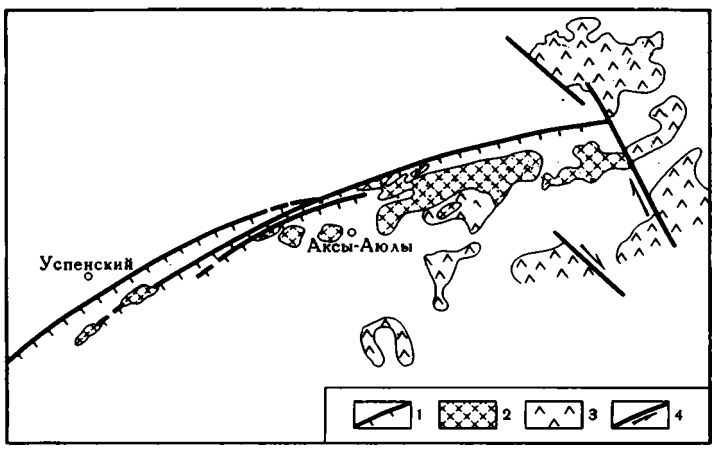
В среднем — позднем карбоне (фиг. 44) по краевым взбросам Жаксытагалинского пояса вновь происходили левосторонние сдвиговые подвижки. Они определили появление системы косых северо-восточных разломов растяжения[1] (вероятно, сбросов) и новую вспышку

[1] На фиг. 44 они ошибочно показаны как сдвиги.



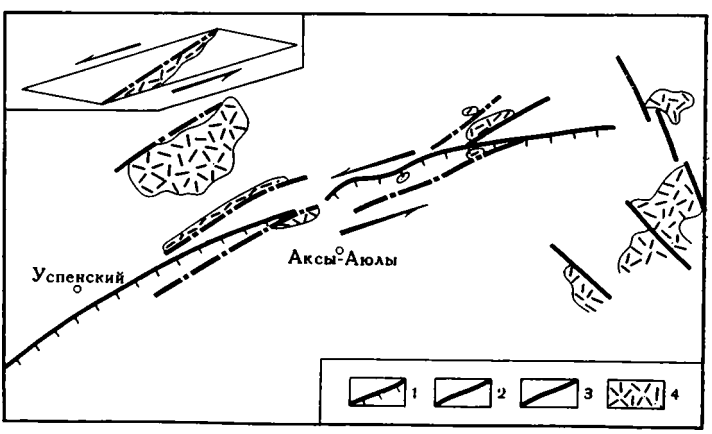

Фиг. 42. Успенская зона в конце девона — начале карбона.

*1*— главный разлом (взброс); *2*— собственно Успенский прогиб; *3*— предполагаемые сдвиги




Фиг. 43. Успенская зона в раннем карбоне.

*1*— зона главного разлома (взбросы); *2*— раннегерцинские гранитоиды; *3*— эффузивы нижнего карбона; *4* — сдвиги Актасской зоны




Фиг. 44. Успенская зона в среднем и позднем карбоне.

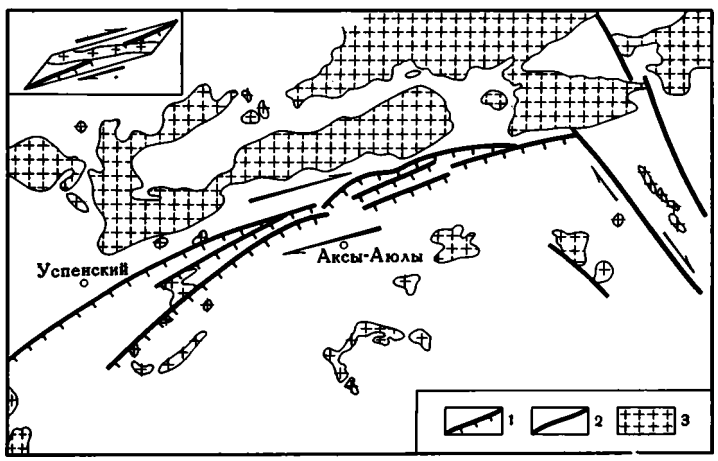
*1*— зона главного разлома (левые взбросо-сдвиги); *2*— сдвиги Актасской зоны; *3*— разломы растяжения; *4*— эффузивы керегетасской свиты.
Стрелками показано направление сдвига

изом к северу от взбросо-сдвигов, располагаясь по отношению к ним
од острыми углами, открытыми к северо-востоку. По сравнению с
ижнекаменноугольными эффузивами эффузивы среднего — верхнего
арбона сместились далеко к северо-западу (опять навстречу общей
играции геосинклинальных формаций) и захватили как Жаксытага-
инский пояс, так собственно Успенскую и главным образом Бугалин-
кую подзоны. Эффузивная деятельность происходила также в Актас-
кой зоне в связи с охватившими ее сбросо-сдвиговыми перемеще-
иями.

Конечный этап развития структур Успенской зоны начался с позднего
арбона. Зона в целом была вовлечена в волну новых восходящих дви-
ений, связанных с внедрением Калдырминского гранитного батолита.
от батолит внедрился в 30—35 *км* к северу от раннегерцинского грани-
оидного пояса и наискось пересек Бугалинскую и собственно Успенскую
одзоны.

Смещение интрузивной деятельности от Шетской подзоны к Бугалин-
кой (навстречу общей миграции палеозойских формаций) также нельзя
ъяснить иначе, как продолжающимся в верхнем карбоне надвиганием
асс горных пород по Жаксытагалинскому поясу с юго-востока на се-
еро-запад.

Однако на данном этапе это надвигание сопровождалось новыми
двиговыми подвижками, но не левосторонними, как ранее, а правосто-
оннними, направленными по ходу часовой стрелки. Поэтому Калдырмин-
кий гранитный пояс расположен относительно Жаксытагалинского поя-
а под острым углом, открытым к юго-западу (фиг. 45).



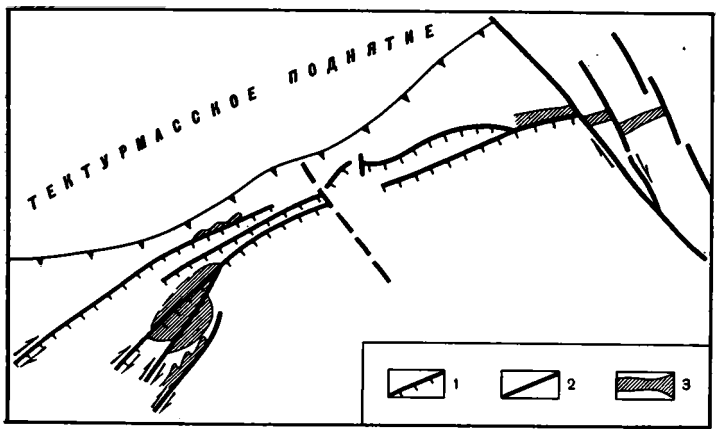

Фиг. 45. Успенская зона в конце карбона — начале перми.

*1*— зона главного разлома (правые взбросо-сдвиги); *2*— сдвиги Актасской зоны; *3*— позднегерцинские граниты.
Стрелками показано направление сдвига

Причину изменения в позднем карбоне сдвиговых перемещений по
азломам Жаксытагалинского пояса на 180° мы видим в усилении текто-
ической активности правых сдвигов Актасской зоны. Разломы с таким
арактером смещений, сочленяясь с Жаксытагалинским поясом под ту-
ым углом, неизбежно должны были вызвать в нем соответствующие на-
ряжения правого сдвига (см. фиг. 45).

После внедрения Калдырминского батолита динамическая обстанов-
а в Успенской зоне не изменялась до конца палеозоя. Создавшаяся
руктура разломов лишь несколько усложнялась. В таком виде она
храняется до настоящего времени (фиг. 46).

Таким образом, в истории развития Успенской зоны было много разных событий, изменявших и постепенно усложнявших ее морфологический облик. Она проявлялась то как узкая зона сбросов растяжения, то




Фиг. 46. Успенская зона в послепалеозойское время.

*1*— взбросо-сдвиги и надвиги; *2*— сбросо-сдвиги; *3*— контуры присдвиговых структур

как зона обширных проседаний или, наоборот, воздыманий, то как зона взбросов и надвигов, то, наконец, как зона левых и правых сдвигов. В результате же Успенская зона в ее окончательном виде является сдвиговонадвиговым сооружением.

### 3. АКТАССКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ

Актасской зоной разломов мы называем широкую (10—20 *км*) полосу сдвиговых и сбросо-сдвиговых нарушений северо-западного направления, протягивающуюся от восточного окончания Бугалинской подзоны на склонах Тектурмасского поднятия до оз. Балхаш на 350—400 *км*. Далее к юго-востоку, в Забалхашье, на продолжении Актасской зоны намечается некоторое повышение отрицательных аномалий силы тяжести. Это косвенно свидетельствует о том, что зона следует в направлении г. Талды-Кургана еще на 230 *км* и, вероятно, соединяется с имеющимися там разломами.

Впервые Актасская зона как сравнительно небольшая структура была показана на геологической карте Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела и названа по месту проявления в верховьях р. Токрау по долине р. Актас (Александрова, 1956; Александрова и др., 1960). Отдельные участки зоны картировались многими геологами: в 1950 г. В. Ф. Беспаловым, в 1954 г. В. С. Малаховым и Л. Н. Крыськовым, в 1956 г. А. М. Мареичевым, Т. В. Перекалиной, Е. В. Петровой, в 1958 г. В. Я. Кошкиным и др.

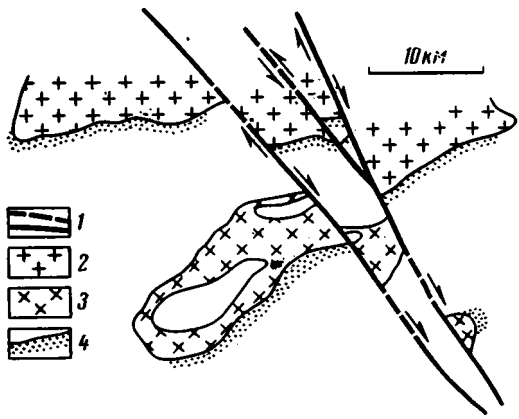
В 1956—1959 гг. Актасская зона была изучена нами от р. Байгожи на северо-западе до района гор Котанбулак на юго-востоке, т. е. на протяжении более 200 *км*. Было установлено, что она в целом представляет собой правосторонний сдвиг амплитудой до 20 *км* и в связи с этим обладает специфическими особенностями (Суворов, 1961б, 1962б). С востока она ограничивает Успенскую зону и составляет вместе с ней единую динамическую систему — динамопару. Выяснилось также, что Актасская зона выходит далеко за пределы бассейна верхнего и среднего течения р. Токрау и соединяется с разломами Северного Прибалхашья (послед-

ние изучались нами несколько позже, в 1961 г.). В исследованиях принимали участие С. Г. Самыгин (в 1959) и В. Г. Успенская (в 1961 г.).

В настоящей работе дана наиболее полная морфологическая характеристика Актасской зоны разломов по всем имеющимся данным и предпринята попытка выяснить историю ее развития в отдельные этапы позднего палеозоя.

## Общая характеристика Актасской зоны

Единой тектонической линии, которая непрерывно протягивалась бы вдоль всей Актасской зоны, в районе нет. Разломы и более мелкие разрывы образуют густую сетку, располагаясь в плане кулисообразно и веерообразно, как правило, под углами от 10 до 30—40° относительно друг



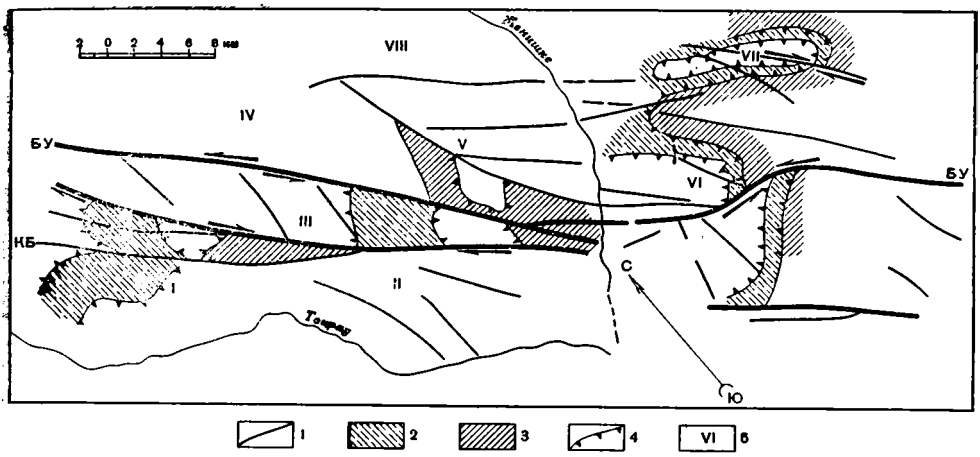

Фиг. 47. Схема северо-западной части Актасской зоны разломов.

*1*— сдвиги; *2*— гранитоиды верхнего карбона; *3* — гранитоиды нижнего карбона; *4* — контактово-измененные породы

друга. Они рассекают толщу палеозойских пород на множество удлиненных к северо-западу клиньев и остроугольных блоков. Сместители разломов большей частью характеризуются очень крутым (70—90°) наклоном. Сдвиговые смещения по ним (крупные на многие километры и мелкие на десятки и единицы метров) являются преимущественно правобоковыми; вместе с тем участками констатированы и левобоковые сдвиги.

Ограниченные разломами остроугольные и клиновидные в плане внутренние блоки Актасской зоны в вертикальном разрезе имеют характер грабенов, горстов, моноклиналей, грабен-синклиналей и местами осложнены дополнительными складками. В вулканогенных толщах верхнего палеозоя складки простые, длиной 10—15 *км*, часто обрубленные, неполной формы, с углами падения крыльев от 10—25 до 35°. Они расположены вдоль сместителей крупных сдвигов и отходят от них под острыми углами. В осадочных отложениях среднего палеозоя складки более крутые. Здесь наблюдаются чередующиеся синклинали и антиклинали длиной в несколько километров, имеющие вертикальные или наклоненные шарниры, и одиночные синклинальные или антиклинальные изгибы длиной 4—6 *км* и шириной 1—1,5 *км*; им также свойственно косое положение по отношению к сместителям разломов. Внутри зоны породы интенсивно трещиноваты. Особенно характерны трещины, оперяющие наиболее крупные разломы под острыми углами и образующие вдоль них, независимо от петрографического состава нарушенных пород, выдержанные на десятки километров и в как бы перекошенные в плане системы.

На северо-западе разломы Актасской зоны ступенчато обрывают в плане и разрезе все подзоны Успенской зоны, которые в связи с этим на востоке сменяются обширным прогибом, выполненным вулканогенными породами верхнего палеозоя и вытянутым вдоль Актасской зоны с




Фиг. 48. Сдвиги и сбросо-сдвиги центральной части Актасской зоны разломов.

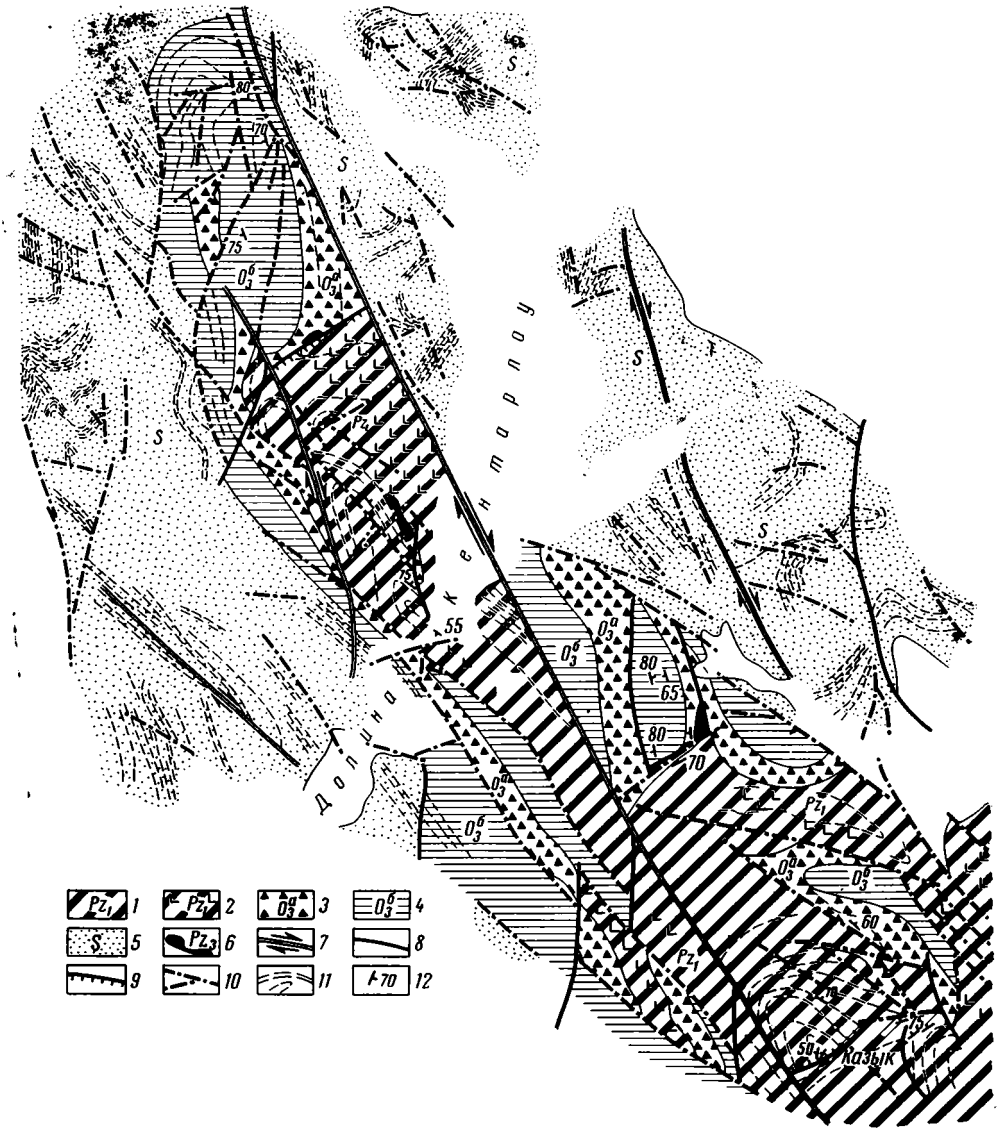
*1* — главные и оперяющие разломы (*БУ* — Баймакузунбулакский, *КБ* — Косабайский); *2* — андезитовые порфириты ($C_2kl_1$); *3* — диабазовые порфириты ($C_1v_3$—n kr); *4* — направление наклонов вулканогенных толщ; *5* — местоположение опорных разрезов (см. фиг. 51)

юго-востока на северо-запад. Гранитные пояса Успенской зоны в восточном направлении несколько переходят за крайние западные разломы Актасской зоны. При этом они, так же как и обрамляющие их роговики и скарны, рассечены разломами и сдвинуты по ходу часовой стрелки на 12—15 *км* с некоторым увеличением амплитуды к юго-востоку (фиг. 47). Каждое из гранитных тел, соприкасающееся с вмещающими породами успенской формации по сдвигам, никакого метаморфического воздействия на эти породы (через поверхность смещения) не оказывает. Таким образом, сдвиги произошли здесь уже после внедрения гранитов (но не граниты внедрились по разломам, как может показаться на первый взгляд). Рассланцованные девонские эффузивы Жаксытагалинского надвигового пояса внутри Актасской зоны также рассечены и разобщены по ходу часовой стрелки на 15—17 *км*.

Центральная часть Актасской зоны проходит в эффузивах верхнего палеозоя Токрауской впадины, разбивая последнюю на две половины. По краям впадины в связи с разломами наблюдаются глыбовые уступы ортогональных очертаний, а внутри — небольшие изометрические тела кислых интрузий и остатки вулканических аппаратов (в виде гипабиссальных тел, сходных по составу с окружающими их эффузивами). С юго-западной стороны зоны расположены узкие (2,5—4 *км*) и длинные (30—35 *км*) прогибы глубиной до 0,5—1 *км*, заполненные наиболее молодыми вулканическими породами.

В центральной части Актасской зоны всюду видны смещенные по сдвигам обрывки складчато-глыбовых структур и отдельных маркирующих пачек пород. Наибольшая амплитуда правобокового смещения здесь составляет 20 *км* (фиг. 48). В то же время некоторые толщи при переходе от одного крыла разлома к другому, как при обыкновенных сбросах, скачкообразно изменяются по мощности и составу с выпадением из разреза отдельных горизонтов. Очевидно, разломы формировались одновременно с накоплением верхнепалеозойской вулканогенной толщи, но возникали они в разные фазы вулканической деятельности, причем каждый последующий разлом вызывал горизонтальные подвижки толщ, генетически связанных с несколько более ранними разломами.

Разломы Актасской зоны в Северном Прибалхашье нарушают наиболее древние формации — итмурундинскую свиту, имеющую, как уже




Фиг. 49. Геологическая карта юго-восточной части Актасской зоны разломов.

*1*— яшмы, яшмокварциты, кремнисто-глинистые породы нижнего палеозоя ($Pz_1$); *2*— яшмы, основные эффузивы, туфопесчаники нижнего палеозоя ($Pz_1$); *3* — порфириты, дациты, кварцевые порфиры, туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты верхнего ордовика ($O^{а}_{3}$); *4*— песчаники, алевролиты, туфы, туффиты, известняки верхнего ордовика ($O^{б}_{3}$); *5*—песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, конгломераты силура (S); *6* — малые интрузии среднего и кислого состава верхнего палеозоя ($Pz_3$); *7*— сдвиги; *8*— сбросы и сбросо-сдвиги; *9*— предполагаемые надвиги; *10*— разломы без подразделений; *11*— простирание пластов; *12*— направление и углы падения пластов

отмечено, скорее всего, ордовикский возраст, вулканогенно-осадочную толщу верхнего ордовика и песчано-сланцевые отложения силура и силура — девона. Один из главных разломов Актасской зоны продольно рассекает Кентерлауский антиклинорий на две половины и смещает их по ходу часовой стрелки на расстояние около 15 *км* (фиг. 49).

Интересно отметить, что амплитуда горизонтального смещения древних толщ на юго-востоке Актасской зоны имеет тот же порядок, что и в верхнепалеозойских толщах ее центральной части.

В зоне размещены небольшие тела верхнепалеозойских гранитных интрузий. Здесь известны также основные и ультраосновные интрузии нижнепалеозойского возраста, вытянутые в пределах Кентерлауского антиклинория вдоль отдельных дизъюнктивных линий. Очевидно, Актасская зона в Прибалхашье заложилась по какому-то древнему тектоническому шву, уже залеченному к верхнему палеозою.

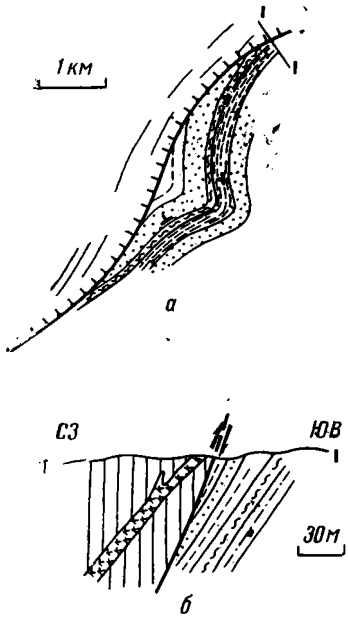
## Строение и развитие центральной части Актасской зоны

Центральная часть Актасской зоны разломов расположена на левом берегу среднего течения р. Токрау и охватывает бассейн нескольких ее притоков — Косабая, Женишке, Кусака и др. Обнаженность здесь очень хорошая, разломы отчетливо видны, а стратиграфический разрез среднего и верхнего палеозоя легко поддается детальному расчленению.

Наиболее крупные разломы центральной части Актасской зоны располагаются по ее юго-западному краю. Это — Косабайский, Керегетасский и Баймакузунбулакский разломы (см. фиг. 48, *КБ*, *КГ*, *БУ*). Они протягиваются на расстояние свыше 100 *км* по азимуту СЗ 310—320°, располагаясь относительно друг друга под острыми углами и кулисообразно. Некоторые крупные разломы, например Жиландинский, установлены на северо-восточной стороне Актасской зоны, а также в ее внутренних участках. В совокупности разломы образуют в плане как бы веер, открытый к северо-западу.

Как уже отмечалось, среди разломов преобладают сдвиги и сбросо-сдвиги. Максимальная амплитуда горизонтального смещения установлена по Косабайскому разлому. В направлении с юго-востока на северо-запад этот разлом последовательно рассекает почти все свиты вулканогенной серии верхнего палеозоя и, соответственно, сложенные ими пологие складки, смещая их относительно друг друга по ходу часовой стрелки на 20 *км*. Сдвиг по Баймакузунбулакскому разлому маркируется также несколькими свитами, причем его амплитуда по смещению пород каркаралинской свиты равна 5—6,5 *км*. Сместитель его в плане криволинеен, с коленообразным изгибом близ границы между вулканогенной и осадочной сериями палеозойского разреза района. В отличие от Косабайского, Баймакузунбулакский сдвиг является левосторонним. Жиландинский разлом выражен в основном как сброс с амплитудой вертикального смещения до 1000 *м*. Сбросовые подвижки происходили также по западным ответвлениям Косабайского разлома. В горах Шоль-Адыр развита система из нескольких взбросов и надвигов волнистого северо-восточного простирания. Эти нарушения приурочены к пограничной полосе между эффузивной и осадочной сериями, т. е. между центральной и юго-восточной частями зоны. Морфология одного из них отображена на фиг. 50. С формированием этих нарушений связано внедрение кварцевых жил.

В строении центральной части зоны участвуют две мощные серии: на юго-востоке — преимущественно осадочные отложения силура, девона и вулканогенно-осадочный нижний карбон, на северо-западе — вулканогенные породы верхнего палеозоя. Повсеместно развиты сравнительно




Фиг. 50. Схема крутого надвига в горах Шоль-Адыр (*а* — план, *б* — разрез).

к — кварцевая жила

небольшие тела гранодиоритов, гранитов и порфиров, а также дайки разного состава.

Осадочные отложения силура и девона (до подошвы фамена) образуют довольно монотонную толщу мощностью несколько более 3 *км*. В нижней части ее видимого разреза, в горах Котанбулак, обнажены зеленоцветные песчаники и алевролиты с редкими прослоями глинистых сланцев. Выше следуют серо-зеленые и табачно-зеленые песчаники, туфопесчаники и алевролиты с прослоями пепловых туфов. Еще выше прослеживаются грубые зеленовато-серые, серые и бурые полимиктовые и туфогенные песчаники и туффиты, содержащие редкие прослои известняков. Данная толща изобилует органическими остатками, среди которых обнаружены трилобиты, кораллы, брахиоподы, пелециподы, гастроподы и криноидеи, позволившие подразделить толщу на ярусы.

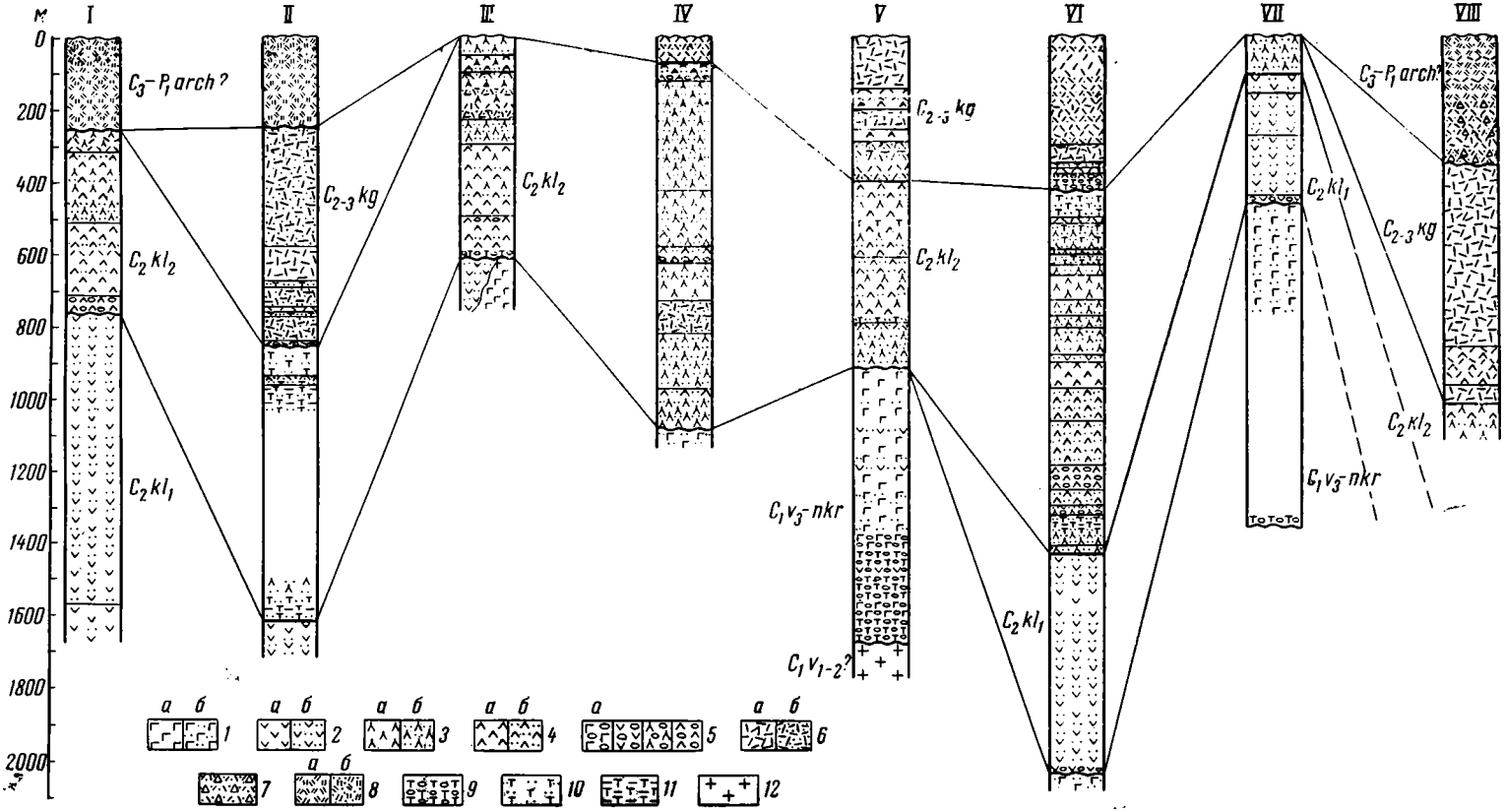
**Фаменский** ярус начинается рыхлой брекчией (до 10 *м*), состоящей из обломков зеленоватых алевролитов и туффитов, сгруженных в известняковом цементе. Далее идет чередование желтовато-серых песчаников, алевролитов, серых туфов и туффитов, среди которых местами встречаются темно-серые известняки с фауной. Мощность фамена около 600 *м*.

Нижний карбон подразделяется на две свиты: нижнюю, осадочно-вулканогенную, и верхнюю, туфогенно-осадочную, мощностью соответственно 2,15 и 2,20 *км*. Нижняя свита представлена туфами кварцево-полевошпатовых порфиров, фельзит-порфиров, кварцевых порфиритов, туфолавами, туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами, а верхняя — песчаниками и алевролитами с прослоями темных органогенных известняков, гравелитов, пудингов, туфов среднего состава, кварцевых плагиопорфиров и туфобрекчий. В горах Шоль-Адыр в верхней свите найдены *Productus* cf. *burlingtonensis* Hall., *Spirifer* cf. *hassan* Nall., *Athyris lamellosa* L'Ev (верхний турне), а несколько восточнее — *Productus* cf. *punktatus* Mart, *Spirifer plenus* Hall. (нижний визе) и флора среднего — верхнего визе.

Отложения нижнего карбона прорваны раннегерцинскими гранитами, большей частью приуроченными к крайнему юго-западному разлому близ пос. Кызылту. Граниты розовые, кое-где сиреневые, средне- и крупнозернистые, биотитовые или двуслюдистые, местами содержащие роговую обманку и турмалин.

Вулканогенные породы верхнего палеозоя (фиг. 51), составляющие вторую серию в разрезе описываемого района, залегают на отложениях нижнего карбона и прорывающих их гранитах с размывом и большим несогласием. Они подразделяются на несколько свит, которые в общем виде были выделены В. Ф. Беспаловым.

Нижним членом разреза вулканогенной серии является так называемая каркаралинская свита ($C_1v_{3-}$ kr), сложенная диабазовыми порфиритами, туфами и туфоагломератами мощностью 600—900 *м*. В основании свиты обычно залегает небольшой базальный горизонт с обломками розовых гранитов, а также осадочных и вулканогенных пород нижнего карбона. Окраска диабазовых порфиритов темно-серая, почти черная. Среди вкрапленников преобладают лабрадор или андезин и авгит;




Фиг. 51. Схема сопоставления разрезов вулканогенной серии верхнего палеозоя в центральной части Актасской зоны разломов.

I — междуречье Косабай — Токрау; II — район гор Каратас — Донгал; III — горы Карашокы и Аиртас; IV — гора Коскызыл — р. Майозек; V — междуречье Тернозек — Женишке; VI — гора Желтау; VII — правобережье речки Жиланды; VIII — горы Кызылджал

*1* — диабазовые порфириты (*а*) и их туфы (*б*); *2* — андезитовые порфириты (*а*) и их туфы (*б*); *3* — дацитовые порфириты (*а*) и их туфы (*б*); *4* — плагиопорфиры, альбитофиры (*а*) и их туфы (*б*); *5* — туфоагломераты и вулканические брекчии; *6* — липаритовые порфиры (*а*) и их туфы (*б*); *7* — вулканические агломераты и лавовые брекчии кислого состава; *8* — роговообманково-плагиоклазовые порфиры, ортофиры (*а*) и их туфы (*б*); *9* — туфогенные конгломераты, брекчии и гравелиты; *10* — туфогенные песчаники; *11* — туфоалевролиты и туффиты; *12* — биотитовые граниты

встречаются отдельные зерна оливина и рудных; из вторичных минералов развиты кальцит и хлорит. В соседнем, Кызылрайском районе в основании свиты найдены *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeil., *Calamites suskowi* Brongn., *Mezocalamites* sp., *Calamites* sp., определяющие ее возраст как намюрский.

Стратиграфически выше, на диабазовых порфиритах или других образованиях нижнего карбона, с размывом залегает калмакэмельская свита. В этой свите по находкам в разных районах известны *Noeggerathiopsis theodori* Tschern. et Zal., *Lepidodendron obovatum* Sternb. и другие формы, указывающие, по заключению А. Н. Криштофовича, М. И. Радченко и М. А. Сенкевич, на среднекаменноугольный возраст свиты.

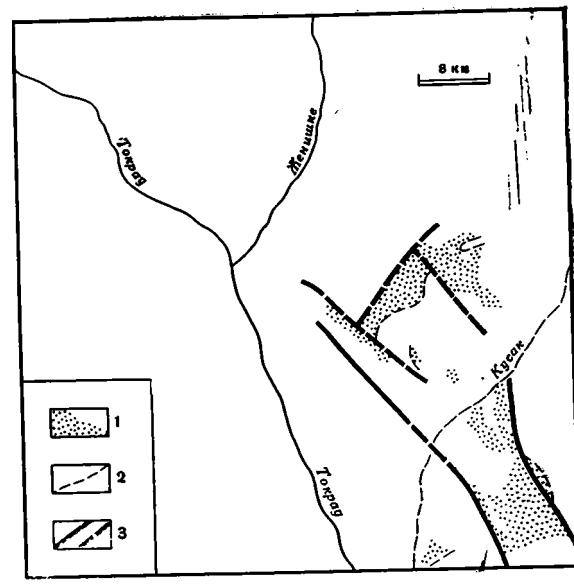
Нижняя половина калмакэмельской свиты в Актасской зоне представлена андезитовыми порфиритами и их туфами ($C_2kl_1$). Это зеленовато- и фиолетово-серые породы, в составе которых обычно присутствуют плагиоклаз (от андезина до олигоклаза), пироксен, роговая обманка и иногда кварц; в туфовых разностях содержится обломочный материал из подстилающих пород. Мощность нижней части свиты колеблется от 10—20 до 1000 *м*. Южнее гор Карамола с андезитовыми порфиритами пространственно и по составу тесно связан небольшой массив порфировидных кварцевых диоритов и гранодиоритов, в порфировых выделениях которых под микроскопом обнаруживаются андезин, роговая обманка, авгит и единичные зерна кварца. По-видимому, данный массив является реликтом вулканического аппарата, давшего излияния андезитовых порфиритов.

Верхняя половина калмакэмельской свиты ($C_2kl_2$) имеет более пестрый состав. В ней встречаются дацитовые порфириты, кварцево-полевошпатовые порфиры, туфы, туфолавы и туфогенные песчаники, окрашенные в серые, темно-серые, коричневато-лиловые с сургучным оттенком тона. Породы часто флюидальны или с хорошо заметной слоистостью. В их основании почти везде отмечается пачка брекчий и туфоконгломератов, нередко залегающих на андезитовых порфиритах $C_1v_3$— п и $C_2kl_1$ с размывом. Мощность этой части разреза 500—900 *м*. Состав, мощность и окраска ее местами резко изменяются с переходом от одного участка зоны, ограниченного более или менее крупным разломом, к другому.

Следующая вверх по разрезу свита — керегетасская ($C_{2-3}$ kg) — состоит из кварцевых порфиров, их туфов и лавобрекчий кирпичной, розовой и коричневато-сиреневой окраски. Свита покоится на размытой поверхности пород калмакэмельской свиты и имеет мощность до 600—650 *м* (местами она залегает без следов размыва). В Кызылрайском районе, по данным В. Ф. Беспалова, отдельные линзы песчаников внутри керегетасской свиты содержат растительные остатки плохой сохранности (*Knorria* sp., *Calamites* sp. и др.).

Разрез вулканогенной серии Актасской зоны заканчивается желтовато-лилово-серыми роговообманково-плагиоклазовыми порфирами, ортофирами, их туфами и лавобрекчиями общей мощностью 250—350 *м*. Они с размывом перекрывают разные горизонты керегетасской и калмакэмельской свит. Эти породы условно сопоставляются с архарлинской свитой, имеющей возраст в пределах верхнего карбона — нижней перми. В близком соседстве с роговообманково-плагиоклазовыми порфирами на берегах р. Токрау находятся небольшие тела гранодиоритов, с которыми они связаны постепенными переходами. Эти тела являются корнями вулканов, извергавших эффузивы роговообманково-плагиоклазового состава. Наконец, наиболее поздними из верхнепалезойских магматических образований центральной части Актасской зоны нужно считать интрузии биотитовых гранитов, небольшие массивы различных интрузивных порфиров и дайки среднего и кислого состава.

Граниты розовые и светло-серые, крупнозернистые, порфировидные, участками аляскитовые, с преобладанием калиевого штапа над плагио-




Фиг. 52. Схема распространения отложений турне — визе в центральной части Актасской зоны.

*1* — туфогенно-осадочные отложения турне—визе; *2* — границы с более древними толщами; *3* — предполагаемые разломы турне—визе (сбросы)

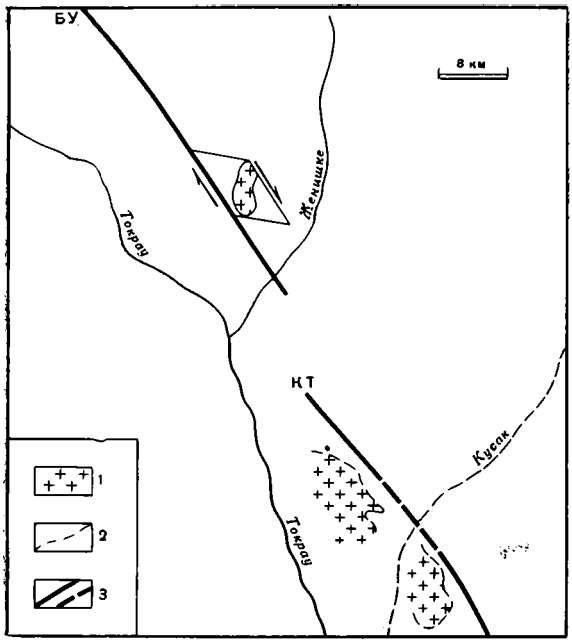
клазом. Эти граниты прорывают калмакэмельскую и керегетасскую свиты.

Аналогичное положение занимают также интрузивные порфиры, имеющие в основном кварцевый и кварцево-полевошпатовый состав. Что же касается даек, то они рассекают все образования района. На площади некоторых гранитных интрузий и в эффузивах, вмещающих эти последние, дайки образуют большие поля, закономерно ориентированные относительно главных разломов Актасской зоны. По составу они кварцевые, кварцево-полевошпатовые (ортоклазовые), фельзитовые и диорит-порфиритовые. Пространственно они более всего тяготеют к поздним интрузивным порфирам.

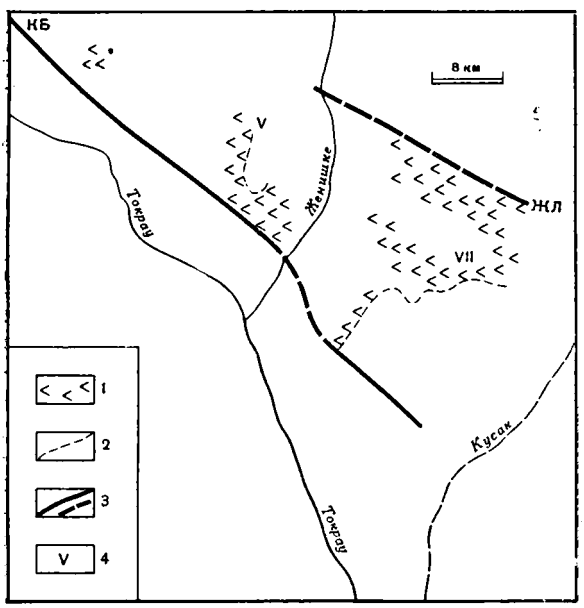
Если проанализировать закономерности распространения каждой из выделенных стратиграфических единиц по площади центральной части Актасской зоны и проследить пространственные изменения характера их разрезов, то выяснится, что их состав существенным образом определялся сеткой крупных разломов. При этом общий вид сетки и характер отдельных ее разломов со временем изменялись. Рассмотрим ряд примеров, начиная с отложений турне — визе.

Туфогенно-осадочные отложения турне — визе, соответствующие верхней свите разреза нижнего карбона, занимают юго-восточную половину центральной части Актасской зоны и вытянуты вдоль разломов северо-западного простирания, как бы выполняя сравнительно узкий грабен (фиг. 52). К северо-востоку и юго-западу от этой полосы отложения турне — визе неизвестны. На северо-востоке в горах Котанбулак, мы видим непрерывный разрез песчано-сланцевых отложений силура и девона, слагающих здесь горстовое поднятие. На юго-западе, близ р. Токрау, в основном прослеживается осадочно-вулканогенная (нижняя) свита нижнего карбона, на которой трансгрессивно местами залегают породы калмакэмельской и керегетасской свит. Таким образом, полоса современного распространения отложений турне — визе соответствует зоне проседаний того времени, а ограничивающие ее разломы являются, следовательно, конседиментационными нарушениями. Поскольку же полоса турне-визейских опусканий параллельна основным разломам, например Керегетасскому, то они могут быть истолкованы как сбросы.

По наличию торцовых сочленений между отдельными полосами туфогенно-осадочных отложений внутри грабена, бывшего на месте Актасской зоны, можно предполагать существование турне-визейских разломов второго порядка, ориентированных в северо-западном и в северо-восточном направлениях (см. фиг. 52). Согласное простирание этих разломов относительно простирания отложений турне — визе также свидетельствует об их глыбово-сбросовой природе.




Фиг. 53. Схема распространения раннегерцинских гранитоидов в центральной части Актасской зоны. *1*— гранитоиды нижнего карбона (визе?); *2*— видимые интрузивные контакты; *3*— предполагаемые разломы визе (Баймакузунбулакский — *БУ* — сдвиг и Керегетасский — *КТ* — взброс)




Фиг. 54. Схема распространения каркаралинской свиты в центральной части Актасской зоны.

*1* — диабазовые и андезитовые порфириты, туфы (визе—намюр); *2* — границы с более древними отложениями; *3* — предполагаемые разломы визе—намюра (Косабайский — КБ и Жиландинский — ЖЛ — сбросы); *4*— местоположение опорных разрезов

Распространение следующего возрастного комплекса — магматических образований конца визе — указывает на некоторое изменение в плане деформаций района (фиг. 53). В юго-западном крыле Керегетасского разлома прослеживаются граниты, образующие небольшой пояс, параллельный этому разлому. Внедрение гранитов произошло, вероятно, в связи с интенсивным воздыманием юго-западного крыла Керегетасского разлома. По этой причине последний в то время имел, скорее всего, характер взброса, направленного с юго-запада на северо-восток. В визейский же век отчетливо обозначился Баймакузунбулакский разлом, являющийся кулисным продолжением Керегетасского разлома на северо-западе рассматриваемого района. Гранитный массив, расположенный в северо-восточном крыле разлома, вытянут субмеридионально, под углом 40—45° к его сместителю. Это заставляет думать, что граниты внедрились в обстановке правосторонних сдвиговых напряжений, которые господствовали в зоне Баймакузунбулакского разлома в конце визейского века.

Каркаралинская свита основных эффузивов визе — намюра занимает северо-западную половину района. Она обнажена лишь местами из-под покрова более молодых вулканогенных толщ. Площадь ее распространения ограничивается двумя разломами, которых раньше не было: на северо-востоке Жиландинским, на юго-западе Косабайским (фиг. 54) [1]. На участках за этими

[1] На этой и других схемах сдвинутые по разломам толщи «возвращены» на их прежние места.

разломами вулканическая деятельность в конце нижнего карбона не происходила, не было ее и на юго-востоке центральной части зоны, где визе-намюрские эффузивы отсутствуют, а на турне-визейскую толщу с размывом непосредственно налегает калмакэмельская свита.

Основные эффузивы каркаралинской свиты залегают, таким образом, в грабене северо-западного направления. Разломы, ограничивающие грабен, в намюре уже существовали и представляли собой сбросы. Грабен, выполненный породами визе — намюра, заложился на северо-западном продолжении турне-визейского грабена, превратившегося в это время в поднятие. Однако первый как бы несколько отодвинут от второго к северо-востоку. Соответственно с этим Косабайский разлом в современном срезе является кулисой Керегетасского разлома и отстоит от него на 3—4 *км* к северо-востоку. Мощность каркаралинской свиты близ Косабайского разлома составляет 700 *м*, а в направлении к Жиландинскому разлому она увеличивается до 875—900 *м* (см. фиг. 51, разрезы V, VII). Очевидно, грабен визе-намюрского времени был асимметричным с более опущенным северо-восточным краем.

Калмакэмельская свита среднего карбона более широко развита по площади, чем предыдущая свита, но не в виде сплошного покрова, а отдельными полями с меняющимися разрезами. Андезитовые порфириты нижней подсвиты ($C_2kl_1$) имеют максимальную мощность (900—1000 *м*) в юго-западном крыле Баймакузунбулакского разлома и совершенно отсутствуют в его северо-восточном крыле (см. фиг. 51, разрезы I, V). Этот разлом, который в визейском веке был правым сдвигом, а в намюре совсем не проявлялся, в начале среднего карбона возобновил активность как сброс с опущенным юго-западным крылом и приподнятым северо-восточным.

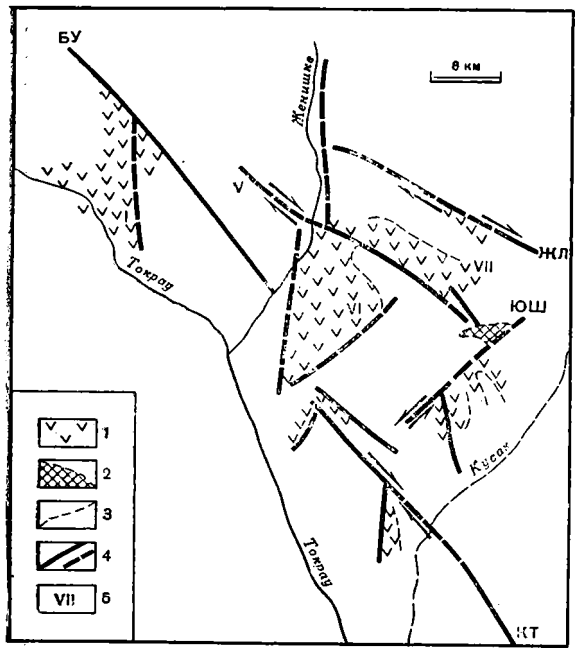
Примыкавший к Баймакузунбулакскому разлому участок, в пределах которого андезитовые порфириты не накапливались, был ограничен разломами и с восточной стороны и представлял собой остроугольную глыбу, острием направленную к югу (фиг. 55).

В других участках мощность андезитовых порфиритов не превышает 350—600 *м*. Она постепенно уменьшается с юго-запада на северо-восток, к Жиландинскому разлому (см. фиг. 51, разрезы VI, VII), где в предшествующее каркаралинское время существовал наибольший прогиб.

Обращает на себя внимание меридиональная ориентировка изолированных полей андезитовых порфиритов в зонах ряда разломов. Они имеются, например, в юго-западном крыле Керегетасского разлома и вытягиваются вдоль второстепенных тектонических линий, оперяющих главную. Мощность отдельных лавовых прослоек в направлении к сместителям второстепенных нарушений несколько увеличивается. Вероятно, в начале среднего карбона последние представляли собой местные зоны растяжения, а объединяющий их Керегетасский разлом соответственно этому развивался в качестве правого сдвига. Напомним, что в каркаралинское время он активно себя не обнаруживал, в конце визейского века был взбросом, а в турне — визе — сбросом.

Напряжения правого сдвига господствовали в зонах и других разломов северо-западного простирания между речками Кусак и Женишке, о чем можно судить по местным андезитовым полям, которые расположены наискось по отношению к этим разломам. Здесь же возникли разломы и северо-восточного простирания, например Южно-Шольадырский (см. фиг. 55, *ЮШ*). Меридиональная ориентировка локальных андезитовых полей характеризует его как левый сдвиг. В целом же центральная часть Актасской зоны в начале среднего карбона находилась в условиях меридионального сжатия — широтного растяжения.

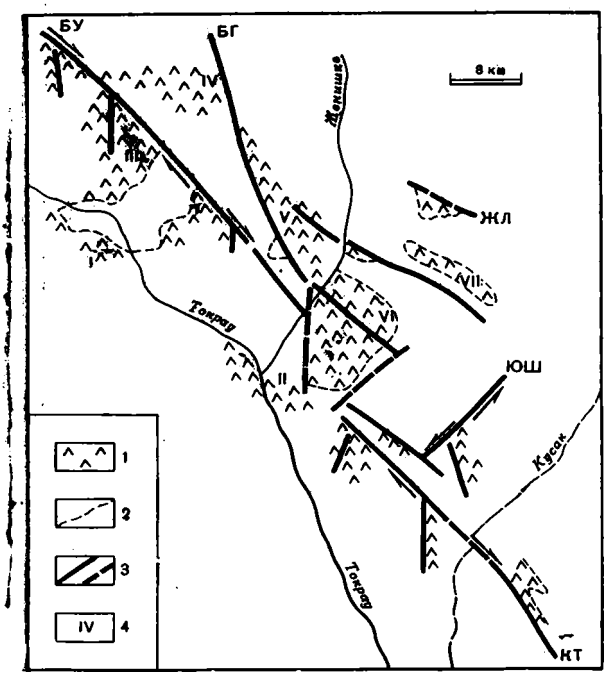
Верхняя подсвита калмакэмельской свиты ($C_2kl_2$), не выдержанная по составу и по мощности в отдельных блоках, наилучшим образом иллюстрирует связь эффузивной деятельности с разломами (фиг. 56).




Фиг. 55. Схема распространения нижнекалмакэмельской подсвиты в центральной части Актасской зоны.

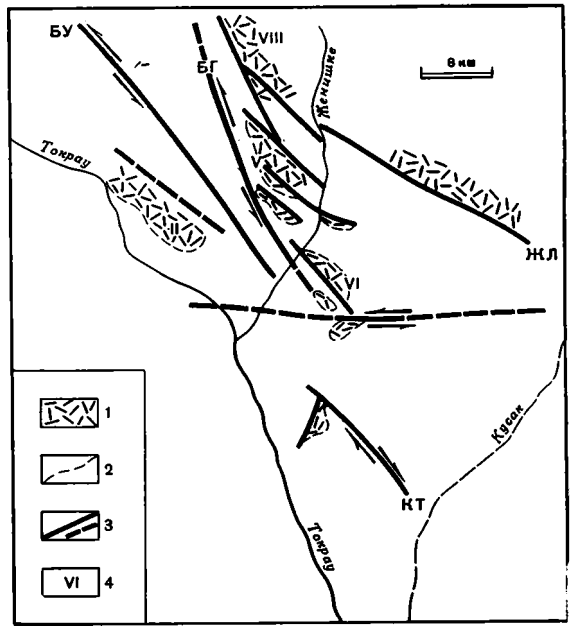
*1*— андезитовые порфириты и их туфы ($C_2$); *2*— гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты; *3*— границы с более древними образованиями; *4*— разломы начала среднего карбона (сдвиги, сбросы, сбросо-сдвиги): *БУ* — Баймакузунбулакский; *КТ* — Керегетасский; *ЮШ* — Южно-Шольадырский, *ЖЛ* — Жиландинский; *5*— месторасположение опорных разрезов

Самый полный ее разрез, мощностью до 1000 *м*, прослеживается в северо-восточном крыле Баймакузунбулакского разлома (см. фиг. 51, разрез IV). Здесь преобладают дацитовые порфириты и их туфы с незначительными прослоями вулканических брекчий, туфоагломератов и туфов липаритовых порфиров, с размывом залегающих на каркаралинской свите. Нижние слои калмакэмельской свиты в пределах этого крыла отсутствуют, так как во время их накопления оно было приподнято. В юго-западном крыле Баймакузунбулакского разлома мощность верхней подсвиты не выходит за пределы 600 *м*, а состав ее иной — внизу преобладают плагиопорфиры, альбитофиры и их туфы, а наверху — чередующиеся туфы дацитовых порфиритов и липаритовых порфиров. Эти породы несогласно залегают местами на нижней подсвите калмакэмельской свиты ($C_2kl_1$), местами на каркаралинской свите (см. фиг. 51, разрез III). Характерно, что по простиранию Баймакузунбулакского разлома выходы верхней подсвиты разделены поднятиями нижележащих пород и дополнительными разломами меридионального направления. Общий же план строения всей зоны отвечает плану сдвиговых нарушений с преобладающими правобоковыми подвижками.




Фиг. 56. Схема распространения верхнекалмакэмельской подсвиты в центральной части Актасской зоны.

*1*— дацитовые порфириты, порфиры, туфолавы ($C_2$); *2*— границы с более древними образованиями; *3*— разломы конца среднего карбона (сдвиги и сбросы); *БГ*— Бегазинский, *БУ*— Баймакузунбулакский, *ЖЛ* — Жиландинский, *ЮШ* — Южно-Шольадырский, *КТ* — Керегетасский; *4*— местоположение опорных разрезов



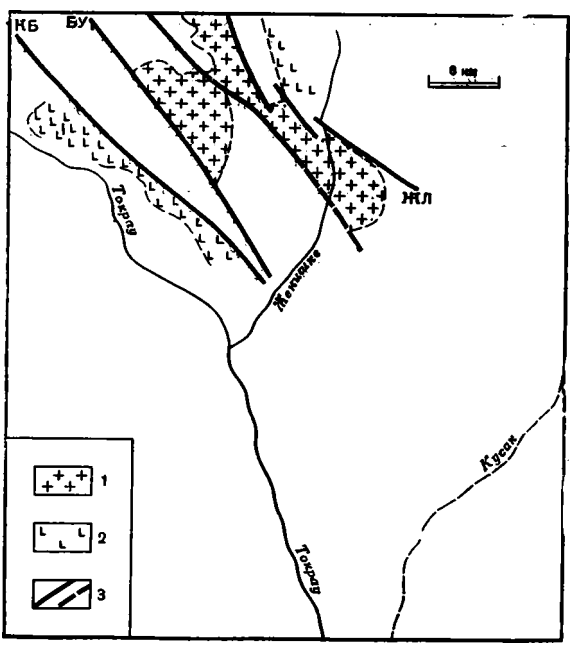

Фиг. 57. Схема распространения керегетасской свиты в центральной части Актасской зоны.

*1*— кварцевые порфиры, ортофиры, туфы, лавобрекчии ($C_{2-3}$), *2*— границы с более древними образованиями; *3* — разломы среднего — верхнего карбона (сдвиги и сбросы; буквенные обозначения см. на фиг. 55 и 56); *4*— местоположение опорных разрезов

Сильно различаются между собой разрезы IV и V верхнекалмакэмельской подсвиты, разделенные на правом берегу речки Женишке Бегазинским разломом северо-западного направления. В западном разрезе мощность подсвиты достигает почти 1000 *м*, а в восточном — не превышает 500 *м*, причем в последнем заметную роль приобретают прослои туфопесчаников. Очевидно, Бегазинский разлом, возникший в среднем карбоне, представлял собой сбросовое нарушение. Сброс, скорее всего, был шарнирным, ибо в его северо-восточном крыле мощность верхней подсвиты постепенно возрастает к юго-востоку вдоль сместителя, достигая около горы Жельтау 975 *м* (см. фиг. 51, разрез VI).

Расположение верхней подсвиты в зонах Керегетасского и Южно-Шольдырского разломов идентично расположению нижней подсвиты. Очевидно, динамическая обстановка в среднем карбоне здесь оставалась неизменной.

Керегетасская свита среднего — верхнего карбона ($C_{2-3}kg$) получила распространение главным образом в северной половине описываемого района. Наибольшие ее мощности, порядка 600—650 *м*, отмечены на окраинах Актасской зоны — на северо-восточном крыле Жиландинского разлома (в каркаралинское время




Фиг. 58. Схема распространения магматических пород верхнего карбона в центральной части Актасской зоны.

*1*— биотитовые граниты; *2*— роговообманково-плагиоклазовые порфиры и их туфы (архарлинской свиты?); *3*—верхнекаменноугольные разломы (сбросы и взбросы). Буквенные обозначения см. на фиг. 55 и 56)

наиболее приподнятое) и на юго-западном крыле Баймакузунбулакского разлома (см. фиг. 51, разрезы II и VIII). Во внутренних участках зоны керегетасская свита заключена в небольших разобщенных впадинах, ограниченных второстепенными разломами, и имеет мощность не более 400 *м* (см. фиг. 51, разрезы V и VI). От Бегазинского разлома эти впадины отходят под острыми углами к юго-востоку, от Баймакузунбулакского — к северо-западу. Если их принимать за структуры растяжения и местного вулканизма (об этом говорит несколько повышенная степень раскристаллизованности эффузивов близ некоторых из второстепенных разломов), то Бегазинский и Баймакузунбулакский разломы следует трактовать как левые сдвиги (фиг. 57). Интересно, что в предшествующий этап первый из этих разломов был шарнирным сбросом, а второй — правым сдвигом. Что же касается Жиландинского разлома, то в среднем — верхнем карбоне он развивался как сброс с погребенным северо-восточным крылом.

В южной половине района керегетасская свита встречена лишь в юго-западном крыле Керегетасского разлома, где она слагает небольшую долготную грабен-синклиналь. Судя по расположению этой структуры в зоне Керегетасского разлома, последний, как и в предшествующий этап, оставался правым сдвигом.

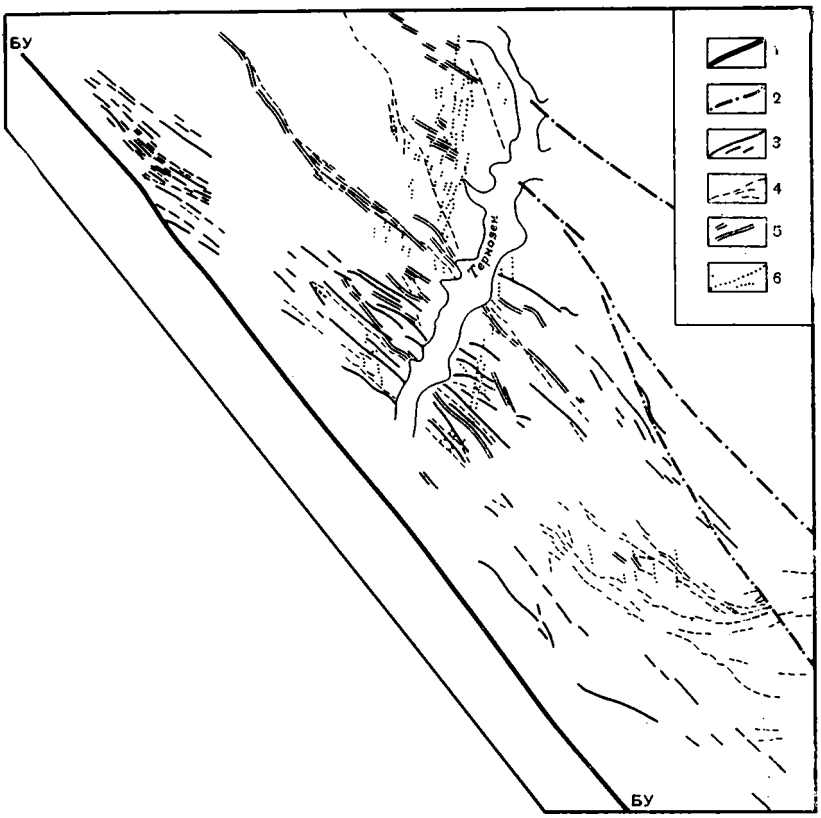
Северная и южная половины центральной части Актасской зоны, которые в среднем—верхнем карбоне характеризовались разнонаправленными сдвиговыми подвижками, были, по-видимому, разделены широтным левым сдвигом, признаки которого обнаружены южнее гор Жельтау.

Архарлинская свита ($C_3$—$P_1$ arch) — последний член верхне-палеозойского разреза — развита только в северной половине центральной части зоны, причем преимущественно по ее окраинам — на северо-востоке и юго-западе, вдоль Жиландинского и Косабайского разломов (фиг. 58, см. также фиг. 51, разрезы I и VIII). Жиландинский разлом, как и в предыдущем этапе, оставался сбросом с приподнятым юго-западным крылом, Косабайский же разлом, долгое время не проявлявшийся (в последний раз он был отмечен основными эффузивами каркаралинской свиты), в верхнем карбоне—нижней перми представлял собой сброс с приподнятым северо-восточным крылом. Внутренние участки зоны — между Жиландинским и Косабайским разломами — составляли крупное горстовое поднятие, куда внедрились биотитовые граниты. Связанные с этими интрузиями некоторые внутренние разломы (например, Баймакузунбулакский, вдоль которого вытянут массив Бегази) в верхнем карбоне — нижней перми проявлялись как сбросы и взбросы.

Чтобы покончить с анализом конседиментационной (комагматической) стадии развития разломов центральной части Актасской зоны, необходимо рассмотреть пространственные соотношения некоторых дайковых полей с ограничивающими их разломами.

Наиболее характерным и лучше всего изученным является дайковое поле междуречья Каратал — Женишке, расположенное в северо-восточном крыле Баймакузунбулакского разлома в раннегерцинских гранитоидах и диабазовых порфиритах каркаралинской свиты (фиг. 59). Дайки здесь нескольких генераций. Самыми ранними являются дайки андезитовых порфиритов, за которыми в порядке внедрения следуют кварцевые диориты, фельзиты и кварцево-ортоклазовые порфиры. Протяженность даек колеблется от нескольких десятков и сотен метров до первых километров, ширина — от долей метра до нескольких метров, максимально до 10 *м*.

Дайки андезитовых порфиритов обычно имеют субмеридиональное простирание и образуют в общем довольно широкий пояс растяжения, доходящий непосредственно до сместителя Баймакузунбулакского разлома. Согласно представлениям об эллипсоиде деформаций казванный




Фиг. 59. Схема расположения даек в северо-восточном крыле Баймакузунбулакского разлома.

*1* — Баймакузунбулакский разлом (*БУ*); *2* — другие разломы; *3—6* дайки: *3*—кварцево-ортоклазовых порфиров, *4* — фельзита и фельзит-порфира, *5* — кварцевого диорит-порфира, *6* — андезитовых порфиритов

разлом в момент внедрения даек, вероятнее всего, мог быть правым сдвигом.

Все остальные дайки более позднего возраста вытянуты в северо-западном направлении. От сместителя Баймакузунбулакского разлома они отходят к юго-востоку под углами 10—15°. По простиранию они змееобразно извилисты, кулисно подставляют одна другую и содержат обломки вмещающих пород, не испытавших какого-либо заметного сжатия. Их формы и расположение не вызывают сомнений в том, что они возникли в результате выполнения крупных трещин отрыва. Там, где дайки этого направления тесно переплетаются и где ясно видны их возрастные соотношения, простирание ранних даек более близко к простиранию Баймакузунбулакского разлома. Между тем поздние дайки образуют со сместителем этого разлома несколько больший по величине угол. В отличие от ранних, поздние дайки как бы немного повернуты против часовой стрелки. Система всех этих даек характеризует Баймакузунбулакский разлом теперь уже как левый сдвиг, причем напряжение левого сдвига было, вероятно, довольно длительным и обусловило постепенный поворот в плане поздних даек относительно более ранних. Конечная амплитуда этого левого сдвига, по данным геологического картирования, составляет, как уже отмечено, 5—6,5 *км*.

В юго-западном крыле Косабайского разлома дайки почти меридиональны. Они развиты только в зоне сместителя и исчезают по мере

удаления от него на 2—3 *км*. В совокупности они определяют этот разлом как правый сдвиг. Интересно, что в этап внедрения даек основное сдвиговое смещение происходило не по шву архарлинского времени, а по его дополнительной северной ветви. Именно эта ветвь в окончательном виде наискось рассекла породы каркаралинской и калмаэмельской свит, вызвав их смещение по часовой стрелке до 20 *км*.

Совершенно иначе дайки расположены внутри узкой клиновидной полосы эффузивов среднего карбона, заключенной между Баймакузунбулакским и Косабайским разломами. По составу различаются дайки, сложенные (в порядке внедрения) кварцевыми порфиритами, кварцевыми диоритами, андезитовыми порфиритами и фельзитами. Последние резко преобладают и местами сливаются в небольшие массивы. Форма таких массивов в плане ромбовидная, с удлинением вдоль сместителей разломов. Очень часто фельзитовые дайки пересекаются и образуют перекошенные решетки с ячейками в виде ромбов и параллелограммов. Длинные оси таких ячеек также в общем параллельны сместителям. Там же, где дайки не пересекаются, одни из них под острыми углами отходят к северо-западу от Баймакузунбулакского разлома, а другие, в основном меридиональные, ответвляются от Косабайского разлома. Этим вновь подтверждается вывод о том, что в дайковый этап Баймакузунбулакский разлом развивался как левый сдвиг, а Косабайский — как правый.

В итоге конседиментационного развития центральная часть Актасской зоны была расчленена на четыре крупные глыбы, погружающиеся по простиранию с юго-востока на северо-запад: 1) юго-западную внешнюю, 2) срединную, 3) северо-восточную внутреннюю и 4) северо-восточную внешнюю, разделенные разломами Косабай-Керегетасским, Баймакузунбулакским и Жиландинским. При этом срединная глыба, сместившаяся несколько к юго-востоку, вклинилась по Баймакузунбулакскому и Косабайскому разломам между юго-западной и северо-восточной внутренней глыбами.

В процессе развития структур района характер глыбовых движений и характер самих разломов, как показывает табл. 1, неоднократно изменялись. Глыбовые движения здесь протекали в основном незакономерно. Остроугольные в плане и разрезе глыбы, находясь под общим напряжением правого сдвига, то наклонялись и однобоко проседали, то снова воздымались и скользили относительно друг друга с менявшейся скоростью. Можно предполагать, что первоначально многие разломы зародились как сбросы и лишь потом превратились в сдвиговые нарушения.

Распространение и характер постседиментационных деформаций, а именно второстепенных разрывов, складчатых и складчато-глыбовых структур, а также всевозможных трещин, придавших центральной части Актасской зоны довольно сложный современный морфологический облик, определены тем планом крупных глыбовых структур, которые сложились в результате сбросо-сдвиговых подвижек к концу верхнего карбона — началу перми. Эти деформации возникли в основном в пермский период и на границе палеозоя с мезозоем. Они, безусловно, развивались и в мезо-кайнозое, однако вследствие общего ослабления интенсивности тектонических движений в это время на площади Центрального Казахстана оказались подчиненными более ранним формам.

Постседиментационные разломы характеризуются небольшими размерами, но длина некоторых из них все же значительна и достигает 25—35 *км*. Кроме сдвигов, среди них отмечаются сбросы, взбросы и надвиги с амплитудой вертикального смещения от десятков до первых сотен метров. Большинство разломов отходит от сместителей крупных сдвигов под углами менее 45°. Взбросы ответвляются в направлении сдвиговых смещений (горы Каражумок, Тастыбулак), сбросы, наоборот,— в противоположном направлении (гора Каратас, правобережье речки Женишке).

Таблица 1

| Возраст | Разломы | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Косабайский | Баймакузунбулакский | Бегазинский | Жилandинский | Южно-Шольадырский | Керегетасский |
| Дайковый этап | Правый сдвиг | Левый сдвиг | — | — | Правый взброс[1] | — |
| $C_3$—$P_1$ | Левый[1] сброс | Левый взброс | — | Правый сброс | — | — |
| $C_{2-3}kg$ | — | Левый сдвиг | Левый сдвиг | Правый сброс | — | Правый сдвиг |
| $C_2kl_2$ | — | Правый сдвиг | Правый сброс | Левый сброс | Левый сдвиг | » |
| $C_2kl_1$ | — | Левый сброс | — | Правый сдвиг | Левый сдвиг | » |
| $C_1v_3$—nkr | Правый сброс | — | — | Левый сброс | — | — |
| $C_1v$ | — | Правый сдвиг | — | — | — | Правый взброс |
| $C_1t$—v | — | — | — | — | — | Правый сброс |

[1] Правыми сбросами (взбросами) здесь и далее мы условно называем вертикальные перемещения глыб по ходу часовой стрелки, левыми — против хода часовой стрелки (если смотреть по простиранию в северных и восточных румбах).

Первые обусловлены скалывающими напряжениями и нередко представляют собой шарнирные нарушения, вторые образованы в результате усилий растяжения и расчленяют породы на ряд ступеней или горстов Наличие взбросов и сбросов подобного типа в юго-западном крыле Косабайского разлома характеризует этот разлом как правый сдвиг, что вполне увязывается с ранее сделанными выводами.

Некоторые второстепенные разломы причленяются к сместителям главных сдвигов под прямыми углами. Таковы надвиги и взбросы северо-восточного простирания в горах Шоль-Адыр, возникшие вдоль Южно-Шольадырского сдвига, существовавшего в предшествующие этапы. Все они обрываются у Баймакузунбулакского левого сдвига, но связаны с ним единством движения — смещение по надвигам и взбросам, как и по сдвигу, было направлено к юго-востоку (фиг. 60).

Отдельные второстепенные разрывы накладываются на некоторые из основных разломов (например, на широтное колено Баймакузунбулакского разлома) и рассекают их, но такая наложенность в целом для района не характерна.

В серии складчатых и складчато-глыбовых форм района выделяется несколько их разновидностей, тесно связанных с разломами зоны. Довольно широко распространены, например, брахисинклинали и грабен-синклинали или отдельные их части, нарушенные вторичными разломами. Длина этих структур колеблется от 10—15 до 25—35 *км*, ширина от 4—5 до 10 *км*. В вулканогенных толщах среднего — верхнего карбона их крылья наклонены под углами не более 10—30°, как, например, в синклинали Жельтау. В отложениях турне — визе к северу от пос. Кызылту наклон крыльев Керегетасской синклинали колеблется от 20 до 70°. В отложениях силура и девона, например в горах Котанбулак, где также намечается подобная синклиналь, падение слоев возрастает еще более, изменяясь в пределах 30—90°. Чем древнее отложения в структурах данной разновидности, тем сильнее последние нарушены разломами,

вплоть до образования по ним ряда моноклиналей. Не исключено, что некоторые из брахисинклиналей формировались в процессе накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений среднего — верхнего палеозоя.

Простирание брахиформных структур в основном северо-западное. Они вытянуты вдоль главных сдвигов, но расходятся с ними на небольшой угол, открытый либо в сторону горизонтального смещения по разлому (синклиналь Жельтау и Баймакузунбулакский разлом), либо против него (синклиналь Каратас и Косабайский разлом). Первые из этих складок, с углом в сторону смещения, несколько более крутые, нежели вторые, что объясняется динамикой их образования в сдвиговых зонах.

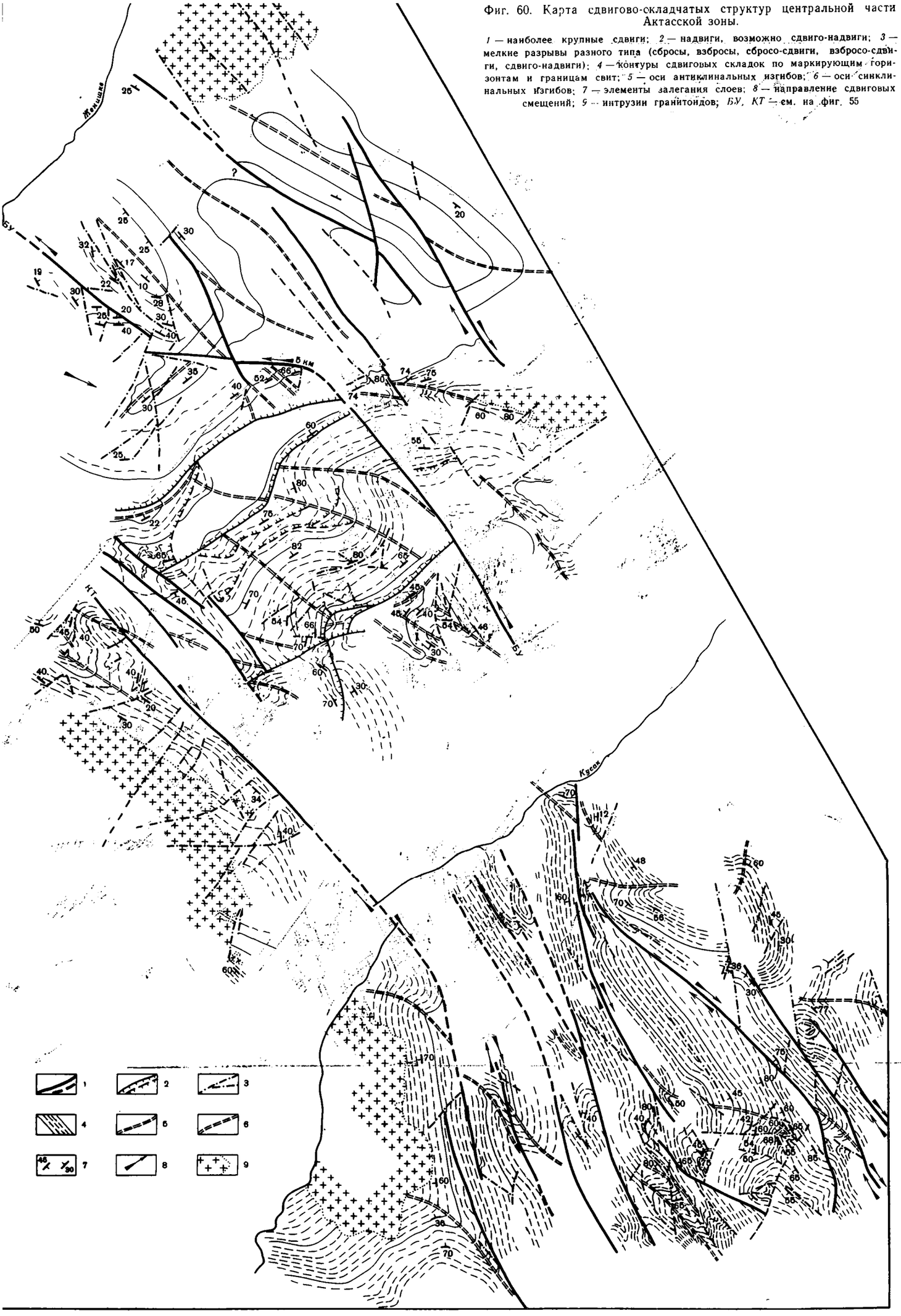
Другой разновидностью складчатых структур являются складки с круто погружающимися, почти вертикальными шарнирами. Они наблюдаются в вулканогенно-осадочных породах турне — визе гор Шоль-Адыр и в горизонтальной плоскости представляют дугообразные изгибы пластов, стоящих почти на головах, с правильным чередованием антиклиналей и синклиналей. Внутренние части складок имеют угловатые очертания, причем их периклинали и центроклинали более округлы. Ширина складок 3—4 *км*, протяженность по оси 5—7 *км*. Размеры более мелких форм измеряются десятками и сотнями метров. Участок распространения всех этих складок ограничен с северо-востока Баймакузунбулакским разломом, с юго-запада — Керегетасским. Вдоль них, а также по Южно-Шольадырскому надвигу северо-восточного простирания этот участок смещен к юго-востоку.

Третью разновидность складчатых структур составляют одиночные антиклинальные или синклинальные изгибы на моноклиналях и по крыльям некоторых брахисинклиналей, наблюдающиеся в отложениях нижнего карбона, девона и силура — девона. Наиболее широко эти складки развиты на юго-востоке описываемого района, где они пространственно и генетически связаны как с крупными, так и с более мелкими сдвигами и сбросо-сдвигами. В зависимости от этого размер их меняется: наибольшие имеют длину 4—6 *км* при ширине 1—1,5 *км*, наименьшие — длину 0,4—0,8 *км* при ширине 0,1—0,2 *км*. Ширина и длина каждой складки почти всегда относятся как 1 : 4. Углы падения слоев в крыльях складок изменяются в пределах 30—80°: уменьшаются до 30—40° в более молодых толщах и увеличиваются до 70—80° в более древних.

Складки третьей разновидности обычно асимметричны: крылья, обращенные в сторону сдвигания, наиболее крутые. В каждом конкретном случае ось складки асимптотически начинается непосредственно у сместителя сдвига, затем отходит от него в направлении горизонтального смещения под острым, все более увеличивающимся углом и при этом дугообразно изгибается. Одновременно складка предельно расширяется, погружается и, наконец, совсем исчезает. При криволинейном сдвиге синклинали чаще возникают на его выпуклой стороне, а антиклинали — на вогнутой (зона Керегетасского разлома, гора Жакеджал). Однако это отмечается не везде.

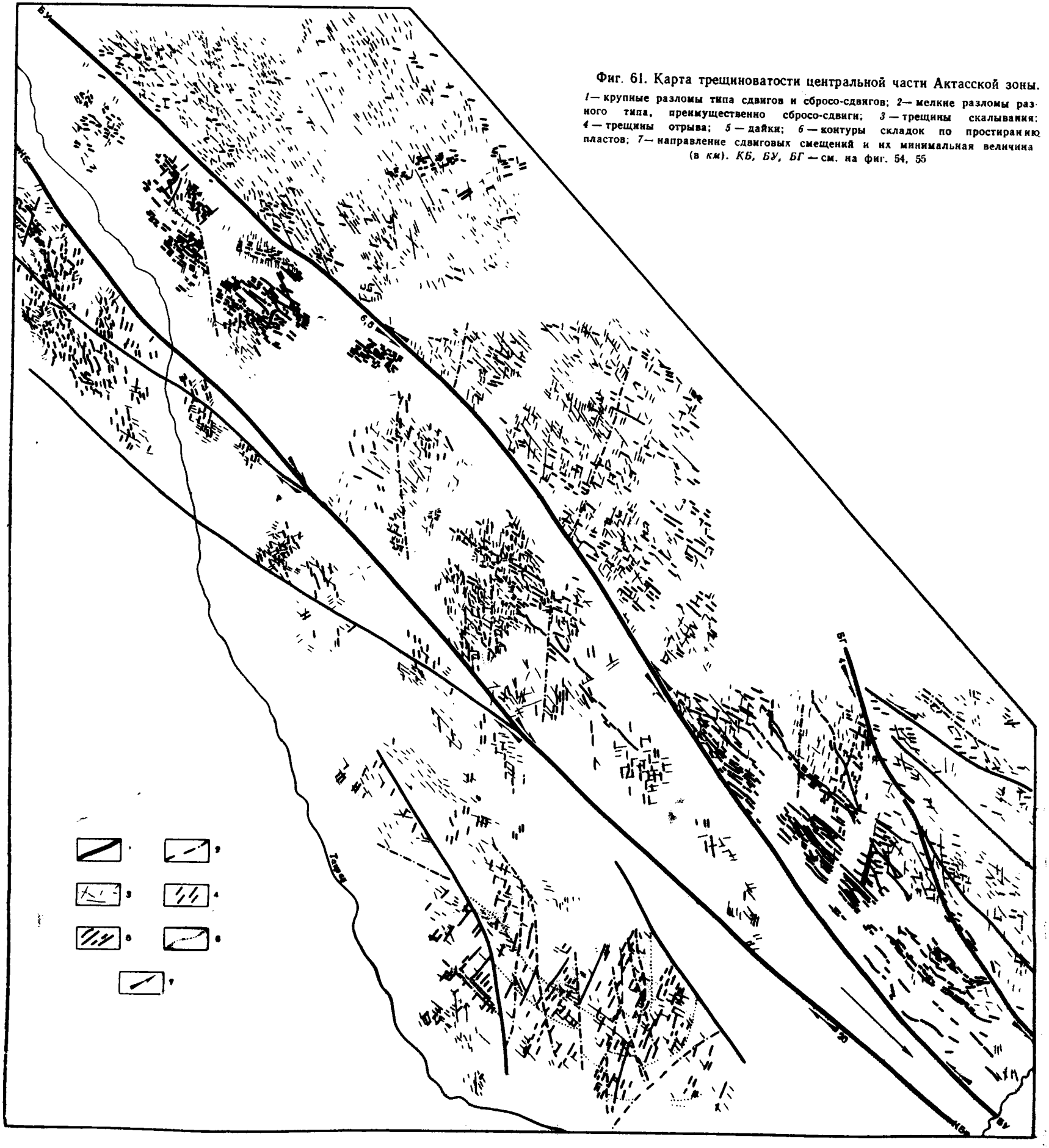
Горизонтальный план складок третьей разновидности чрезвычайно напоминает поперечные вертикальные разрезы складок срыва Средней Азии. Рассматриваемые складки Актасской зоны по существу являются такими же складками срыва, с той лишь разницей, что они сформированы не в вертикальной плоскости, вдоль надвигов, а в горизонтальной, по сдвигам.

Перечисленные основные разновидности складчатых форм служат, очевидно, неотъемлемой частью и специфической особенностью сдвиговых и сбросо-сдвиговых зон. Они входят в группу так называемых сдвиговых складок, которые в более широком плане были выделены А. В. Пейве (1960) в качестве одного из трех главных типов складчатых структур земной коры.




Фиг. 60. Карта сдвигово-складчатых структур центральной части Актасской зоны.

*1* — наиболее крупные сдвиги; *2* — надвиги, возможно сдвиго-надвиги; *3* — мелкие разрывы разного типа (сбросы, взбросы, сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги); *4* — контуры сдвиговых складок по маркирующим горизонтам и границам свит; *5* — оси антиклинальных изгибов; *6* — оси синклинальных изгибов; *7* — элементы залегания слоев; *8* — направление сдвиговых смещений; *9* — интрузии гранитоидов; *БУ, КТ* — см. на фиг. 55



Фиг. 61. Карта трещиноватости центральной части Актасской зоны.

*1* — крупные разломы типа сдвигов и сбросо-сдвигов; *2* — мелкие разломы разного типа, преимущественно сбросо-сдвиги; *3* — трещины скалывания; *4* — трещины отрыва; *5* — дайки; *6* — контуры складок по простиранию пластов; *7* — направление сдвиговых смещений и их минимальная величина (в *км*). *КБ, БУ, БГ* — см. на фиг. 54, 55

Складчатые, складчато-глыбовые и глыбовые структуры центральной части Актасской зоны интенсивно трещиноваты. Особенно характерны экзокинетические трещины, знаменующие собой самый последний, заключительный этап развития района.

В эффузивных и интрузивных породах верхнего палеозоя среди трещин этого типа отчетливо распознаются трещины скалывания и трещины отрыва. Первые, почти вертикальные, в разрезе представляют ровные плоскости и в плане могут быть прослежены на несколько сотен метров. На стенках некоторых из них, там, где происходили небольшие подвижки, имеются борозды скольжения и царапины, ориентированные наклонно или почти горизонтально. Местами эти трещины сгущаются и по ним выработаны прямолинейные овраги.

Трещины отрыва также почти вертикальны, но они обычно более короткие, зияющие, с шероховатыми неправильными поверхностями и меняющейся в небольших пределах ориентировкой, причем в плане им свойственно кулисообразное расположение.

Как показывает карта трещиноватости (фиг. 61), составленная на основе аэрофотоснимков для местности, прилежащей к Косабайскому и Баймакузунбулакскому разломам, расположение и характер трещиноватости целиком определяются направлением движений по этим разломам.

К северо-востоку от Баймакузунбулакского разлома, или в северо-восточной внутренней глыбе, которая, как отмечено выше, сместилась по упомянутому разлому на северо-запад на 5—6,5 *км*, трещины скалывания образуют две системы. Одна система трещин простирается на СЗ 310—320° и параллельна сместителю разлома, другая — на СЗ 335°; участками трещины почти меридиональны (с переходом из эффузивов в граниты или в связи с изменением простирания сместителя главного разлома). Трещины отрыва направлены от сместителя разлома на ВЮВ 105—110°, а местами, отклоняются на ЮВ 120—125°.

Трещины скалывания и отрыва в породах северо-восточной глыбы по своему характеру и расположению вполне отвечают теоретической деформации эллипсоида в условиях действия горизонтальной пары сил против часовой стрелки. Их возникновение может быть определено левобоковым смещением по Баймакузунбулакскому сдвигу, установленному непосредственным геологическим картированием.

Интересно, что трещины отрыва, не заполненные дайками, рассекают здесь дайки под углами до 20—25°. Будучи более поздними образованиями, в плане они как бы повернуты относительно системы даек против часовой стрелки. Аналогичная закономерность была отмечена выше для поздних даек, несколько повернутых против часовой стрелки по отношению к дайкам более раннего возраста.

Внутри юго-западной (внешней) глыбы, ограниченной Косабайским разломом и сдвинутой по отношению к нему на северо-запад, расположение трещин иное. Сместитель главного сдвига простирается на СЗ 320—325°, диагональные трещины скалывания — на СЗ 300°, а трещины отрыва меридиональны. В горах Каражумок трещины отрыва повернуты по отношению к имеющимся тут дайкам по часовой стрелке уже в полном соответствии с правобоковым движением по Косабайскому разлому.

Срединная глыба, сдвинутая всей массой в виде узкого клина к юго-востоку, испытала двойное напряжение — от левобокового скольжения по Баймакузунбулакскому разлому и от правобокового скольжения по Косабайскому разлому. Вследствие этого она была нарушена наиболее сильно и осложнена наибольшим количеством разных пересекающихся трещин, практически группирующихся в пять систем. Первая система образована продольными трещинами скалывания, параллельными Баймакузунбулакскому и Косабайскому разломам. Вторая и третья системы

представлены диагональными трещинами скалывания северо-восточного и восток-северо-восточного простирания. Четвертую и пятую системы составляют трещины отрыва запад-северо-западного и субмеридионального простирания. Трещиноватость срединной глыбы наиболее ярко иллюстрирует непосредственную генетическую связь этого вида нарушений с разломами сдвигового типа, подтверждая все сказанное о происходивших здесь заключительных горизонтальных смещениях.

### О специфике Актасской зоны

Актасская зона в целом представляет собой региональную сбросо-сдвиговую структуру, которая весьма существенно отличается от ранее описанных Спасской и Успенской сдвиго-надвиговых зон. Основное ее отличие состоит в том, что чешуйчато-складчатое и покровное строение, столь характерное для Спасской и Успенской зон, здесь не играет никакой роли. Актасская зона состоит преимущественно из клиньев и остроугольных глыб, хорошо выраженных как в плане, так и в разрезе. Она по существу является гигантской тектонической брекчией, тогда как Спасская и Успенская зоны совершенно справедливо были названы зонами смятия.

По сравнению с ними Актасская зона является более молодой структурой. Основные фазы ее развития падают на верхний палеозой. Начало зарождения относится к концу верхнего девона — началу нижнего карбона. Уже в это время Актасская зона отчетливо проявляется в виде отдельных линий на восточном окончании Успенской зоны, к которым местами тяготеют отдельные впадины, а затем, в нижнем карбоне, здесь вспыхивает напряженная магматическая, эффузивная и интрузивная деятельность. В центральной части Актасской зоны развитие глыбовых структур наиболее бурно протекает начиная с нижнего карбона. На юго-востоке зона в системе других разломов и в другом качестве, возможно, существовала в нижнем и среднем палеозое, но как сдвиговая структура она была наиболее активной в верхнем палеозое и отчасти в кайнозое (судя по смещениям речной сети в бассейне р. Токрау, см. стр. 259).

Актасская зона — исключительно мобильное сооружение. Составляющие ее чрезвычайно многочисленные глыбы и блоки благодаря своей клиновидной и остроугольной форме оказались очень подвижными в эпоху герцинского тектогенеза. На протяжении верхнего палеозоя они претерпевали то опускания, то воздымания, то горизонтальные передвижки, причем все виды смещений по направлению и скорости часто, от этапа к этапу, изменялись. Движение этих глыб можно, пожалуй, сравнить с движением льдин по узкой реке в период паводка. На основании всего сказанного мы приходим к выводу, что Актасская зона — это яркий пример консеквентно развивающейся структуры с обратимым характером перемещений ее отдельных частей.

## 4. ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ РАЗЛОМ

### Состояние изученности зоны Таласо-Ферганского разлома

Как известно, Таласо-Ферганский разлом представляет собой громадный глубинный шов северо-западного простирания, диагонально пересекающий на расстоянии свыше 800 *км* все структуры восточной части Средней Азии. На северо-западе он разделяет области каледонской и герцинской складчатости, на юго-востоке переходит в область герцинид, наискось пересекает ее и, разрывая ряд структурно-фациальных зон, далеко смещает их по ходу часовой стрелки.

Таласо-Ферганский разлом установлен в 30-х годах работами В. А. Николаева, В. Н. Огнева, А. В. Пейве и Н. М. Синицына. По их данным, разлом выражен узкой полосой интенсивно трещиноватых, брекчированных и осветленных пород, которые в зависимости от состава то милонитизированы, то мраморизированы или превращены в слюдистые сланцы. Почти на всем протяжении разлом характеризуется прямолинейностью сместителя и его преимущественно вертикальным положением.

Вторичные крупные и мелкие структуры (складчатые и разрывные), наблюдаемые в крыльях Таласо-Ферганского разлома, целиком ему подчинены и являются сопровождающими структурами оперения. Ни одна из них с той или другой стороны не переходит за линию сместителя, который их резко обрывает. В большей части юго-западного крыла оперяющие структуры отходят от сместителя разлома под острыми углами к северо-западу, изгибаясь при этом дугообразно; в северо-восточном крыле разлома они изгибаются в обратном направлении. На каратауском отрезке юго-западного крыла глубинного разлома оперяющие складчатые и разрывные структуры или отходят от него на юг или прослеживаются параллельно ему. Природа этих структур иная. По Н. И. Николаеву (1959), здесь развиты глыбовые складки, возникшие в связи со сбросовыми нарушениями. Здесь же широкое развитие получили небольшие тектонические покровы (Галицкий, 1967). Их наличие осложняет общую картину строения зоны Таласо-Ферганского разлома.

Тектоническую природу и морфологическую принадлежность Таласо-Ферганского разлома исследователи объясняют по-разному. Одни авторы (Попов, 1938; Синицын, 1960; Петрушевский, 1948; Николаев, 1959; Довжиков, 1960, и др.) полагают, что Таласо-Ферганский разлом на протяжении всей истории развития (в палеозое и мезозое) проявлялся как активный сброс, разделяя области с весьма различными седиментационными режимами. По представлениям других (Огнев, 1939; Вонгаз, 1958; Пейве, 1960), Таласо-Ферганский разлом является крупным сдвигом. Сопоставив верхнекаменноугольный флиш бассейна р. Яссы и хр. Майдантаг, находящиеся в противоположных крыльях разлома, В. Н. Огнев определил, что амплитуда сдвигания достигает 130—150 *км*. В. А. Николаев предположил, что она равна 75 *км*. Л. Б. Вонгаз подсчитал амплитуду сдвига по нескольким разобщенным структурно-фациальным зонам и установил, что в юго-восточном направлении она уменьшается: Чаткало-Нарынская подзона разорвана со смещением в 180 *км*, Баубашатинско-Аксайская — в 150 *км*, Фергано-Майдантагская — в 90 *км*. По Л. Б. Вонгазу, сдвиг произошел в самом конце герцинского тектогенеза.

Наиболее убедительные материалы о сдвиговой природе Таласо-Ферганского разлома в последнее время были опубликованы В. С. Буртманом (1961, 1962), который под руководством А. В. Пейве провел структурно-фациальные исследования в Срединном и, отчасти, Южном Тянь-Шане. На основании детального анализа более чем 350 стратиграфических разрезов отложений живета — франа, фамена и нижнего карбона В. С. Буртманом выявлен целый ряд литофациальных зон, одинаково распространенных в обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома, причем и там, и здесь они имели один и тот же порядок пространственного расположения, более или менее одинаковый общий характер разреза и тождественный литологический состав отложений. По В. С. Буртману, литофациальные зоны передвинуты в латеральном направлении почти на 200 *км*; такой же разрыв и смещение претерпели верхнепалеозойский гранитный пояс и некоторые металлогенические зоны. Соответственно этому герцинские складчатые и разрывные нарушения крыльев разлома приобрели различные «структурные рисунки». В. С. Буртман полагает, что возраст Таласо-Ферганского разлома пермо-триасовый. Он

приводит также данные о новейших сдвиговых смещениях, выявленных по характеру расположения овражной сети в зоне разлома.

Работы В. С. Буртмана, как нам кажется, положили конец двойственности представлений о морфологическом типе Таласо-Ферганского разлома, и сейчас сдвиговая природа этого уникального в своем роде тектонического нарушения уже не вызывает сомнений. Однако многие детали его строения и особенно развития остаются еще не совсем понятными.

Неясно, например, соотношение каратауского отрезка Таласо-Ферганского разлома (где правый сдвиг не был доказан) с остальной его частью (где амплитуда правого сдвига составляет 200 *км*). Есть все основания считать, что к северо-западу сдвиг затухает и его исчезновение приходится на Чаткало-Пскемский район. Здесь еще работами В. А. Николаева и других геологов была установлена система надвигов, которые дугообразно ответвляются от сместителя Таласо-Ферганского разлома в виде «перьев» и образуют в толще среднего палеозоя пакеты или чешуи с удвоенной или даже утроенной мощностью разреза. Как нами уже отмечалось (Суворов, 1963а), 200-километровое смещение по сдвигу в Чаткало-Пскемском районе могло быть компенсировано смещениями по системе надвигов и поддвигов. К такому же мнению склоняется и Г. И. Макарычев (устное сообщение).

Не выяснена также история развития Таласо-Ферганского разлома в мезо-кайнозое. В опубликованных работах сдвиговые подвижки по разлому рассматриваются только для пермо-триасового времени и для новейшего этапа, тогда как мезо-кайнозойская история его развития в целом обходится почти полным молчанием.

Все еще неясным остается и время заложения Таласо-Ферганского разлома. Вряд ли нас может удовлетворить мнение только о пермо-триасовом его возрасте. Имеются вполне определенные признаки более раннего существования разлома. В Каратау, например, в зоне разлома отмечаются каледонские кислые интрузии. В Атойнокском хребте к глубоким трещинам, оперяющим разлом, приурочены небольшие тела палеозойских ультраосновных интрузий. Известны данные о разновозрастности вулканических проявлений в зоне разлома — наиболее древние из них отмечены для самого начала палеозоя, а наиболее молодые относятся к третичному времени. Верхнепалеозойские гранитоидные интрузии Срединного Тянь-Шаня, по мнению В. С. Буртмана, разорванные и смещенные в результате сдвиговых подвижек, при совмещении также обнаруживают в отдельных местах близ Таласо-Ферганского разлома некоторую линейную вытянутость в северо-западном направлении. По Н. М. Синицыну (1960), история развития Таласо-Ферганского разлома, вероятно, начинается с досилурийского времени, однако в Каратау этот разлом считался даже протерозойским (Николаев, 1959).

Наконец, ждет своего разрешения и вопрос о проявлении сдвиговых подвижек по разлому в верхнем палеозое и в доверхнепалеозойское время. Трудно себе представить, что огромное смещение по Таласо-Ферганскому разлому — разлому планетарного значения — могло произойти, как считают некоторые авторы, в короткий промежуток времени на границе палеозоя с мезозоем и не имело своей предыстории. Примеры рассмотренных выше Успенской, Спасской и Актасской зон Центрального Казахстана, значительно меньших по масштабу, чем Таласо-Ферганский разлом, говорят о длительном и более сложном развитии подобных нарушений.

Ниже будут рассмотрены некоторые данные о мезо-кайнозойских структурах зоны Таласо-Ферганского разлома, главным образом его юго-западного крыла, полученные нами в 1947—1951 гг. в Восточной Фергане (совместно с З. Д. Соломатиной, И. И. Санниковой и С. В. Потаповым). Под углом зрения связи с Таласо-Ферганским разломом ме-

зо-кайнозойские структуры этого района подробно еще не рассматривались, хотя мнение о возможности такой связи уже было высказано ранее (Суворов, 1954, 1959б). Помимо этого, в основном по известным литературным материалам, мы коснемся вопроса о строении средне- и верхнепалеозойских толщ в крыльях разлома, чтобы показать, что в среднем и верхнем палеозое (как и в мезо-кайнозое) разлом отчетливо проявлял себя, развиваясь преимущественно как сдвиг или сбросо-сдвиг.

## Мезо-кайнозойская структура Таласо-Ферганского разлома

Как известно, характер разреза мезо-кайнозойских отложений в областях к северо-востоку и юго-западу от Таласо-Ферганского разлома резко различен. В первой из них разрез этих отложений состоит из двух формаций — угленосной юрского возраста и молассовой мел-кайнозойского возраста, общей мощностью несколько более 3000 *м* (в Нарынской впадине). В разрезе второй области выделяются: угленосная формация верхнего триаса и юры, формация мелкообломочных моласс мелового возраста, карбонатно-глинистая верхнемеловая толща, гипсоносная толща мела — палеогена, карбонатно-глинистая толща палеогена и неоген-четвертичная молассовая формация. Суммарная мощность пород мезо-кайнозоя в юго-западных предгорьях Ферганского хребта составляет не менее 4—5 *км*, а мощность только юрских отложений в Ферганском хребте достигает почти 5 *км*.

Совершенно ясно, что в мезо-кайнозойское время область северо-восточнее Таласо-Ферганского разлома отличалась устойчивыми тенденциями к воздыманию, а область, лежащая юго-западнее, — устойчивыми тенденциями к прогибаниям. Вместе с тем в юго-западной области происходили также местные поднятия, например в районе Ферганского хребта, возникшего, по Д. В. Наливкину, на границе юрского и мелового периодов. Сам процесс прогибания был крайне неравномерным и характеризовался неустойчивостью положения формирующихся зон прогибания и их коротким периодом развития.

Распределение мезо-кайнозойских отложений на площади юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома (фиг. 62) показывает, что зоны прогибания формировались в двух направлениях — северо-западном и северо-восточном — и образовали две системы негативных структур.

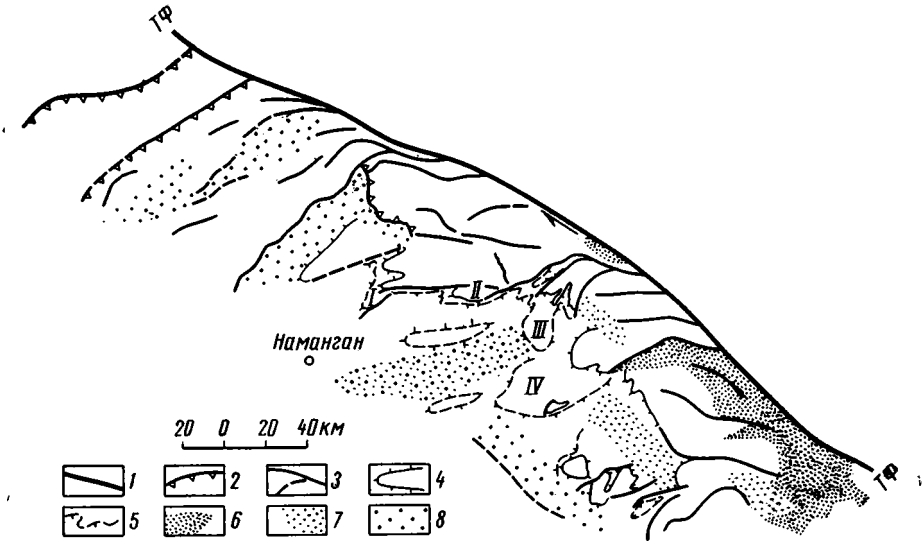
Зоны северо-западного направления сосредоточены главным образом в южной части рассматриваемого крыла. Это Восточно-Ферганский юрский прогиб с мощностью отложений до 5 *км*, затем меловой (в основном нижнемеловой) прогиб западных предгорий Ферганского хребта, где мощность меловых осадков наиболее значительна и составляет 1740 *м*. Некоторые авторы намечают также четвертичный Талдыкский прогиб, разделяющий Карачатыр-Ошское и Алдыяр-Намаздекское палеозойские поднятия и наложенный на субширотные мел-палеогеновые структуры Южной Ферганы. Здесь, по Д. П. Резвому (1959), палеозойское основание опущено до глубин порядка 1000 *м*.

Оси перечисленных прогибов (если их мысленно продолжить к северо-западу) образуют со сместителем Таласо-Ферганского разлома углы в 10—15°. Прогибы построены сравнительно просто, причем наиболее молодые из них обладают корытообразной формой и представляют собой зоны растяжения. Исходя из представлений об эллипсоиде деформаций, мы делаем вывод, что прогибы могли возникнуть только в условиях общего сдвигания юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома к северо-западу.

Как видно из сказанного, северо-западные прогибы со временем мигрировали в западном направлении, и наиболее молодой из них (Талдык-

ский) заложился в наибольшем удалении от Таласо-Ферганского разлома. Вероятно, это связано с разрастанием зоны сдвига в течение мезо-кайнозойского времени.

Прогибы северо-восточного направления расположены в более северных районах. Сюда относится, прежде всего, восточное окончание Ферганской впадины (между Наманганом и Андижаном и далее к Ферганскому хребту). Мощность отложений мела составляет здесь 1000—1600 *м*, пород палеогена не превышает 200—300 *м*, а неоген-древнечетвертичный комплекс имеет мощность в несколько километров. Другой




Фиг. 62. Схема строения юго-западного крыла Таласо-Ферганского сдвига (по отложениям мезо-кайнозоя).

*1*— Таласо-Ферганский сдвиг (*ТФ*); *2*— наиболее крупные надвиги; *3*— разломы, оперяющие сдвиг; *4*— конседиментационные складки волочения, обрисованные по подошве мезозоя; *5*— то же, по горизонтам кайнозоя; *6* — зоны проседания верхнего триаса—юры; *7* — то же, мелового возраста; *8* — то же, кайнозойского возраста.

Антиклинали облекания: I— Карагундайская, II— Ангрекская, III— Ачисайская, IV— Сюрентюбинская

прогиб — Нанайский — находится к северу от г. Намангана; он заполнен в основном грубообломочными третичными молассами, мощность которых равна 2,5 *км*. Отметим, наконец, прогиб долины р. Чаткала, расположенный еще севернее и выполненный неоген-четвертичными и современными грубообломочными отложениями.

Отличаясь простой, преимущественно корытообразной формой, лишь местами осложненной дополнительными складками и разрывами, прогибы северо-восточного направления являются также структурами растяжения. Они возникли южнее системы надвигов Чаткало-Пскемского района, параллельны им и, таким образом, генетически связаны со сдвиго-надвиговыми перемещениями вдоль Таласо-Ферганского разлома. Наиболее древний прогиб мелового заложения расположен в более южных районах, кайнозойские же прогибы лежат севернее. Очевидно, в течение мела и кайнозоя прогибы северо-восточного направления мигрировали к северо-западу вновь в полном соответствии с направлением общего сдвигового смещения по разлому.

В пределах каждой из двух систем прогибы разного возраста, оперяющие Таласо-Ферганский разлом, пространственно разобщены и ни в том, ни в другом случае отнюдь не представляют единой сплошной,

постепенно разраставшейся структурной единицы. Это разные структуры, скачкообразно возникавшие на различных участках и в разное время; они знаменуют собой, по-видимому, этапы наиболее активных сдвиговых подвижек в районе. В системе северо-западного направления этапы активности падают на юру, нижний мел и неоген-четвертичное время, т. е. на отрезки времени, в течение которых в основном происходило формирование северо-западных прогибов. В системе северо-восточного направления этапы активности приходятся главным образом на нижний мел и неоген-четвертичное время, когда в прогибах накапливались наибольшие по мощности отложения.

Кроме прогибов, на площади юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома широкое развитие получили присдвиговые складки и разрывы, характеризующиеся комплексом присущих им морфологических особенностей и однообразной пространственной ориентировкой.

Вблизи сместителя разлома и в прилегающей к нему полосе шириной 20—30 *км* главная роль принадлежит оперяющим разрывам. Эти разрывы ответвляются от сместителя под углами 15—40° и расчленяют толщи палеозоя и мезо-кайнозоя на систему узких блоков, хорошо видимых на геологических картах любого масштаба. Некоторые авторы считают, что второстепенные разрывы имеют крутые наклоны как к юго-западу (чаще), так и к северо-востоку. Одни из них прямолинейны, другие дугообразно выпуклы в сторону сдвигового смещения. Поверхности этих последних, если они у сместителя Таласо-Ферганского разлома были наклонены в южных румбах, далее от него выкручиваются до вертикального положения и нередко приобретают обратный наклон.

По мере удаления от разлома к западу оперяющие разломы частично затухают, а в Восточной Фергане глыбовое строение рассматриваемого крыла совсем нивелируется. Вместо глыб мы видим здесь систему антиклинальных складок северо-восточного простирания, оси которых как бы продолжают дугообразные оперяющие разрывы, свидетельствуя о принадлежности этих складок к числу присдвиговых структур. Местами оси складок плавно изгибаются и приобретают субширотное простирание, придавая общим структурным линиям юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома в горизонтальной плоскости S-образную форму.

Ширина полосы, занятой присдвиговыми складками, равна 50—60 *км*. Далее к западу складки погружаются и исчезают, сменяясь структурами другого генетического типа, совершенно не связанными с Таласо-Ферганским разломом (Суворов, 1954).

Характер строения присдвиговых складок в Восточной Фергане довольно однообразен, и мы рассмотрим его только на примере Карагундайской антиклинали. Эта антиклиналь расположена на правобережье р. Нарын к северо-востоку от г. Намангана (см. фиг. 62, I). В ее ядре выступает плоская палеозойская гряда, вытянутая в широтном направлении. К востоку ядро антиклинали воздымается, расширяется и сливается с палеозойским обрамлением Ферганы. На юго-запад оно погружается и последовательно облекается отложениями юрского, мелового, третичного и древнечетвертичного возраста, которые составляют крылья и периклиналь Карагундайской антиклинали. В целом антиклиналь имеет форму «структурного носа», вдающегося внутрь Ферганы на 30 *км*.

Вокруг ядра нижние свиты юрского разреза залегают весьма полого и участками, особенно на южном крыле антиклинали, смяты в мелкие складки. В плане юрские отложения точно повторяют извилистые контуры ядра, изменяя элементы залегания в соответствии с его выступами, т. е. они облекают палеозойское ядро в полном смысле этого слова.

К югу от ядра углы падения мезо-кайнозойских отложений постепенно возрастают. В верхней части юрского разреза они достигают 60°, в отложениях мела — 70° и в палеогене — 80°; местами палеогеновые из-

вестняки стоят на головах и даже запрокинуты. Это не совсем обычное выкручивание слоев от более древних к молодым совершается на расстоянии до 3—4 *км*. После этого отложения выполаживаются до 40—50° и затем, резко выгибаясь, получают наклон в 5—7° и менее. К северу от ядра юрские слои наклонены под углами 10—20°, а еще далее залегают почти горизонтально.

Крутое южное крыло Карагундайской антиклинали по всему разрезу осложнено многочисленными разрывами и мелкими дополнительными складками. Преобладающим типом разрывов являются надвиги, например Ташкумырский и др. Надвиги простираются более или менее параллельно оси антиклинали с востока на запад и юго-запад на расстояние от 4 до 9 *км*. На дневной поверхности их сместители дугообразно изогнуты (выпуклость обращена на северо-запад).

Ташкумырский надвиг начинается от размытого контакта одного из выступов палеозойского ядра с юрскими отложениями, затем переходит в их нижние пачки и следует согласно их простиранию. Сместитель надвига, как и юрские слои, наклонен к югу, но несколько круче, стратиграфическая амплитуда его смещения равна 170 *м*.

В западном направлении Ташкумырский надвиг кулисообразно подставляется Балатайсайским надвигом такого же характера, а далее — другими более крутыми надвигами, нарушающими отложения мела, палеогена и неогена. Некоторые из надвигов на северо-востоке сливаются с поверхностями наслоения и проходят, например, в контакте с красноцветными породами мела и карбонатно-глинистыми породами палеогена. Очевидно, надвиги Карагундайской антиклинали представляют собой межпластовые нарушения. Они вызваны послойными скольжениями внутри мезо-кайнозойской толщи и ее срывом с палеозойского основания при общем смещении масс пород Восточной Ферганы к северо-западу (вдоль Таласо-Ферганского сдвига).

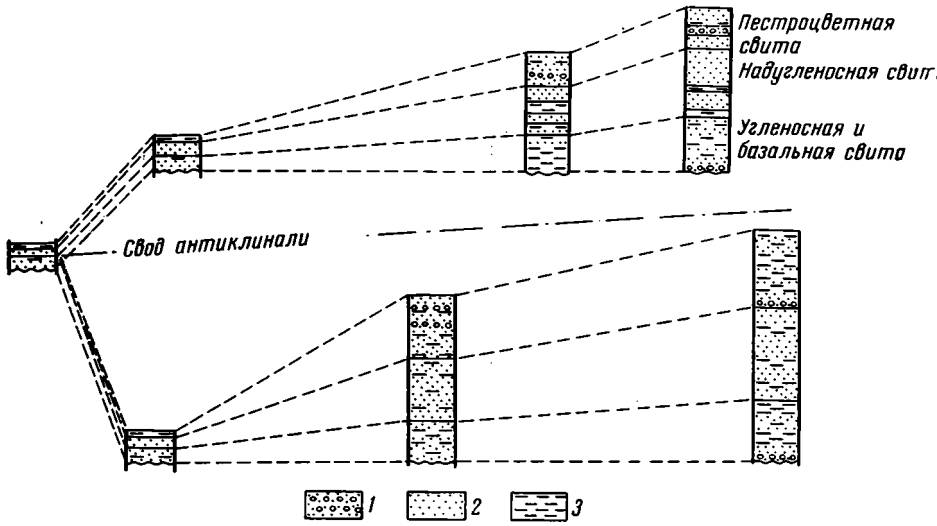
Наряду с надвигами в районе Карагундайской антиклинали отмечены субмеридиональные сбросы. Один из них, наиболее крупный, проходит вдоль долины р. Нарын. Он отсекает от основного палеозойского массива Карагундайскую антиклиналь, погруженную по его плоскости не менее чем на 1 *км*. Другие субмеридиональные сбросы меньшей амплитуды картировались нами в неоген-древнечетвертичных отложениях периклинального окончания складки. Субмеридиональные разломы соответствуют структурам растяжения в зоне Таласо-Ферганского разлома, довольно близко совпадая с ними по направлению.

Из сказанного следуют два вывода: 1) Карагундайская антиклиналь входит в систему присдвиговых структур Таласо-Ферганского разлома и 2) своим возникновением она обязана происходившим вдоль него горизонтальным перемещениям.

Чрезвычайно интересны изменения мезо-кайнозойских отложений на площади Карагундайской антиклинали, свидетельствующие о ее длительном развитии.

Залегающие в основании мезо-кайнозойского разреза песчано-глинистые осадки юрского возраста подразделяются на четыре свиты: базальную, угленосную, надугленосную и пестроцветную. Обломочный материал в них представлен угловатыми зернами кварца и кремнисто-глинистых сланцев. В нижних слоях он по крупности и составу напоминает палеозойские породы ядра, выше сходство исчезает, обломочный материал становится более грубым.

Максимальная мощность юрских отложений замерена у пос. Ташкумыр, где она равна 430 *м*. Далее к западу по южному крылу антиклинали (фиг. 63) мощность постепенно уменьшается: в долине Игры-сая она составляет 300 *м*, а в Балатай-сае — всего 40 *м*; при этом количество глинистых прослоев в разрезе резко уменьшается. От Балатай-сая на восток (по северному крылу антиклинали) мощность каждой из свит



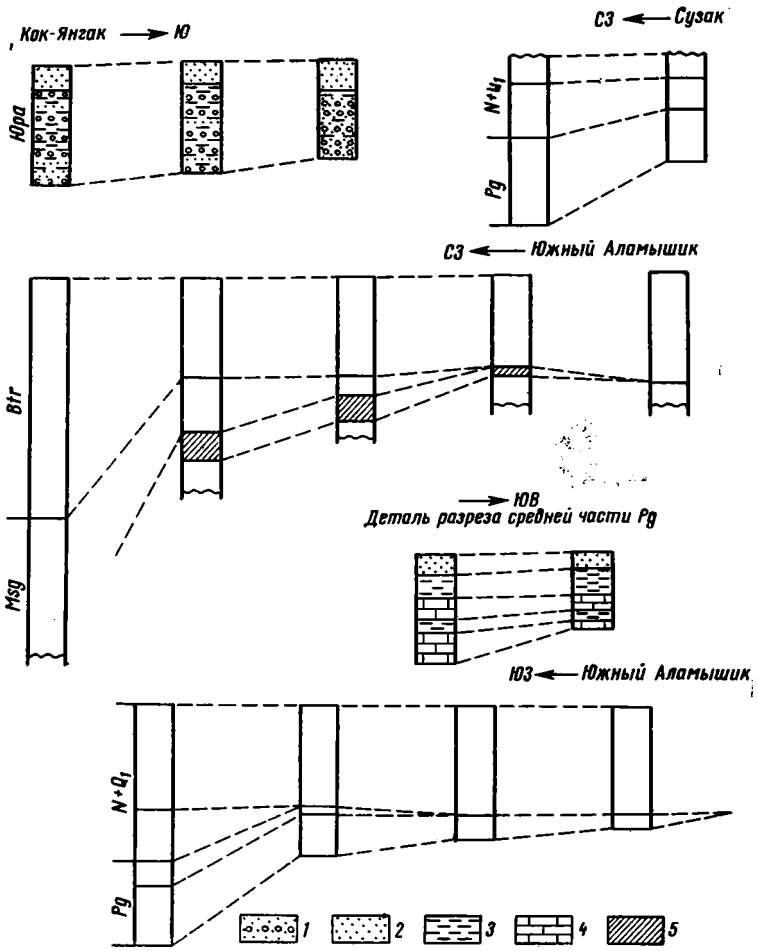

Фиг. 63. Схема изменения мощностей юрских отложений Карагундайской антиклинали.
*1*— конгломераты; *2*— песчаники; *3*— глины и глинистые сланцы

юры снова начинает возрастать, и снова в двух нижних свитах в большом числе появляются глинистые прослои. В Карагунды-сае мощность отложений юры достигает 220 *м*, а к северо-северо-востоку от него, уже в направлении падения пород, составляет не менее 300 *м*. Очевидно, юрские отложения в направлении свода Карагундайской антиклинали и в направлении ее периклинального окончания внутри Ферганы становятся менее мощными и более грубозернистыми.

То же самое происходит и с меловыми отложениями, согласно перекрывающими юрские. Они представлены красноцветной толщей песчаников, гравелитов и конгломератов, в верхней части которой присутствуют прослои алевролитов и песчанистых известняков. В окрестностях пос. Ташкумыр мощность меловых отложений достигает 1065 *м*, западнее, к своду и периклинальному окончанию Карагундайской антиклинали, она сокращается сначала до 975 *м* (Питау-сай), затем до 780 *м* и, наконец, в обрыве гор Чигирташ и в Балатай-сае едва достигает 200 *м*. Параллельно этому в том же направлении известняки становятся наиболее песчанистыми, количество же прослоев их заметно уменьшается.

Отложения морского палеогена на площади Карагундайской антиклинали менее подвержены изменениям, но и они несколько преобразовываются. В их составе преобладают органогенные известняки, мергели и глины, подразделенные на несколько ярусов. Наибольшая их мощность, замеренная у пос. Ташкумыр, на южном крыле складки, составляет 223 *м*. Наименьшая мощность (180—200 *м*) приходится, как показали замеры в обрывах Чигирташ, на свод антиклинали. Мощность глинистой части разреза палеогена при этом уменьшается на 31%, а известняковой — на 26%. Общее сокращение отложений морского палеогена определяется в несколько десятков метров, и по сравнению с пятикратным сокращением мелового разреза и десятикратным — юрского оно, конечно, очень незначительно.

Последний член стратиграфического разреза Карагундайской антиклинали — толща грубообломочных неоген-древнечетвертичных отложений — снова изменяется с большим размахом. На южном крыле антиклинали вблизи р. Нарын ее мощность достигает 1900 *м*, но западнее, ближе к своду, сокращается почти вдвое.




Фиг. 64. Схема изменения мощностей мезо-кайнозойских отложений Сюрентюбинской антиклинали.

*1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — известняки; *5* — сумсарский ярус палеогена; Msg и Btr — ярусы неоген-древнечетвертичного комплекса

Очевидно, чем грубее обломочный материал в отложениях мезо-кайнозоя, тем значительнее изменяется их мощность. Другими словами, чем больше был размах тектонических движений в мезо-кайнозое и чем сильнее происходил размыв смежных на севере поднятий, тем более энергично росла Карагундайская антиклиналь, генетически обусловленная горизонтальными подвижками по Таласо-Ферганскому разлому.

По амплитуде изменений мезо-кайнозойского разреза в разных частях складки можно наметить несколько этапов наибольшей тектонической активности, которые падают на юру, нижний мел и неоген-древнечетвертичное время. Эти этапы совпадают с этапами усиления сдвиговых смещений по Таласо-Ферганскому разлому, которые были намечены выше по характеру и расположению зон проседания разного возраста в его юго-западном крыле.

Другие складки Восточной Ферганы — Ангрекская, Ачисайская и Сюрентюбинская (см. фиг. 62, *II*, *III*, *IV*), изученные нами с той же детальностью, по положению и морфологии аналогичны Карагундайской антиклинали. Некоторые из них отличаются лишь несколько бо́льшими

размерами и имеют более сложное строение за счет широкого развития постседиментационной складчатости срыва.

Названные складки также прошли длительную конседиментационную стадию развития, на что указывают закономерные изменения слагающих их отложений. Например, на своде Ангрекской антиклинали карбонатные горизонты палеогена сокращаются по мощности на 20—30%. В пределах Сюрентюбинской антиклинали (фиг. 64) мощность юрских угленосных отложений в направлении к палеозойскому ядру складки уменьшается с 1000 *м* (Кок-Янгак) до 450—650 *м* (Маркай). Мощность отложений морского палеогена и неоген-древнечетвертичного комплекса (особенно массагетский ярус) в разных сечениях северного крыла и периклинального окончания Сюрентюбинской антиклинали в сторону ее свода также сильно убывает.

Колебания мощности отложений морского палеогена в разрезах Сюрентюбинской антиклинали кажутся значительными, однако следует иметь в виду, что они произошли главным образом за счет последующей (предбактрийской) эрозии. В целом же схема тектонических движений этой складки такая же, как и для других присдвиговых складок юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома.

Все приведенные данные по мезо-кайнозойским структурам юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома вполне характеризуют его как крупнейшее сдвиговое нарушение с неравномерным длительным развитием. Однако об амплитуде сдвиговых подвижек по нему на основании анализа этих структур сказать что-либо вполне определенное нельзя. Как мы видели выше, разрезы мезо-кайнозоя к юго-западу и северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома слишком отличаются и практически несопоставимы.

Некоторый интерес может представлять лишь положение зон наибольшего мел-кайнозойского прогибания, которому в Срединном Тянь-Шане отвечают восточное окончание Ферганской впадины и западное окончание Нарынской. При одном простирании, близких глубинах (3—5 *км*) и одинаковой ширине (30—40 *км*) эти впадины разобщены по ходу часовой стрелки не менее чем на 60 *км*. Суммарная ширина местных зон проседания в юго-западном крыле сдвига (отдельно по каждой из двух разнонаправленных систем, см. фиг. 62), которые косвенным образом характеризуют размах горизонтальных движений, имеет приблизительно такие же числовые значения.

## О палеозойском развитии Таласо-Ферганского разлома

Общепринято считать, что распространение и стиль строения палеозойских образований Тянь-Шаня зависят от двух главных тектонических элементов области — каледонид и герцинид. Соответственно их расположению палеозойские структурно-фациальные зоны (особенно в Срединном Тянь-Шане) имеют характер выпуклых к югу дуг, закономерно изменяющихся по особенностям разреза в направлении от каледонских структур к герцинским.

Закономерные изменения разреза от каледонид к герцинидам идентичны в обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома. Это позволило ряду исследователей обнаружить в принципе одинаковые структурно-фациальные зоны к юго-западу и северо-востоку от сместителя разлома, сопоставить их между собой, а по их разрыву и горизонтальному смещению в зоне Таласо-Ферганского разлома определить амплитуду последнего до 200 *км*. При всех сопоставлениях подобного рода основное внимание, естественно, было уделено поискам черт сходства в разрезах палеозойских отложений.

Наряду с этим в зоне Таласо-Ферганского разлома известны также различия в строении разрезов палеозоя, отмеченные некоторыми

исследователями. По их данным, отдельные палеозойские толщи с переходом через сместитель разлома изменяются по мощности и по фациальному составу; одновременно меняется и их простирание. Сосредоточив все внимание на различиях палеозойских толщ по обе стороны от разлома, эти исследователи охарактеризовали разлом как сброс, отвергнув идею о сдвиге.

Остановимся на характеристике строения и расположения верхнепалеозойских и девонско-каменноугольных фациальных комплексов в крыльях Таласо-Ферганского разлома, отмечая черты их сходства и различия.

Отложения верхнего палеозоя слагают широкую полосу северо-западного простирания в юго-западном крыле разлома. В центральной и юго-восточной частях Ферганского хребта В. Н. Огнев и А. Д. Миклухо-Маклай (1947) видели мощную толщу флишеподобных отложений среднего и верхнего карбона. На северо-западе хребта в разрезе упомянутой полосы отмечается несколько свит, состоящих из песчаников, алевролитов, конгломератов и известняков, участками красноцветных (келематинская свита) или с эффузивами (конуртюбинская свита). По возрасту все эти отложения относятся к среднему и верхнему карбону и к нижней перми (Решения Совещания..., 1959).

Мощность отложений верхнего палеозоя в Ферганском хребте составляет 6—6,5 *км* и более. Они намечают глубокий верхнепалеозойский прогиб, который был вытянут вдоль Таласо-Ферганского разлома на 250 *км*. К северо-востоку от этого прогиба известно несколько других прогибов, выполненных толщами среднего и верхнего карбона (вдоль р. Нарын и хр. Атбаши), но они простираются в востоко-северо-восточном направлении и совсем не параллельны Таласо-Ферганскому разлому, который под большим углом отделяет их от прогиба Ферганского хребта. То же самое мы видим с другой стороны Ферганского хребта, к юго-западу от которого верхнепалеозойские прогибы протягиваются субширотно и на северо-восток (Карачатырский, Восточно-Алайский и др.). От Ферганского они отделены разломом, простирающимся вдоль р. Тар и являющимся ответвлением Таласо-Ферганского разлома.

Совершенно ясно, что в верхнепалеозойское время Таласо-Ферганский разлом проявлялся активно и обусловил возникновение глубокого прогиба на месте своего юго-западного крыла. Параллельное расположение прогиба относительно разлома определяет последний как сброс большой амплитуды.

В распространении верхнепалеозойских отложений к юго-западу от разлома намечаются две особенности. Во-первых, наравне с зоной прогибания северо-западного направления, южнее Чаткало-Пскемского района расположен почти поперечный к ней Нанайский прогиб, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями верхнего карбона — нижней перми. В верхнем палеозое он представлял собой зону растяжения, а ограничивающие ее структуры Чаткало-Пскемского района проявлялись в качестве единого поднятия, где происходило внедрение интрузий. Сочетание зон проседания северо-западного и северо-восточного направлений такое же, как и сочетание более многочисленных мезо-кайнозойских зон, по которым Таласо-Ферганский разлом был определен как сдвиг (см. фиг. 62). Во-вторых, зоны максимального прогибания в отдельные этапы верхнего палеозоя на площади к юго-западу от разлома, как и в мезо-кайнозое, были крайне неустойчивыми и неуклонно смещались в северо-западном направлении, как бы скользя вдоль разлома.

Так, например, в восточной части Алайского хребта (Лисицына, 1956) наибольший прогиб в начале среднего карбона располагался на месте Восточно-Алайской синклинали, где накопились песчано-сланцевые, ритмично построенные толщи мощностью порядка 3 *км*. К северу от него находилось Гульчинское поднятие, которое, погружаясь к запа-

ду, сменялось зоной накопления карбонатных осадков. Последняя также представляла собой асимметричный прогиб с максимальной мощностью отложений (до 1100 *м*) на юге, в водораздельной части современного Алайского хребта.

В конце среднего и начале верхнего карбона зона прогибания Восточного Алая значительно расширилась на север и захватила Гульчинское поднятие, где начали накапливаться песчано-глинистые отложения. Мощность последних именно здесь получила наибольшее значение (свыше 3 *км*), тогда как на юге она уменьшилась до 1000 *м*.

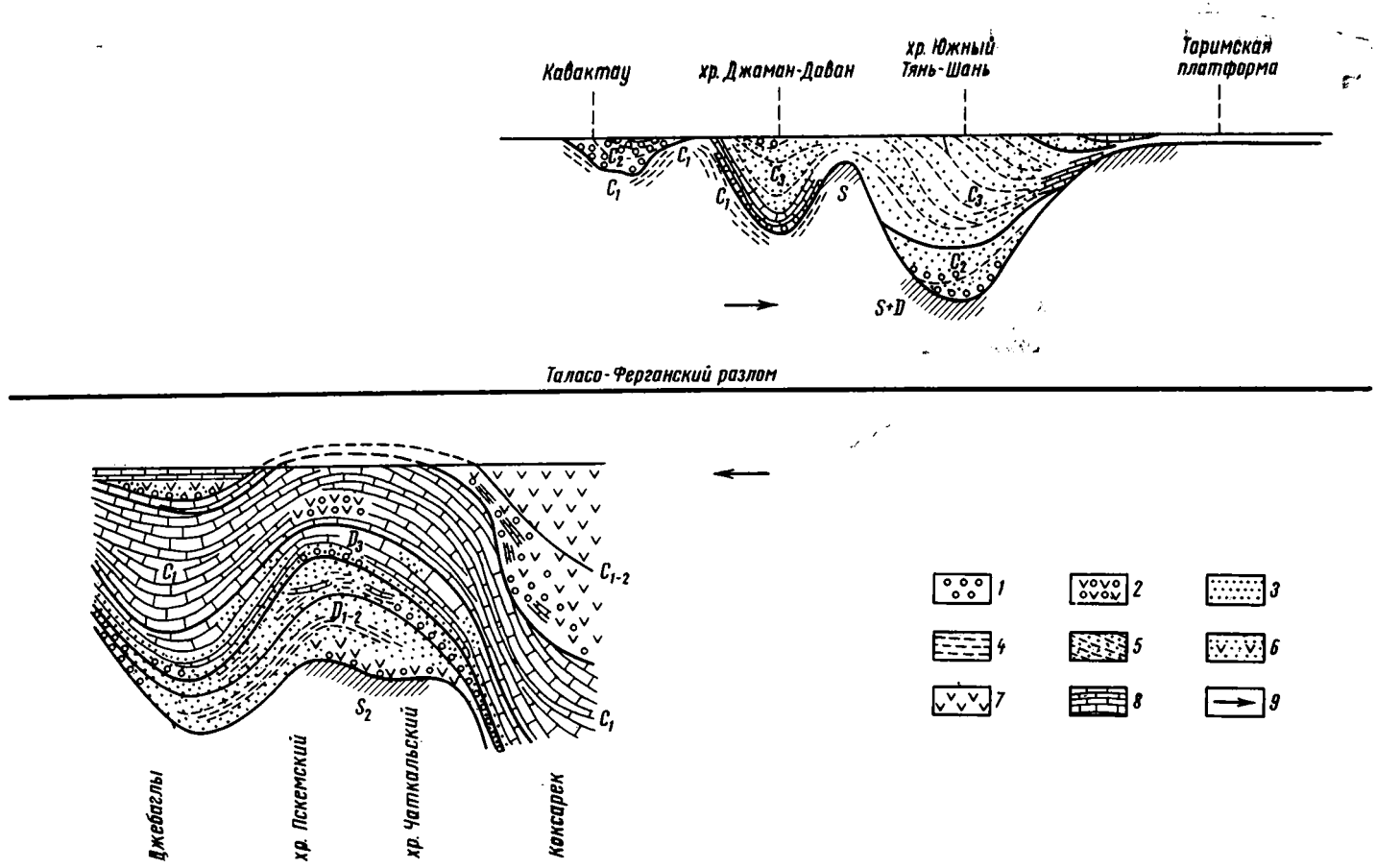
В конце верхнего карбона и в самом начале перми район испытал воздымание, и от обширного Восточно-Алайского прогиба сохранились отдельные впадины, заполнявшиеся морской молассой; мощность молассовых отложений в наиболее глубокой впадине (на широте пос. Суфи-Курган) не превышает 500—600 *м*. Но и в условиях воздымания явления миграции впадин к северо-западу не приостановились. Это видно по положению границ впадин и поднятий на схемах Н. А. Лисицыной (1956) для этапов конца верхнего карбона и нижней перми. Об этом можно судить также по тому, что центр прогибания раннепермского времени, определяемый по мощности 1000—1100 *м*, сместился по сравнению с предыдущим этапом почти на 10 *км*.

В противоположность этому в северо-восточном крыле Таласо-Ферганского разлома (фиг. 65) миграция верхнепалеозойских прогибов происходила не с юго-востока на северо-запад, а, наоборот, с северо-запада на юго-восток и на юг. Крайний северный прогиб (Кавактау) заполнен конгломератами среднего карбона, мощность которых несколько превышает 2 *км*, и подстилается сланцами нижнего карбона. В соседнем к югу прогибе (Джаман-Даван) в разрезе появляется мощная песчаная толща пород верхнего карбона, а в отложениях среднего карбона, кроме конгломератов, встречаются еще известняки. В основании прогиба залегают нижнекаменноугольные сланцы. Глубина прогиба, если судить по мощности отложений среднего и верхнего карбона, возрастает до 6 *км*. Крайний южный прогиб (Южный Тянь-Шань) образован мощными песчано-сланцевыми толщами среднего — верхнего карбона (около 10 *км*), а также песчано-карбонатными отложениями нижней перми. Нижний карбон здесь отсутствует, и среднекаменноугольные конгломераты ложатся непосредственно на породы силур-девона. Прогиб этот, наиболее значительный по величине и самый молодой по возрасту, образовался на месте существовавшего здесь нижнекаменноугольного поднятия.

Разнонаправленная миграция верхнепалеозойских прогибов в областях к северо-востоку и юго-западу от Таласо-Ферганского разлома, происходившая вдоль него по ходу часовой стрелки, может быть объяснена предположением о проявлениях в Тянь-Шане в верхнепалеозойское время также и горизонтальных движений. Поэтому для данного отрезка геологической истории Таласо-Ферганский разлом должен трактоваться не только как сброс с опущенным юго-западным крылом, но и как сбро-со-сдвиг.

Распространение отложений нижнего карбона носит несколько иной характер. Как показал В. С. Буртман (1962), фациальные комплексы этого возраста имеются в обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома и полосой облекают Северо-Тянь-Шаньское поднятие. В непосредственной близости к поднятию распространены карбонатно-терригенные фации нижнего карбона, но далее они сменяются фациями карбонатными. Особенно хорошо это видно, если фациальные комплексы привести к «досдвиговому» положению.

В строении разрезов по крыльям разлома обнаруживаются черты сходства и отличия. Судя по данным В. С. Буртмана, отложения нижнего намюра в крыльях разлома одинаковы и имеют мощность порядка




Фиг. 65. Схема фациальных изменений в крыльях Таласо-Ферганского разлома (Миклухо-Маклай, Зубцов, Луйк и Королев, 1954; Макаров, 1960).

*1* — конгломераты; *2* — туфоконгломераты; *3* — песчаники; *4* — сланцы; *5* — переслаивание песчаников и сланцев; *6* — туфопесчаники; *7* — эффузивы; *8* — известняки; *9* — направление миграции прогибов

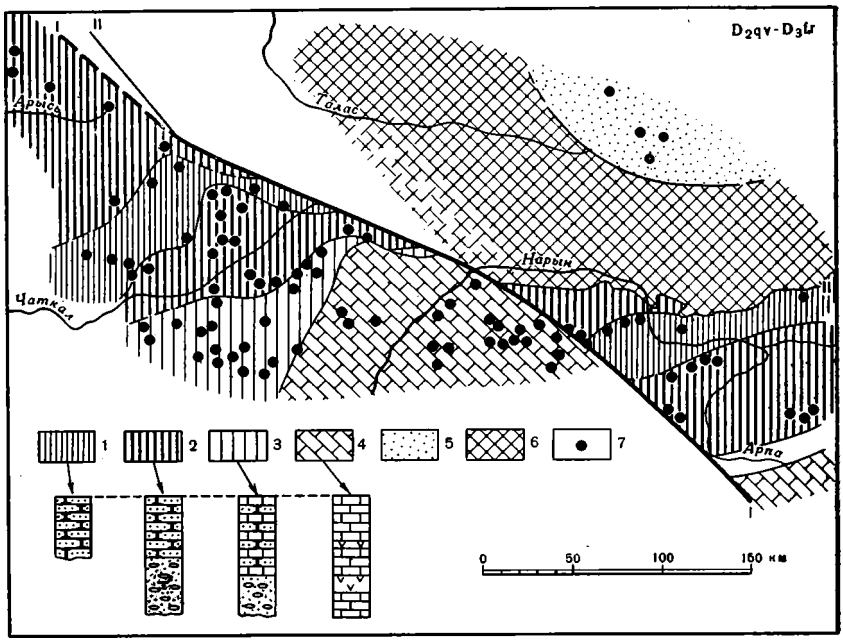
530—650 *м*. Отложения среднего и верхнего визе также характеризуются одинаковым фациальным составом, но их мощность с переходом через сместитель скачкообразно изменяется: по границе карбонатно-терригенных и карбонатных фаций в юго-западном крыле она равна 200 *м* (горы Каракус), в северо-восточном — 310 *м* (р. Кокирим), далее от границы, в карбонатных отложениях юго-западного крыла она составляет 350 *м* (Атойнокский хребет), в северо-восточном — более 500 *м* (хр. Джаман-Даван). Отложения нижнего визе, при идентичном фациальном составе в крыльях разлома, обладают следующими мощностями: карбонатно-терригенные фации — на юго-западе 400—536 *м* (хр. Боролдай и Джебаглинские горы), на северо-востоке 700 *м* (южный склон гор Кокиримтау); карбонатные фации — на юго-западе 200 *м* (Атойнокский хребет), на северо-востоке более 1000 *м* (южный склон хр. Джаман-Даван). Мощность отложений верхнего турне резко не изменяется. Эти отложения вдоль Таласо-Ферганского разлома выполняют прогиб с общей мощностью более 1000 *м*; отдельные части этого прогиба, разорванные наискось, констатированы в обоих крыльях разлома.

Сопоставление разрезов нижнего карбона в зоне Таласо-Ферганского разлома позволяет дополнить выводы В. С. Буртмана еще одним, а именно: разлом в нижнекаменноугольное время оказывал влияние на процесс осадконакопления в пределах Срединного Тянь-Шаня. Разлом был погребенным, находился внутри единого седиментационного бассейна, проходил параллельно краю Северо-Тянь-Шаньского поднятия и был выражен, вероятнее всего, в форме сброса с несколько опущенным северо-восточным крылом. Правосторонних сдвиговых подвижек в раннем карбоне, по-видимому, не происходило, поскольку в окружающих разлом структурах мы не обнаруживаем признаков горизонтальной миграции зон прогибания того времени, подобно тому, как это имело место в верхнем палеозое или мезо-кайнозое. Напротив, некоторые прогибы и ограничивающие их поднятия Чаткало-Пскемского района в нижнем карбоне мигрировали в южных румбах (см. фиг. 65, $C_1$—$C_2$), а не к северо-западу, как должно было быть при правосторонних сдвигах по Таласо-Ферганскому разлому. Не исключено, что сдвиговые перемещения, если они и были, происходили в нижнекаменноугольное время против хода часовой стрелки.

Фациальные комплексы фамена подобно нижнекаменноугольным представлены карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями, огибающими Северо-Тянь-Шаньское поднятие. Они похожи на нижнекаменноугольные и по характеру изменений в зоне Таласо-Ферганского разлома. В юго-западном крыле около сместителя последнего мощность карбонатно-терригенных отложений, например, достигает 160—300 *м* (хребты Атойнокский и Боролдай), в северо-восточном — 350 *м* (р. Кенинбель).

Вместе с тем общий план расположения фациальных зон фамена и нижнего карбона весьма неодинаков, особенно в юго-западном крыле разлома. Если на фациальных схемах нижнего карбона они вытягиваются в северо-западном направлении, то на фациальной схеме фамена их простирание резко меняется на юго-западное (фациальные зоны фамена по расположению более близки к зонам живета-франа, фиг. 66). Вероятно, на фаменский век приходилась еще одна смена тектонической обстановки в зоне Таласо-Ферганского разлома.

Разрезы живетско-франских отложений наиболее разнообразны. Здесь выделяются красноцветные конгломераты и песчаники, светлые кварцевые песчаники, карбонатно-терригенные отложения, глинистые и песчанистые известняки, чистые известняки и доломиты, и наконец, эффузивные породы. В. С. Буртман (1961) подразделил их на четыре литологических комплекса — аккапчигайский, таялмышский, алабукинский и бозбутауский. Он проследил эти комплексы в обоих крыльях




Фиг. 66. Схема распространения живетско-франских отложений на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому (Буртман, 1963).

*1—4* — типы разрезов; *1* — таялмышский; *2* — аккапчигайский; *3* — алабукинский; *4* — бозбутауский; *5* — терригенные пестроцветные отложения; *6* — область денудации; *7* — местоположение стратиграфических разрезов.

На схеме цифрами обозначены: I—I — Таласо-Ферганский сдвиг; II—II — линия Николаева

Таласо-Ферганского разлома. Литологически они наглядно определяют все степени фациальных переходов от Северо-Тянь-Шаньского поднятия (области денудации) к герцинской области прогибания.

О характере изменений живетско-франских отложений в зоне Таласо-Ферганского разлома по имеющимся данным судить довольно трудно, так как полных разрезов этих отложений явно мало. Для одних комплексов порядки мощностей по обе стороны разлома как будто одинаковы, но по другим намечается некоторое увеличение мощности в северо-восточном крыле разлома (в разрезах южного склона гор Кокиримтау и р. Таялмыш, где они определены соответственно равными 1000 и 700 *м*).

Полные разрезы живетско-франских отложений близ Таласо-Ферганского разлома известны главным образом в Чаткало-Пскемском и более северных районах. Их анализ показывает, что мощность живетско-франских отложений по простиранию разлома (с его юго-западной стороны) то уменьшается, то увеличивается, изменяясь от 0,7 до 2 *км*. Очевидно, в живетско-франское время здесь имела место система оперяющих разлом местных поднятий и прогибов северо-восточного простирания.

Оси отдельных прогибов и ограничивающих их поднятий, как выясняется по фациальным профилям, были наклонены к северо-западу, причем от этапа к этапу они закономерно смещались в том же северо-западном направлении (например, на участке Чаткал-Джебаглы, см фиг. 65). Наиболее глубокий прогиб заложился еще в нижнем — среднем девоне на южной окраине этого участка. Он выполнен туфоконгломератами, песчаниками и глинами мощностью более 1000 *м*. В течение живетского века прогиб плавно сместился на площадь современного Пскемского хребта и был заполнен песчаниками с линзами известняков общей

мощностью более 700 *м*. Во франском веке прогиб располагался между Майданталом и Пскемским хребтом, где накопились песчаники и известняки мощностью около 700 *м*. Наконец, в фамене зона прогибания мигрировала уже до Джебаглинского поднятия, причем ее заполнили карбонатно-терригенные осадки мощностью более 1000 *м*.

Последовательная миграция девонских зон прогибания в Чаткало-Пскемском районе, направленная вдоль Таласо-Ферганского разлома к северо-западу, произошла на расстоянии более 50 *км*. По-видимому, в девонский период разлом проявлялся в Срединном Тянь-Шане в качестве правого сдвига. Во всяком случае, напряжения правого сдвига на его юго-западном крыле для того времени весьма вероятны — именно они вызвали миграцию зоны прогибания, о которой говорилось выше.

Силурийскую и более раннюю историю Таласо-Ферганского разлома из-за отсутствия фактических данных мы не рассматриваем. Отметим только, что силурийские толщи, как известно, в Срединном Тянь-Шане получили распространение преимущественно в юго-западном крыле разлома, где они образуют протяженную полосу. В северо-восточном крыле аналогичная полоса силурийских отложений, развитая в районе оз. Чатырколь (Южный Тянь-Шань), простирается на северо-восток и с ферганской полосой сочленена под углом посредством разлома. Если обе полосы мысленно передвинуть в «досдвиговое» положение, то тождества в строении крыльев по силурийским отложениям мы не получим. Вероятно, в силуре Таласо-Ферганский разлом развивался главным образом как сброс, со значительным погружением юго-западного крыла. Это, впрочем, не исключает возможности правосторонних сдвиговых подвижек по разлому, но никаких данных на этот счет пока не имеется.

Из сказанного следует, что история развития Таласо-Ферганского разлома, как и всякого другого глубинного нарушения, отличается большой сложностью. Это нашло отражение, прежде всего, в фациальной картине развитых вдоль него палеозойских и мезо-кайнозойских толщ, довольно запутанной и противоречивой, если ее рассматривать целиком по всему разрезу, но вполне понятной для отдельных отрезков геологического времени. Распространение фациальных комплексов и их пространственные изменения, проанализированные для отдельных этапов этого времени, свидетельствуют об изменениях морфологического облика разлома и характера движений его крыльев от этапа к этапу.

В силурийский период разлом в области современного Ферганского хребта, по-видимому, представлял собой сброс с опущенным юго-западным крылом. В девоне он развивался, вероятнее всего, как правый сдвиг. В нижнекаменноугольное время он в основном становится сбросом с погружающимся северо-восточным крылом и возможными левосторонними подвижками в юго-западном крыле. В верхнем палеозое он снова являлся сбросом, но с погруженным юго-западным крылом и при одновременном проявлении правосторонних сдвиговых перемещений.

В мезо-кайнозойское время Таласо-Ферганский разлом развивался неравномерно и главным образом как правый сдвиг. Этапы усиления движений по разлому, разделенные периодами относительного покоя, приходятся на юру, ранний мел и неоген-древнечетвертичное время. В эти этапы происходило более энергичное формирование второстепенных присдвиговых структур — поднятие антиклинальных складок и проседание прогибов. Усилились также процессы эрозии, и в зонах седиментации стал накапливаться более грубый материал.

В современную эпоху Таласо-Ферганский разлом по простиранию также морфологически неодинаков. В юго-восточной половине (большей по длине) он выражен классическим правым сдвигом, а в северо-западной (Каратау) — левым сбросом.

## 5. ПРИКУРАМИНСКИЙ РАЗЛОМ

Прикураминский разлом отделяет поднятие Кураминского хребта (вместе с Баястанской грядой) от Ферганской межгорной впадины. Он простирается с юго-запада на северо-восток на расстояние около 240 *км* при ширине на поверхности до 20—25 *км*.

Наиболее активное проявление данного разлома относится к неоген-четвертичному времени. К северу от него расположена область интенсивного поднятия и денудации, к югу — область прогибания, где за неоген-четвертичное время накопились молассовые грубообломочные толщи мощностью в несколько километров. Пробуренные в разных местах три опорные скважины на глубинах 2989, 3195 и 3503 *м* не вышли из красноцветных отложений миоцена — олигоцена; предполагаемая же максимальная мощность моласс (до кровли морского палеогена) составляет 5500 *м* (Клейнберг, 1956). Возможно, разлом существовал в мелу и палеогене, поскольку уже в то время Ферганская впадина и Кураминское поднятие в тектоническом рельефе были заметно выражены. О юрском и палеозойском развитии разлома данных мало. Он, возможно, существовал в верхнем палеозое и ограничивал с юго-востока Кураминскую, существенно магматическую структурно-фациальную подзону (за верхнепалеозойское время в пределах последней накопилось свыше 10 *км* разнообразных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород).

Первые сведения о наличии Прикураминского разлома мы находим у В. И. Попова (1938), который выделил его под названием Северо-Ферганского от восточного конца Баштавакского разлома (Кара-Мазар) вдоль предгорий Кураминского хребта на пос. Гава и далее вдоль северных склонов Баястанской гряды. Одновременно В. И. Попов отметил, что крупные разломы, отчетливо выраженные среди консолидированных массивов палеозоя, в рыхлых покровных свитах часто превращаются в моноклинальные флексуры, свидетельствующие о наличии разломов на глубине. Именно такой моноклинальной флексурой он считал Северо-Ферганский разлом. В. И. Попов также указал, что антиклинали Ак-бель и Супетау в Северо-Западной Фергане находятся на восточном продолжении Кансайского разлома в палеозое и связаны с палеозойскими структурами горных районов предгорной приподнятой площадкой кайнозойских отложений у устья р. Кара-Мазар.

Иную точку зрения развивал С. С. Шульц, который полагал, что складки мезо-кайнозойских отложений Северной Ферганы развиваются без участия разломов. Одни из них он считал складками основания, другие — складками покрова. По его мнению, мезо-кайнозойские складки по происхождению не связаны с разломами потому, что они наблюдаются в отдалении от тектонических контактов мезо-кайнозоя с палеозоем, причем иногда проявляющиеся в них разломы затухают к периклиналям складок.

На основании детального изучения некоторых складок Северной Ферганы в 1947—1948 гг. нами было установлено, что они служат продолжением разломов палеозойского обрамления. В предгорьях Кураминского хребта был намечен ряд гомологичных складчато-глыбовых поднятий, в которых разломы проявляются на поверхности с разной резкостью в зависимости от мощности мезо-кайнозойского покрова. Было выяснено, что в крыльях складчато-глыбовых структур и разломов мезозойские и кайнозойские отложения закономерно, скачкообразно или постепенно, изменяют свою мощность и фациальный состав. В соответствии с полученными данными основной разлом Северной Ферганы наметился не вдоль контакта отложений палеозоя и мезо-кайнозоя, как предполагал В. И. Попов, а южнее, по зоне брахиантиклиналей, вытянутых вдоль р. Сыр-Дарьи по ее правому берегу (с юго-запада на северо-восток): Дембайской, Рухакской, Акчопской, Акбельской, Супетауской, Алмас-

Гурумсарайской (Чуст-Папской), Кассанской и Наманганской (Суворов, 1954, 1955, 1957).

Позднее этот вывод оспаривался О. А. Рыжковым (1957), который в критической статье писал, что мезо-кайнозойские складки не могут быть связаны с разломами палеозойского основания, поскольку они в своем большинстве не обладают флексурным строением, а в некоторых из них (Ак-Чоп и др.), сложенных третичными соленосными толщами, строение вообще более сложное, неглыбовое.

Однако последующие геофизические и геологические исследования показали, что палеозойский фундамент под складками мезо-кайнозойского покрова в Северной Фергане действительно сильно нарушен.

По результатам сейсморазведочных работ и с учетом данных гравиметрии, электроразведки, геологической съемки и бурения А. И. Рыбин (1959) составил поперечные профильные разрезы Ферганской впадины до глубин 6—8 *км* и схему тектонического районирования поверхности палеозойского фундамента. Один из глубинных разрывов был выявлен на восточном продолжении Супетауской антиклинали, под которой отмечен небольшой, но также антиклинальный изгиб. Другой разрыв установлен под Кассанской антиклиналью. Серия разрывов фундамента на профилях показана к югу от пос. Варзык. А. И. Рыбин утверждает, что именно здесь и южнее Баястанской гряды (но не севернее ее) проходит Северо-Ферганский разлом В. И. Попова.

Глубинным сейсмическим зондированием, проведенным по профилю Ленинабад—Коканд—Андижан—Караунгур (Годин и др., 1960), зона разломов подсечена под Акчопской антиклиналью, в строении которой участвуют мощные соленосные и гипсоносные толщи. Поверхность палеозоя на глубинах 5—10 *км* нарушена здесь двумя вертикальными разломами, ограничивающими узкий горст, соответствующий размерам Акчопской антиклинали. Амплитуда вертикального смещения по разломам колеблется от 2 до 3 *км*. Ниже глубины 10 *км* в разрезе земной коры разломы не фиксируются, но на глубинном продолжении одного из них (северного), на поверхности «гранитного» и «базальтового» слоев, соответственно на глубине 12 и 28 *км*, показаны небольшие локальные изгибы, выпуклые кверху. По этим изгибам можно судить, что разлом с глубиной постепенно затухает и, оставаясь крутым, получает наклон к северу.

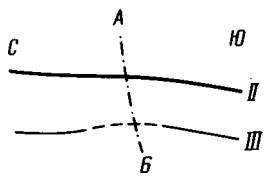
Детальные геологические исследования северо-западной части Ферганы, проведенные на инструментальной основе, показали, что на площади некоторых антиклинальных структур гипсоносные отложения и вышележащая толща неоген-древнечетвертичного комплекса резко изменяются по мощности, с выпадением на очень коротких расстояниях почти половины всего разреза. Эта особенность в строении складок Северо-Западной Ферганы обосновывалась наличием флексурных перегибов, соответствующих разломам фундамента (Бакун, 1961).

Очевидно, Прикураминский разлом играет большую роль в сочленении Кураминско-Чаткальского региона с Ферганой. Однако он интересен не только тем, что разделяет эти две крупные области. Главные его особенности заключаются в специфике морфологического проявления на дневной поверхности и в характере развития, которые на разных участках рассматриваемой зоны весьма различны. Вследствие погребенного положения разлома эти особенности здесь, в отличие от зон открытых разломов, более подчеркнуты; вместе с тем они однозначно характеризуют разлом как крупный сброс.

Зона Прикураминского разлома на дневной поверхности не представляет единого непрерывного шва, но состоит из серии брахиантиклинальных складок, кулисообразно продолжающих одна другую. Размеры складок значительны: их длина достигает 30—40 *км*, ширина — около 10 *км*. Это указывает на внушительные размеры и самого разлома.

На западе брахиантиклинали расположены гуще, на востоке реже и разделены выположенными участками. Со стороны Кураминского хребта в зону вливаются разломы Кансайский, Баштавакский и другие, а Кумбельский разлом пересекает ее поперек и делит на две половины, несколько отличающиеся друг от друга по стилю тектонического строения и по разрезу слагающих их отложений.

Брахиантиклинали, отражающие разлом, в рельефе выражены увалами, нередко разделенными по простиранию более или менее выровненными площадками. Увалы возвышаются над окружающей равниной на 200—600 *м*, причем наиболее высокие из них расположены на западе. Периферические части увалов, по удачному выражению Н. П. Васильковского (1941 г.), представляют собой трамплины, постепенно возвышающиеся и затем круто обрывающиеся внутрь складок. Внутренние части увалов имеют характер пустынного, сильно расчлененного мелкосопочника.




Фиг. 67. Схема изменения кривизны Алмас-Гурумсарайской складки по поверхностям террас (Суворов, 1954).
*II* —поверхность молодой террасы; *III*—поверхность более древней террасы; *А—Б*— ось брахиантиклинали

Северо-западные половины почти каждого из увалов приподняты в виде гребней над юго-восточными. Величина превышения наиболее значительна в центре гребней (до 200 *м*) и постепенно снижается к окончаниям увалов.

Очень характерны поперечные антецедентные долины, вдоль которых на нескольких уровнях прослеживаются эрозионно-аккумулятивные террасы.

Поверхности террас, расположенных близ оси увалов на больших высотах (самые высокие достигают до 60—80 *м*), на север и юг снижаются и сливаются, наконец, на уровне общей, окружающей увалы поверхности выравнивания. Барометрическое нивелирование показало, что террасы плавно искривлены соответственно форме брахиантиклиналей, причем наиболее древние искривлены в большей степени (фиг. 67).

Молассовые отложения надразломных брахиантиклиналей подразделяются (Решения Совещания..., 1959) следующим образом:

Олигоцен — кирпично-красные глины, песчаники, гравелиты с *Limnocythere kuschnari* Gr., *Chara* sp., мощностью 200—250 *м*.

Миоцен — нижний плиоцен — песчаники, глины, алевролиты, мощностью 600—800 *м*; в горах Ак-Чоп, Ак-Бель и Супетау — глины, алевролиты, реже песчаники с линзами и штоками соли и пластами гипса, содержащие *Cyprideis littoralis* (Br.); их мощность превышает 2500 *м*.

Средний — верхний плиоцен — песчаники и глины с *Elephas* cf. *meridionalis* Nest., *Eucypris porsugelensis* Man., *E. vitalianus* Schn., мощностью 800—1000 *м*.

Верхний плиоцен — конгломераты, песчаники, алевролиты и глины с *Lineocypris namanganica* Schn., *Schneiderella khutorovi* Gr., мощностью до 1300 *м*.

Нижний антропоген — конгломераты и лёссовидные суглинки с *Populus litwinowiana* Dode, *Acer* cf. *fedschenkoanum* Krysht., мощностью 300 *м*.

В практике полевых исследований употребляются также местные стратиграфические подразделения разреза (снизу вверх): массагетский ярус — соленосная ($A_1$) и гипсоносная ($A_2$) свиты, на востоке — кирпично-красная свита; бактрийский ярус — бурая ($B_1$) и палевая ($B_2$) свиты,

свита пестрых глин и песчаников ($C_1$), песков и галечников ($C_2$), лёссовидных глин и песков или галечников и конгломератов (сохская свита).

В поверхностных обнажениях надразломные брахиантиклинали сложены то нижними молассами, то средними, то верхними, а участки между складками прикрыты наиболее молодыми отложениями, в том числе четвертичными и современными. Подъем глыб в крыльях Прикураминского разлома, судя по степени обнаженности разреза и по топографии брахиантиклиналей, выраженных в современном рельефе, происходил крайне неравномерно.

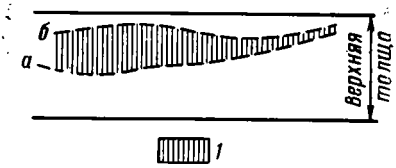
Чем глубже эрозионный врез в кайнозойские отложения брахиантиклиналей, тем их слои падают круче. В Акчопской, Акбельской и Супетауской антиклиналях, там, где обнажены соленосная и гипсоносная свиты, отложения залегают круто, местами смяты в напряженные мелкие складки и даже запрокинуты. Наиболее крутые залегания отмечаются в ядрах названных антиклиналей, а на их крыльях и в периклиналях, сложенных верхними горизонтами неоген-древнечетвертичного комплекса, пласты наклонены полого. В Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали, ядро которой сложено красно-бурыми и бурыми загипсованными глинами и песчаниками бактрийского яруса, падения слоев не превышают 70°, снижаясь на периферии до 0°. Наконец, в Наманганской брахиантиклинали, сложенной породами бактрийской и сохской свит, падения слоев в поверхностных обнажениях не превышают 7°.

В поперечных разрезах надразломные брахиантиклинали асимметричны с более крутыми северо-западными крыльями. Соленосные ядра некоторых антиклиналей в разрезе имеют веерообразную форму, но в этих складках вышележащие толщи залегают с той же асимметрией. Это свидетельствует о преимущественном наклоне погребенных разломов зоны в южных румбах.

Крутые северо-западные крылья структур нарушены многочисленными мелкими разрывами, имеющими большей частью поперечное направление. Среди них абсолютно преобладают сбросы и сбросо-сдвиги, которые разбивают неоген-древнечетвертичные отложения на ряд параллельных и клинообразных блоков, расположенных ступенчато или образующих небольшие грабены и горсты. Сместители, как правило, крутые (60—90°), амплитуда смещений колеблется от 3 до 10 *м*, возрастая иногда до 20 *м*. Чем круче наклон слоев, тем гуще в них расположены сбросы. На периклиналях складок сбросы встречаются более редко. Здесь они переходят на юго-восточное крыло брахиантиклинали, но их амплитуда сокращается до 0,5—1 *м*; местами они нарушают современные террасовые галечники. Возникновение этих сбросов, по-видимому, определялось ростом надразломных брахиантиклиналей.

На продолжении некоторых разломов Кураминского хребта, о которых говорилось выше, брахиантиклинали осложнены шарнирными сбросами, рассекающими не только их северо-западные крылья, но и своды и юго-восточные крылья. На пологом южном крыле Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали, например, против одного из разломов Кумбельско-Арашанской зоны обнаружена система шарнирных сбросов, веерообразно расходящихся с северо-запада на юго-восток и восток. Сместители сбросов наклонены под углами 70—85° и сопровождаются зонами дробления мощностью до 5 *м*. Амплитуда сбросов на южном крыле брахиантиклинали достигает 45 *м*. При переходе на свод брахиантиклинали она уменьшается до нуля и затем на северном крыле снова несколько возрастает. Одновременно с этим направление вертикальных смещений меняется на обратное.

Неоген-древнечетвертичные отложения сильно трещиноваты, причем расположение трещин всецело подчинено общей структуре брахиантиклиналей. Обычно в складках различаются четыре системы трещин — продольные, поперечные и две диагональные. Продольные трещины




Фиг. 68. Схема изменения мощностей доперерывной и послеперерывной частей верхней толщи на северо-западном крыле Алмас-Гурумсарайской складки (Суворов, 1954).

*1* — выпавшая из разреза часть верхней толщи; *а* — видимая кровля доперерывной части; *б* — видимая подошва послеперерывной части

кулисообразно вытягиваются по простиранию слоев и в разрезе почти перпендикулярны им: на своде антиклиналей они вертикальны, на крыльях — наклонены в сторону осей, а к периферическим зонам вновь несколько выпрямляются. Поперечные трещины простираются на СЗ 300—325°. Простирание диагональных трещин запад-северо-западное и северо-северо-восточное.

Трещины наиболее многочисленны на сводах брахиантиклиналей, где они располагаются через 0,3—0,5 *м*, имеют ширину до 3—5 *см* и в бактрийских отложениях нередко выполнены гипсом. По мере удаления от сводов брахиантиклиналей трещиноватость, прослеженная по пластам одинакового состава, постепенно становится все более и более слабой и на периферии складок исчезает. Генезис трещин, как и мелких сбросовых нарушений, обусловлен ростом надразломных брахиантиклиналей.

Особенно эффектны закономерные изменения мощности и фациального состава отложений в разных частях надразломных брахиантиклиналей, ярче всего свидетельствующие об их длительном росте. Прежде всего необходимо отметить несоответствие мощностей на северных и южных крыльях складок. На северо-западном крыле Акбельской брахиантиклинали, например, мощность гипсоносной свиты сокращается на одну треть, а бурой свиты — в два раза. При этом в бурой свите появляются многочисленные следы размыва и увеличивается роль песчаных фракций. Н. Н. Бакун (1961) отмечает здесь угловое несогласие до 8° между гипсоносной и бурой свитами; указывается также, что на северном крыле структуры нижние слои палевой свиты переполнены окатанными и угловатыми обломками, происходящими из бурой свиты.

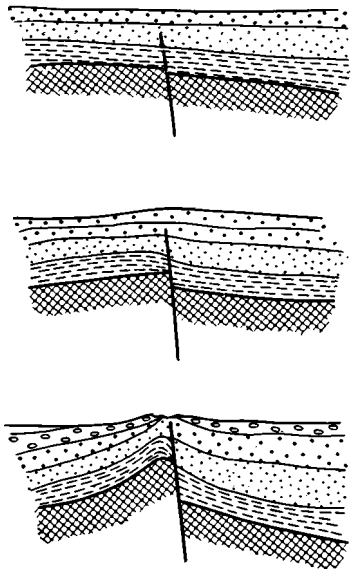
По Н. П. Васильковскому (1935), свита D, вытянутая вдоль северного склона горы Ак-Чоп, залегает с угловым несогласием на опрокинутой бурой свите, причем величина несогласия достигает 30—35°. К северу от горы Супетау, по его же данным, угловое несогласие между свитами D и $C_2$ равно 10°. Здесь и по северным крыльям других брахиантиклиналей вообще все свиты (от бурой и выше) на геологической карте более прерывисты, чем на южных (вследствие неоднократных размывов и трансгрессивных соотношений).

В пределах Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали многие горизонты неоген-древнечетвертичного разреза увеличиваются в мощности и по мере удаления от свода к крыльям и периклиналям становятся более тонкообломочными. В нижней половине бактрийского яруса это хорошо видно по песчаным прослоям. В верхней половине подобные изменения прослеживаются по обособленным прослоям известковых глин и мергелей, которые от периклиналей к своду замещаются алевролитами, лёссовидными суглинками и розовыми песчаниками.

Мощность верхней половины бактрийского яруса на северном крыле Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали по сравнению с мощностью южного крыла сокращается в 1,5—2 раза. Здесь нами выявлено угловое несогласие, след поверхности которого прослежен почти по всей длине крыла. Максимальное значение углового несогласия (40—50°) констатировано в более приподнятой части крыла, в направлении же к периклиналям оно постепенно уменьшается и, наконец, совсем исчезает. Соответственно разрез верхней половины бактрийского яруса становится более полным (фиг. 68).

Из всего сказанного следует, что северо-западные крылья надразломных брахиантиклиналей в процессе длительного развития претерпевали большие разрушения: разрез неоген-древнечетвертичных отложений в них более сокращенный, наблюдается много следов размыва, отмечаются угловые несогласия, при максимальной крутизне падения пластов и, наконец, наибольшее число поперечных сбросовых нарушений.

Участки разрушения в каждой из складок обычно заключены между поверхностью угловых несогласий и осевой плоскостью. С разной степенью интенсивности они наблюдаются почти во всех структурах и получили название зон деструктивного роста (Суворов, 1954). Им противопоставляются зоны конструктивного роста, т. е. те участки брахиантиклиналей, в которых особых разрушений нет, наблюдаемые же в них изменения фаций и мощностей происходят не скачкообразно, а плавно; кроме того, пласты здесь лежат полого, поперечные разрывные нарушения незначительны и трещиноватость развита слабее или даже затухает.



Фиг. 69. Схема развития Прикураминского разлома в неоген-четвертичное время

Примечательно, что зоны деструктивного роста по вертикали не совпадают со сместителями разломов фундамента. Сопоставление геологических и геофизических данных показало, что зоны деструктивного роста всегда смещены от сместителя разлома в сторону его поднимавшегося крыла. Это свойство погребенных разломов нам представляется важным, и его особенно надо иметь в виду при изучении закрытых рудных районов с глубинно-глыбовым строением.

В заключение подчеркнем, что установленная неравномерность развития отдельных частей зоны Прикураминского разлома вполне отвечает неравномерности его проявления на дневной поверхности. Вместе с тем при всей изменчивости разлома по простиранию его строение и схема развития в каждом данном сечении приблизительно одинаковы (фиг. 69). Это сильно отличает Прикураминский разлом от всех вышеописанных нарушений, характеризуя его в современной структуре как сравнительно неглубокий сброс.

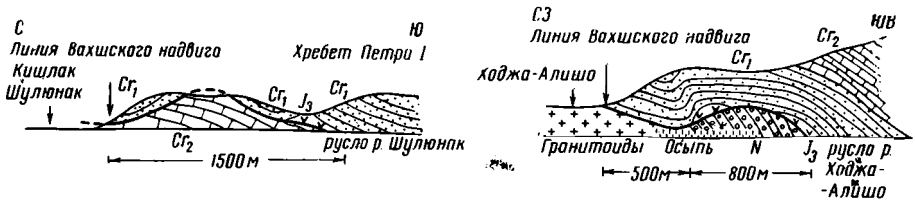
## 6. ВАХШСКАЯ НАДВИГОВАЯ ЗОНА

### Тектоническое положение и изученность зоны

Вахшская надвиговая зона была установлена И. Е. Губиным в 1940 г. и подробно описана им в ряде работ (Губин, 1960 и др.). Она 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. Она отделяет альпийские сооружения восточной части Таджикской депрессии (внешней зоны Памира) от герцинских структур Гиссарского и Алайского хребтов. 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 (Косминская и др., 1958).

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*), третичные красноцветные отложения (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 мезо-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*), морские отложения палеогена (до 870 *м*), третичные красноцветы (3200 *м*). Мезо-кайнозой находится в аллохтонном залегании и смят в серию наклоненных, опрокинутых к северу складок, сопряженных




Фиг. 70. Профиль Вахшского покрова (схематические полевые зарисовки И. Е. Губина, 1960)

с надвигами и чешуйчатыми структурами (фиг. 70). На дневной поверхности складки в виде пучка расходятся в юго-западном направлении, резко отличаясь по структурному рисунку от тектонических форм области герцинид. Еще южнее, за Каракульским надвигом, располагаются палеозойские образования Северного Памира, повторно дислоцированные в альпийскую орогению и дугообразно изогнутые в сторону герцинид.

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 далее к западу по Гиссарской долине; ширина прогиба колеблется от 15 до 30 *км*. Прогиб осложнен крутыми субширотными разломами, среди которых известны правые сдвиги.

На востоке Вахшская зона и параллельные ей дуги чешуйчато-складчатых структур Памира обрываются системой Тянь-Шань-Куньлуньского и Памиро-Каракорумского разломов северо-западного простирания, которые в настоящее время интерпретируются как грандиозные правые сдвиги (Пейве и др., 1964). Таким образом, Вахшская надвиговая зона является составной частью сопряженной динамопары разломов, которую в целом можно назвать Вахшско-Каракорумской. Она представляет собой крайний северный элемент сдвиго-надвиговых структур Памиро-Гималайского сектора Азии, далеко перемещенных в сторону Тянь-Шаня.

Район Вахшской надвиговой зоны изучается на протяжении уже более полувека. За это долгое время представления о его строении и развитии неоднократно изменялись, однако дискуссия происходила главным

образом вокруг одного вопроса: что было основной формой движения — сбросовые подвижки или перемещения по надвигам?

В соответствии с современными данными единственно правильным надо считать представление о том, что Вахшская зона является крупной надвиговой структурой. Большой вклад в разработку этого представления внесли работы И. Е. Губина, С. К. Овчинникова, В. Н. Шванова и некоторых других геологов. Структурными методами было установлено, что амплитуда Вахшского надвига составляет 8—9 *км*, а изучение фаций мезо-кайнозойских отложений в зоне Вахшского надвига показало, что они перемещены в горизонтальном направлении на 20 *км*.

Возраст надвигов и складчатости Памиро-Алая большинством геологов относится к концу альпийской орогении. И. Е. Губин, например, считает, что складчатость возникла здесь в конце неогена, а Вахшский надвиг, по его мнению, является даже четвертичным, «возможно, постэрозионным» (1960, стр. 242). По С. А. Захарову (1962), складчатые движения в Таджикской депрессии начались с олигоцена (с момента образования складок покрова) и достигли максимума к концу третичного периода. По южной границе Таджикской депрессии, которую С. А. Захаров намечает в качестве левого сдвига, горизонтальные движения стали проявляться со среднего эоцена.

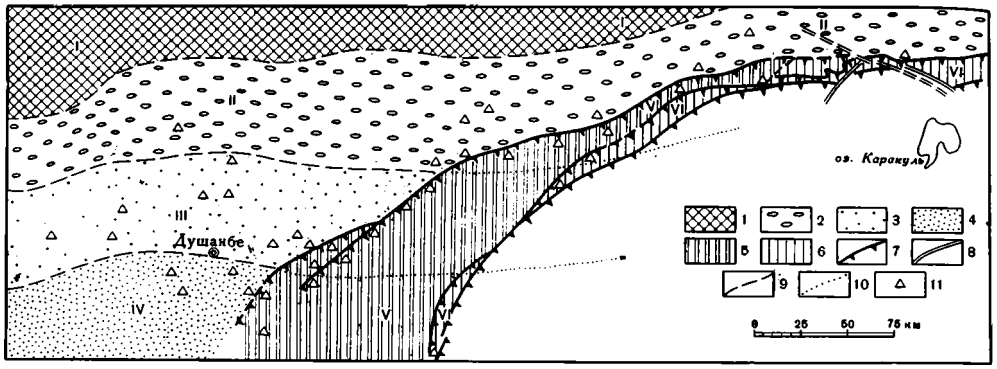
В существующей оценке Вахшской надвиговой зоны, с нашей точки зрения, остаются неясными два больших вопроса: какова истинная амплитуда горизонтальных перемещений по зоне и каков ее действительный возраст. Сейчас, по-видимому, нельзя согласиться с выводом о том, что амплитуда надвигов достигает 7—9 или даже 10—20 *км*; в действительности она много больше и, как уже отмечалось ранее (Суворов, 1963а), близка к 100 *км*. Точно так же нельзя признать правильным неоген-четвертичный возраст горизонтальных перемещений в пределах рассматриваемой площади; по нашим представлениям, они происходили не только в кайнозое, но также и в мезозое, отличаясь постоянством в направленности.

Ниже излагаются данные о строении мезо-кайнозойских отложений южных склонов Гиссарского хребта и прилегающих частей Таджикской депрессии, полученные в 1952—1954 гг. мною при участии в полевых работах студентов-дипломников московских вузов А. А. Аквилева, Г. П. Ососкова, А. Н. Леонтьева и В. А. Корнева. Анализ этих данных, а также опубликованных материалов К. В. Бабкова, Н. Н. Бобковой, Б. А. Борнемана, А. Р. Бурачека, В. А. Вахрамеева, И. Е. Губина, О. И. Зеленовой, А. П. Марковского, С. К. Овчинникова, А. В. Пейве, В. П. Ренгартена, С. Н. Симакова, А. Т. Тарасенко, Н. П. Хераскова, Н. И. Черняк, П. К. Чихачева и других позволил наметить четкую фациальную зональность отложений палеогена, верхнего мела и нижнего мела в области Памиро-Алайского сближения, выяснить соотношения фациальных зон между собой и с надвигами Вахшской зоны и показать большую, изменяющуюся от этапа к этапу амплитуду горизонтального смещения от Памира к Гиссару.

Здесь же приводится сравнение области Памиро-Алайского сближения с областью Западных Карпат, поразительно сходных друг с другом во многих отношениях.

## Нижнемеловые фации Вахшской зоны и соседних районов

Пространственное расположение фациальных зон нижнего мела определилось существованием в нижнемеловую эпоху поднятия на севере рассматриваемой территории и области прогибания на юге. На фиг. 71 показано, что область размыва (I) в нижнем мелу находилась в пределах Туркестанского хребта. В современных обнажениях отложения




Фиг. 71. Схема расположения нижнемеловых фациальных зон области Памиро-Алайского сближения.

*1* — размывавшаяся суша; *2* — конгломерато-песчаниковые, преимущественно континентальные фации; *3* — песчано-глинистые континентальные фации с морскими прослоями альба; *4* — песчано-глинистые континентальные фации с морскими прослоями верхнего готерива — апта и альба; *5* — песчано-глинистые (аргиллитовые) континентальные фации; *6* — то же, с прослоями конгломератов; *7* — зоны крупнейших надвигов; *8* — местные сдвиги; *9* — границы фациальных зон; *10* — то же, под покровами надвигов; *11* — местоположение опорных разрезов. Римские цифры поясняются в тексте

нижнего мела здесь отсутствуют, и верхний мел залегает непосредственно на породах палеозоя.

К области размыва с юга прилегают конгломерато-песчаниковые, в основном континентальные фации (фиг. 71, II). Конгломераты наиболее широко распространены в средней и северной частях Гиссарского и Алайского хребтов. Галька хорошо окатана, состоит из светло-красных, розовых, серых и белых палеозойских пород Южного Тянь-Шаня. В крайних южных обнажениях в верхах разреза присутствуют красные и серо-зеленые глины с прослоями известняков, содержащих фауну верхнего альба. Общая мощность отложений нижнего мела в этой фациальной зоне возрастает с севера на юг от 20 до 125—300 *м*; в некоторых впадинах она достигает 400 *м*.

В следующей зоне (фиг. 71, III), расположенной на южных склонах Гиссарского хребта, преобладают песчано-глинистые континентальные фации с морскими прослоями нижнего и верхнего альба. Последние представлены глинами и наблюдались в ряде обнажений. В северных разрезах преобладают песчаники и гравелиты (до мелкогалечных конгломератов на местных поднятиях). В предгорьях Гиссара возрастает роль глин. Мощность отложений колеблется в пределах 200—500 *м*.

В северной части Таджикской депрессии, к западу от г. Душанбе, намечается зона песчано-глинистых континентальных фаций с морскими прослоями готерива—апта и альба (фиг. 71, IV). В составе ее отложений довольно много гипсов, а также известняков и мергелей, часто встречаются алевролиты. Породы содержат включения красных глин и алевролитов, напоминающие гальки. В направлении с запада на восток морские отложения частично замещаются красноцветами и увеличивается роль песчаников (Джетымтау). Общая мощность пород нижнего мела 500—800 *м*.

Следующую фациальную зону (фиг. 71, V) образуют нижнемеловые отложения восточной части Таджикской депрессии (хребты Каратау, Вахшский, Петра I и др.). Здесь развиты главным образом красноцветные песчано-глинистые фации континентального происхождения, среди которых морские отложения неизвестны. Песчаники преимущественно мелкозернистые, глины превращены в аргиллиты. Отложения содержат

растительные остатки. В основании отдельных слоев наблюдается косая слоистость. Отмечается цикличное строение нижнемелового разреза в целом. Общая мощность отложений колеблется от 800 до 1300 *м*.

В Заалайском хребте среди песчано-глинистых отложений нижнего мела появляются грубые песчаники, а вверху — 100-метровая пачка конгломератов. Здесь намечается еще одна, слабее выраженная фациальная зона (фиг. 71, VI) с изменчивой мощностью (400—500 и 1000—1400 *м*). Она протягивается в направлении к Дарвазу и указывает на то, что в раннем мелу область размыва располагалась на юго-востоке Памиро-Алая.

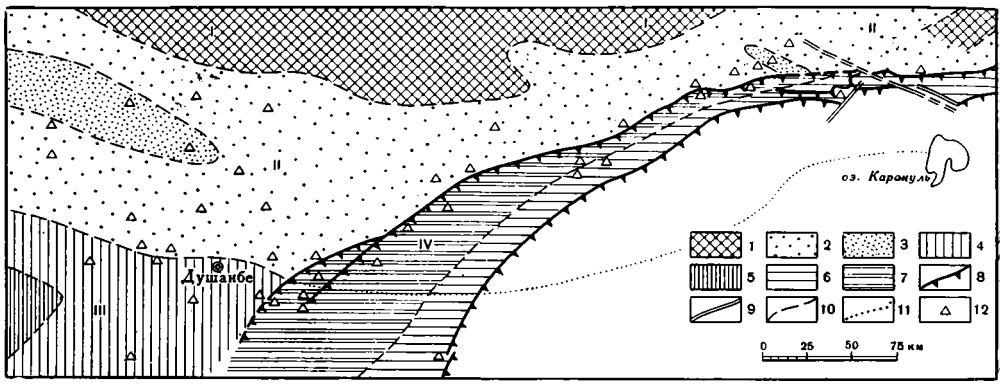
Пространственное расположение фациальных зон нижнего мела строго закономерно лишь в западных районах рассматриваемой области. Здесь, к северу и юго-западу от г. Душанбе, континентальные и континентально-морские фации имеют широтные простирания, отражая закономерные изменения разреза по меридиану, от размываемой Гиссарской суши к внутренним частям нижнемеловой депрессии. К востоку же от г. Душанбе, где проявляются надвиги, простирание фациальных зон очень резко становится северо-восточным. По линии Вахшского надвига зона континентальных песчано-глинистых (аргиллитовых) фаций (фиг. 71, V) наискось соприкасается сразу с тремя другими зонами (II, III, IV). При этом мощность отложений нижнего мела скачкообразно изменяется. По И. Е. Губину (1960), например, в северном (подмятом) крыле Вахшского надвига она имеет значения от 270 до 528 *м*, тогда как в южном — от 1000 до 1400 *м*.

Никакими палеогеографическими особенностями бассейна седиментации подобные соотношения различных фациальных зон объяснить нельзя. Зона V явно находится во вторичном залегании и перекрывает более северные фациальные зоны по надвигам. Амплитуда перекрытия составляет, вероятно, около 100 *км*, «перепад» же мощностей нижнемеловых отложений в среднем равен 1 *км*.

### Фациальные зоны верхнего мела

Во вторую половину мелового периода суша (фиг. 72, I) по-прежнему располагалась на севере Памиро-Алая. Однако ее южная граница приобрела форму выпуклой к югу дуги и несколько сместилась к Таджикской депрессии. В современных обнажениях южнее этой границы устанавливается несколько фациальных зон.

По изолированным небольшим впадинам между Гиссарской долиной и Туркестанским хребтом, выполненным отложениями верхнего мела, намечается зона карбонатно-песчано-глинистых и гипсоносных фаций (фиг. 72, II). В наиболее северных участках этой зоны мощность отложений не превышает 200—350 *м*, а в разрезах довольно существенная роль принадлежит грубообломочному материалу. Так, сеноман в бассейне р. Зеравшан представлен песчаниками и конгломератами. В карбонатно-песчано-глинистых отложениях турона по р. Зидды встречаются прослои конгломератов. Сенонский ярус южных склонов Гиссарского и Алайского хребтов почти целиком сложен песчаниками и глинами. В разрезе верхнемеловых отложений по р. Оби-Сафед много песчаников и гравийных конгломератов. У пос. Дараут-Курган отложения турона и сенона содержат многочисленные прослои пестроцветных песчаников. В отдельных местах отложения сенона и датского яруса неизвестны. В южных участках зоны, например в предгорьях Гиссарского хребта, мощность пород верхнего мела возрастает до 300—450 *м*, а в некоторых впадинах — до 500—700 *м*. В разрезах здесь преобладают известняки, гипсы и пестроцветные глины, нередко почти нацело вытесняющие обломочный материал (Новобад, Шуль и Лайоба).




Фиг. 72. Схема расположения верхнемеловых фациальных зон области Памиро-Алайского сближения.

*1* — размывавшаяся суша; *2* — карбонатно-песчано-глинистые фации мощностью менее 500 *м*; *3* — то же, мощностью 500—700 *м*; *4* — преимущественно глинистые фации мощностью 500—900 *м*; *5* — то же, мощностью 1000—1100 *м*; *6* — карбонатные и карбонатно-глинистые фации мощностью менее 1000 *м*; *7* — то же, мощностью 1000—1300 *м*; *8* — зоны крупнейших надвигов; *9* — местные сдвиги; *10* — границы фациальных зон; *11* — то же, под покровами надвигов; *12* — местоположение опорных разрезов. Римские цифры поясняются в тексте

Следующую, более южную зону (фиг. 72, III) составляют преимущественно глинистые фации верхнего мела, широко развитые в хребтах Бабатаг — Джетымтау. Здесь отложения сеномана представлены глинами с прослоями песчаников, гипсов, известняков, породы турона — глинами с тонкими, нередко исчезающими прослоями известняков, отложения сенона — переслаивающимися глинами и песчаниками с подчиненными прослоями известняков, а породы датского яруса — гипсами и глинами с тонкими прослоями известняков. Общая мощность верхнемеловых отложений составляет 730—930 *м*. К западу от хр. Бабатаг мощность пород верхнего мела (в глинистых же фациях) возрастает до 1000—1100 *м* и более.

К югу и юго-востоку от суши, в хребтах Каратау, Тианском, Вахшском, Петра I, Заалайском и других, прослеживается зона карбонатных и карбонатно-глинистых фаций (фиг. 72, IV). В разрезах сеномана и турона преобладающими становятся известняки и мергели, чередующиеся с глинистыми сланцами и аргиллитами; иногда встречаются гипсы. Сенон всюду представлен мощной пачкой рудистовых известняков, датский ярус — гипсами с прослоями глинистых сланцев. Мощность карбонатно-глинистых фаций близ Вахшского надвига составляет 1000—1300 *м*. В полосе предгорий Дарваза и восточной части Заалайского хребта при том же примерно составе отложений их мощность не выходит за пределы 537—865 *м*. На Северном Памире отложения верхнего мела неизвестны (размыты).

Наибольший интерес в смысле оценки пространственных тектонических соотношений разрезов верхнего мела представляет положение зоны его карбонатных и карбонатно-глинистых фаций (IV). Эта зона получила распространение исключительно к юго-востоку от Вахшского надвига, и по нему соприкасается с разными частями карбонатно-песчано-глинистой (II) и глинистой (III) фациальных зон, расположенных в более западных и северных районах Памиро-Алая. Величина перекрытия западной и северной фациальных зон по Вахшскому надвигу составляет не менее 70 *км*. Наблюдаемый «перепад» мощностей в его крыльях в среднем равен 375—585 *м*.

## Фациальные зоны палеогена

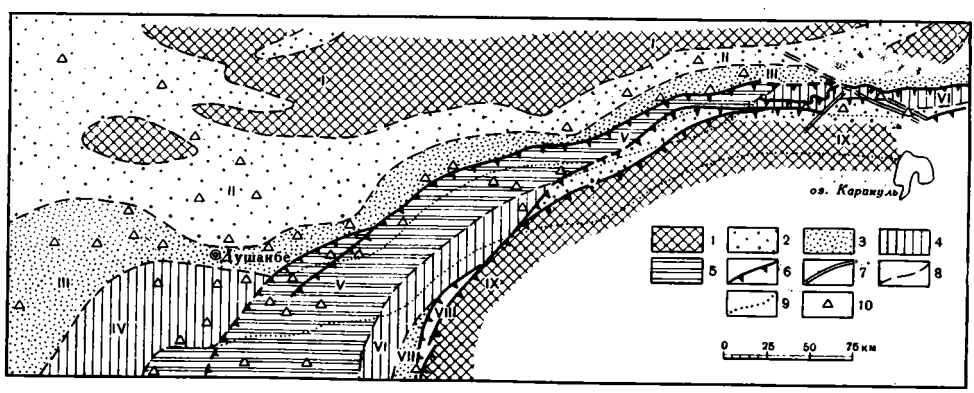
Палеогеновым зонам на площади Памиро-Алая свойственно симметричное расположение (фиг. 73, I—IX). Участки суши устанавливаются как на севере, в хребтах Туркестанском и Алайском, так и на юге, в пределах Северного Памира. За счет появления главным образом южной суши контуры палеогенового бассейна по сравнению с меловыми сильно сузились. К участкам суши с обеих сторон прилегают краевые прибрежные фации палеогенового бассейна, с одной стороны южногиссарские (II), а с другой — дарваз-каракульские (VIII), в современном срезе сохранившиеся в нескольких впадинах. Палеогеновый разрез состоит здесь из двух частей — нижней, морской, и верхней, континентальной. Нижняя часть (бухарский, сузакский, алайский и туркестанский ярусы) сложена карбонатными и глинистыми отложениями мощностью от 40 до 200—230 *м*, которые по направлению к участкам суши, соответственно на север и на юг, постепенно выклиниваются и обогащаются обломочным материалом. Верхняя часть (риштанский, исфаринский, ханабадский и сумсарский ярусы) представлена красноцветными грубообломочными отложениями, неотделимыми от вышележащей неоген-четвертичной молассовой толщи.

Далее к центру палеогенового бассейна следуют предгиссарские (III) и преддарвазские (VII) фации. В разрезе палеогена по-прежнему выделяются две части, но мощность морских осадков возрастает до 350 *м*.

Северотаджикские (IV) и южнотаджикские (VI) фации палеогена, расположенные еще ближе к центру бассейна, местами почти целиком, за исключением сумсарского яруса, являются морскими образованиями и имеют мощность порядка 550 *м*. В их составе преобладают известняки и глины с прослоями гипсов и мелкозернистых песчаников.

Наконец, центральнотаджикские фации (V) палеогена представлены исключительно морскими осадками. В них отчетливо выделяются обычные восемь ярусов, суммарная мощность которых составляет 700—870 *м*.

В западных районах Памиро-Алтая, особенно на южных склонах Гиссарского хребта и в смежных участках Таджикской депрессии, где крупные надвиги отсутствуют, фации палеогеновых отложений (точнее, разные типы их разрезов) всюду выдерживаются и сохраняют строгую последовательность в своем расположении.




Фиг. 73. Схема расположения палеогеновых фациальных зон области Памиро-Алайского сближения.

*1* — суша (I, IX); *2* — южногиссарские (II) и дарваз-каракульские (VIII) фации; *3* — предгиссарские (III) и преддарвазские (VII) фации; *4* — северотаджикские (IV) и южнотаджикские (VI) фации; *5* — центральнотаджикские (V) фации; *6* — зоны крупнейших надвигов; *7* — местные сдвиги; *8* — границы фациальных зон; *9* — то же, под надвинутыми покровами; *10* — местоположение опорных разрезов

Восточнее г. Душанбе, где надвиги проявляются с наибольшей отчетливостью, картина резко меняется. Центральнотаджикские фации (V) по линии Вахшского надвига приходят в соприкосновение с северными выходами предгиссарских фаций (III), перекрывая южные части последних, а также северотаджикские фации (IV). Еще далее к востоку центральнотаджикские фации постепенно выклиниваются и затем полностью исчезают между сильно сближенными субширотными отрезками Вахшского и Дарваз-Каракульского надвигов. Здесь переходные фации обнаруживаются лишь обрывками, в отдельных чешуях. Южнотаджикские фации (VI), например, в направлении с юго-запада на северо-восток исчезают под дугой Дарваз-Каракульского надвига, выходя из-под нее лишь севернее оз. Каракуль через 100—115 *км* после исчезновения.

Соприкасающиеся по надвигам разрезы отложений палеогена чрезвычайно отличаются друг от друга. По линии Вахшского надвига, в частности, «перепад» мощностей морских отложений палеогена местами составляет почти 0,5 *км*, красноцветные грубообломочные отложения риштанского — сумсарского ярусов внезапно сменяются тонкообломочными морскими, а центральнотаджикские (V), наиболее глубоководные фации оказываются значительно ближе к Гиссарской суше, чем фации прибрежно-морские. Все это невозможно объяснить особенностями седиментации. Здесь налицо факт тектонического сближения фаций, происшедшего в результате развития покровных структур.

Амплитуда перекрытия фациальных зон палеогена по Вахшскому надвигу достигает 50—55 *км*, по Дарваз-Каракульскому — 40—45 *км*, а суммарно в области Памиро-Алайского сближения она составляет не менее 90—100 *км*.

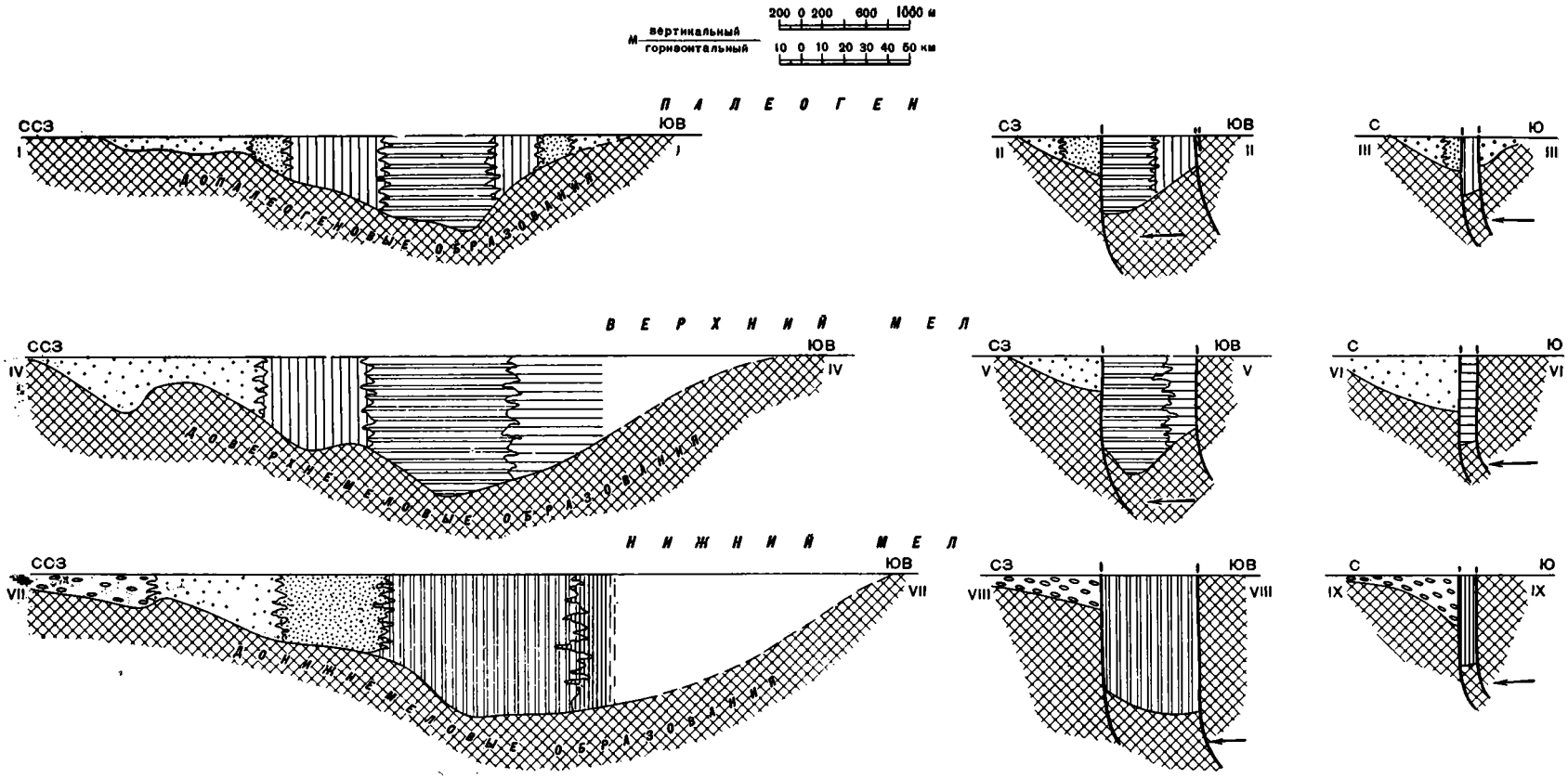
### О длительности развития Вахшской надвиговой зоны

Имеется довольно много фактов, косвенно указывающих на длительное существование в мезозое и кайнозое направленных горизонтальных напряжений и надвигов в области Памиро-Алая.

Например, сравнение фациальных схем мела и палеогена совершенно определенно указывает на переориентировку фациальных зон со временем, что особенно характерно для площади автохтона. Нижнемеловые автохтонные зоны (см. фиг. 71) простираются в основном субширотно; верхнемеловые зоны (см. фиг. 72) дугообразно выпуклы к югу, причем против дуги Вахшского надвига они имеют восток-северо-восточное и северо-восточное простирание; зоны палеогена (см. фиг. 73) отличаются еще более устойчивым северо-восточным простиранием. Таким образом, фациальные зоны от нижнего мела к палеогену последовательно как бы вращаются в горизонтальной плоскости против часовой стрелки. С другой стороны, чем моложе рассматриваемые отложения, тем в них по мере приближения к Вахшскому надвигу все более начинают обнаруживаться признаки выклинивания по простиранию (наиболее заметные для фациальных зон палеогена).

Данные явления нельзя связать с вращением глыб автохтона, поскольку известно, что в палеозойском обрамлении Таджикской депрессии (на севере) глыбовые движения мезо-кайнозойского времени были в основном вертикальными, а возникшие структуры отличались устойчивым положением. Вращательные движения фациальных зон против часовой стрелки и заметное сужение наиболее молодых из них близ надвига явились, скорее всего, результатом горизонтальной миграции фациальных зон, которая, очевидно, была вызвана натиском поднятий Памира, направленным с юга на север.

Анализ распределения мощностей меловых и палеогеновых отложений западной части Таджикской депрессии (фиг. 74, профили I—I, IV—IV, VII—VII) дает примерное представление о том, как протекал этот




Фиг. 74. Схематические фациальные профили отложений мела и палеогена области Памиро-Алайского сближения.

Фациальные профили: I — I, IV — IV, VII — VII — для западной части Таджикской депрессии; II—II, V—V, VIII—VIII — для восточной части Таджикской депрессии; III—III, VI—VI, IX—IX — для Алайской долины и Заалайского хребта. Условные обозначения к палеогену см. на фиг. 73, к верхнему мелу — на фиг. 72, к нижнему мелу — на фиг. 71

процесс по вертикали. На севере мы видим несколько частных впадин и поднятий, которые в нижнемеловое, верхнемеловое и палеогеновое время развивались практически в одних и тех же границах; менялась только их глубина, и, может быть, при общем подъеме они чуть-чуть смещались в сторону Таджикской депрессии. В противоположность этому южный борт депрессии был крайне неустойчивым — на протяжении мела и палеогена он сместился к северу на десятки километров.

Таблица 2

| Возраст | Амплитуда Вахшского надвига по вертикали, *м* | Амплитуда Вахшского надвига по горизонтали, *км* |
|---|---|---|
| Палеоген . . . . . | 200—490 | 50—55 |
| Верхний мел . . . . | 375—585 | 70 |
| Нижний мел . . . . | 790—1130 | 100 |

Грубообломочные отложения конца мела — начала палеогена более всего характерны для южной окраины Таджикской депрессии, куда они сносились с Дарваза. Выше по разрезу обломочные отложения становятся тоньше, но в каждом более молодом горизонте они оказываются севернее и, наконец, сливаются с обломочными образованиями предгорий Гиссара. Таким образом, осадки Таджикской депрессии (структуры бокового сжатия) по вертикали характеризуются наклонным расположением обломочных фракций, восходящих по мере удаления от источника сноса.

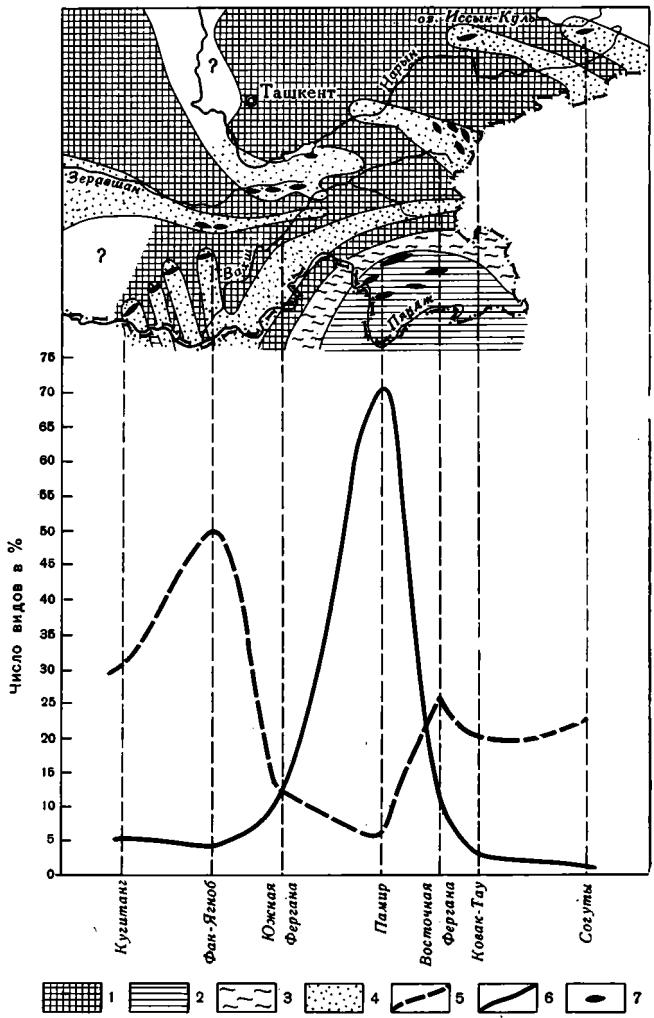
Общий размах миграции южного борта депрессии и в плане, и в разрезе слишком велик, чтобы его можно было объяснить простым воздыманием Памира. Рядом исследователей воздымание на протяжении мезозоя и кайнозоя установлено и для Гиссара, однако результаты этого, как мы знаем, получились совсем иные; во всяком случае сколько-нибудь значительных надвигов там не возникло.

О том, что миграция конседиментационных структур в направлении от Памира к Гиссару и Алаю в течение мела и палеогена сопровождалась сингенетичными надвигами (или эпизодическими их проявлениями), говорит закономерное, установленное при фациальном анализе изменение амплитуды Вахшского надвига с переходом от более молодых отложений к древним. Чем древнее здесь отложения, по которым мы определяем амплитуду, тем последняя соответственно больше. Этот вывод иллюстрирует фиг. 74 (профили II — II, V — V, VIII — VIII и III — III, VI — VI, IX — IX), а также табл. 2.

Аналогично протекало развитие Памиро-Алая и в более ранние этапы мезо-кайнозойской истории, о чем можно судить, в частности, по расположению эффузивно-кластических, песчано-глинистых и гипсоносных отложений Заалайского нижнемезозойского прогиба (как в разрезе, так и по площади). Этот прогиб в интервале с конца перми и до конца юрского периода, по А. В. Григорьеву (1958), испытал, по крайней мере, двукратное смещение в северном направлении, отступая от Памира и наступая на Тянь-Шань.

В соответствии со сказанным большой интерес приобретает характер распределения позднетриасовой флоры на Памире и в более северных и западных районах (фиг. 75), недавно выявленный Т. А. Сикстель (1962). Оказывается, состав флоры Памира отличается от флор всех других районов Средней Азии преобладанием теплолюбивых цикадофитов, указывающих на принадлежность Памира (так же, как Кавказа, Вьетнама и др.) к прибрежным областям Тетиса.

Проникновение теплолюбивой флоры на север и ее положение среди менее теплолюбивых флор соседних западных районов Т. А. Сикстель




Фиг. 75. Диаграмма соотношения гинкговых и цикадофитов в местонахождениях позднетриасовых растений Средней Азии (Сикстель, 1962).

*1*— возвышенности; *2*— море; *3*— зоны, временами затоплявшиеся морем; *4* — аллювиальные долины; *5* — содержание гинкговых; *6* — содержание цикадофитов; *7*— современные выходы триасовых отложений

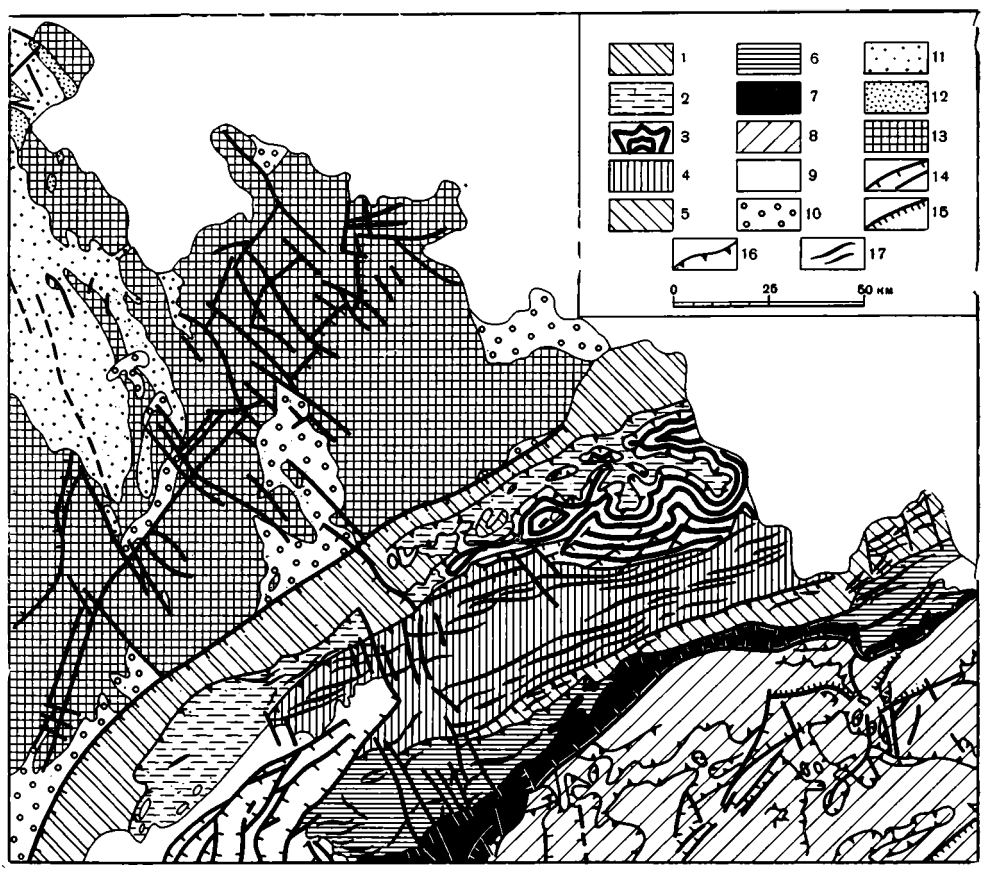
связывает с неравномерностями рельефа. Однако еще из работ Н. М. Синицына (1948) известно, что горы Западного Тянь-Шаня и Алая в конце перми были пенепленизированы. И. Е. Губин же отмечает, что «В мезозойское время вертикальные движения территории Южного Тянь-Шаня были слабыми и она пережила стадию платформенного развития» (1960, стр. 161).

Непонятное пространственное положение теплолюбивых позднетриасовых флор легко объясняется последующими горизонтальными перемещениями Памира на север. При этом выясняется, что для «приведения» позднетриасового седиментационного бассейна к нормальному по широте положению необходимо «передвинуть» Памир к югу на расстояние не меньшее (а, пожалуй, большее), чем то, какое устанавливается по сближению нижнемеловых фациальных зон. Вероятно, горизонтальные подвижки в Памиро-Алае происходили уже в начале мезозоя.

В заключение необходимо подчеркнуть, что процесс надвиговых перемещений при их общей направленности с юга на север происходил в мезозое и кайнозое неравномерно. В этом отношении особо выделяется неоген-четвертичный этап как время наиболее ускоренных подвижек. Половина амплитуды Вахшского надвига — 50 *км* (подсчитанная по сближению фациальных зон палеогена) приходится в основном на неоген-четвертичное время (25 млн. лет), тогда как другая половина приходится уже на палеоген, верхний и отчасти нижний мел вместе взятые, т. е. на 75—100 млн. лет.

## О сходстве Вахшской надвиговой зоны с надвигами Западных Карпат

Как известно, Западно-Карпатская складчатая система образована крупными, разбуренными и прекрасно изученными надвиговыми и покровными структурами, расположенными на северном краю Средиземноморской геосинклинальной области.




Фиг. 76. Тектоническая карта флишевой зоны Западных Карпат и соседних районов (выкопировка из тектонической карты Чехословакии, 1960 г., с. упрощениями).

Западно-Карпатская система. *1* — Карпатский передовой прогиб (N); *2* — Жданице-Субсилезская подзона ($J_3$—$N_1$); *3* — Силезская подзона ($J_3$—$Pg_3$); *4* — Рачанская подзона ($J_1$—$Pg_2$); *5* — Бистрицкая подзона ($J_1$—$Pg_2$); *6* — Белокарпатская подзона (T—$Pg_2$); *7* — клипповая переходная зона (Cr); *8* — внутренние Карпаты; *9* — постпалеогеновые впадины флишевой зоны. Чешский массив: *10* — верхний ярус платформенного чехла ($Pg_3$—Q); *11* — средний структурный ярус (Cr); *12* — нижний структурный ярус ($P_2$—J); *13* — фундамент Чешского массива. Частные структуры: *14* — сбросы; *15* — взбросы; *16* — пологие и покровные надвиги; *17* — антиклинали флишевой зоны

К северу от складчатой системы (фиг. 76) размещается Чешский (или Богемский) массив, весьма похожий на герциниды Гиссаро-Алая. Этот массив представляет собой область, полностью консолидированную герцинским тектогенезом, развивающуюся затем как часть эпигерцинской платформы и омоложенную третичными глыбовыми движениями.

В вертикальном разрезе Чешский массив состоит из двух единиц — платформенного чехла ($P_2$ — J, Cr, $Pg_3$ — N) и палеозойского фундамента, сложенного осадочными, вулканогенными и интрузивными формациями герцинского и каледонского циклов. Крутыми разломами массив разбит на многочисленные глыбы. Выделяются несколько направлений разломов, но главными являются северо-западные и северо-восточные разломы, разбивающие массив, как и в Гиссаро-Алае, на системы ромбов.

Северо-восточная граница массива прослежена в Силезии. Несмотря на наличие платформенных отложений, там она довольно отчетлива благодаря краевому Судетскому сбросу и (еще северо-восточнее) большому сбросу долины р. Одры. По этим сбросам краевой участок Чешского массива был поднят в виде горста северо-западного простирания.

Чешский массив и Западно-Карпатская система разделены Карпатским краевым прогибом, заполненным неогеновыми молассами значительной мощности. Этот прогиб параллелизуется нами с Предгиссарским прогибом Памиро-Алая.

В Западно-Карпатской системе южнее краевого прогиба различаются флишевая зона, переходная зона клиппов, центральная зона и зона неогеновых внутренних депрессий и вулканитов. Краевой прогиб и флишевая зона рассматриваются в качестве внешних частей Западных Карпат и противопоставляются центральным (внутренним) зонам мезо-кайнозойских формаций.

Основываясь на тектонической сводке по Чехословакии (Будай и др., 1963), мы подробно остановимся только на флишевой зоне, структурно более всего похожей на зону Вахшского надвига в Памиро-Алае. В этой зоне широко развиты отложения палеогена, меньше распространены меловые и неогеновые отложения; в отдельных участках обнажена юра. Ширина флишевой зоны около 50 *км*, простирание ее северо-восточное, причем, как и в Памиро-Алае, надвиговые линии дугообразно выпуклы к северо-западу.

На востоке Чехословакии широко развиты взбросы северо-западного простирания. Одни из них, в районе Черховских гор, где узкой полосой обнажаются меловые и юрские отложения, наклонены к северо-востоку, а другие, более восточные — к юго-западу. Система этих крутых разломов, судя по геологическим картам, служит как бы продолжением сбросов Силезии, о которых говорилось выше. Геологическая карта Польши, в частности, показывает, что главная надвиговая линия Карпат приобретает в плане на продолжении Силезских обросов ступенчатое строение. По-видимому, можно сделать вывод, что дугообразные в плане надвиги флишевой зоны обрываются разломами северо-западного простирания, а в зоне последних, по аналогии с районами Восточного Памира и Каракорума, можно предполагать правосторонние сдвиговые подвижки; другими словами, надвиги флишевой зоны и прилежащие к ним разломы северо-западного простирания составляют динамопару, подобную Вахшско-Каракорумской.

Интересно расположение фациальных подзон в палеогене флишевой зоны Западных Карпат, которые в направлении от герцинид к внутренней части альпийской области, постепенно изменяясь по мощности и составу, закономерно сменяют друг друга (см. фиг. 76). В то же время по простиранию фациальные подзоны выдерживаются на многие десятки километров.

Всего во Внешних Карпатах различают пять фациальных подзон, покоящихся на разновозрастном основании (с севера на юг); Жданице-Субсилезская, Силезская, Рачанская, Бистрицкая и Белокарпатская.

В разрезе палеогена Жданице-Субсилезской подзоны выделены: палеоцен (150—300 *м*) — серые песчанистые мергели, темные и пестроцветные аргиллиты и глины с прослоями песчаников и конгломератов; эоцен (300—500 *м*) — те же породы, с преобладанием на юго-западе пестроцветных аргиллитов; олигоцен (до 1600 *м*) — песчанистые мергели, рыхлые слюдистые песчаники, изредка конгломераты, местами с пестроцветным материалом. Общая мощность отложений палеогена — 2400 *м*. Они связаны постепенными переходами с отложениями верхнего мела.

В Силезской подзоне, несколько похожей на предыдущую, палеоцен (450—500 *м*) представлен песчанисто-пелитовыми осадками, содержащими горизонт песчаников и конгломератов, а на севере — пестроцветными аргиллитами. Эоцен (250 *м*) слагают в основном пестроцветные аргиллиты, олигоцен — чередующиеся песчанистые и песчанисто-аргиллитовые горизонты мощностью 1600 *м*. Общая мощность этих отложений, непосредственно продолжающих верхнемеловые, равна 2350 *м*.

В Рачанской подзоне палеоцен залегает на отложениях верхнего мела трансгрессивно и, участками, с постепенными переходами. Разрез его начинается пестроцветными аргиллитами (20—80 *м*), далее следуют соланьские слои — псаммиты и псефиты (до 1300 *м*), охватывающие палеоцен и нижний эоцен. Иногда в них начинают преобладать пелито-псаммитовые горизонты, а в некоторых обнажениях верхи палеоцена и нижний эоцен сложены пестроцветными аргиллитами или тонкоритмичным флишем с прослоями пестроцветных аргиллитов. Палеогеновый комплекс заканчивается мощным флишем (1700—2400 *м*) — известковистыми аргиллитами и глауконитовыми песчаниками среднего — верхнего эоцена. Максимальная мощность отложений палеогена достигает 3700 *м*.

В Бистрицкой фациальной подзоне разрез палеогена неполный. Палеоцен — средний эоцен представлены песчаниками (200—400 *м*), выше переходящими в пестроцветные аргиллиты. Верхний эоцен образован плотными глинистыми известняками, аргиллитами и песчанистыми известняками мощностью 1600 *м*. В данном разрезе, как и в предыдущей подзоне, олигоцен отсутствует.

Последняя из указанных подзон — Белокарпатская — сложена флишем палеоцена — среднего эоцена (500 *м*) и известковистыми пелитами и песчаниками с редкими прослоями конгломератов верхнего эоцена (1800 *м*). На южном краю флишевой геосинклинали в базальных слоях палеогена, трансгрессивно налегающих на зону клиппов, совсем не содержится грубого обломочного материала из более северных зон. Редко встречается здесь и материал, происхождение которого, как считают, можно было бы связать с клипповым мезозоем.

Приведенные характеристики фациальных подзон свидетельствуют о том, что разрез палеогена в направлении от Чешского массива к Внутренним Карпатам становится наиболее тонкообломочным, пестроцветные прослои в нем постепенно исчезают, возрастает роль флиша, а мощность сначала увеличивается от 2,3 до 3,7 *км*, но затем снова получает прежнее значение, намечая полосу наибольшего прогибания в пределах Рачанской подзоны. Общий стиль изменений довольно близок к тому, который был отмечен для области Памиро-Алайского сближения, хотя разрез там почти не содержит флишевых отложений.

Фациальные подзоны Внешних Карпат отделены одна от другой надвигами и взбросами, наклоненными к юго-востоку и к югу. Эффектно выражены покровные структуры с широким развитием тектонических окон и останцов, а также сильно сжатые складки, опрокинутые в северных румбах.

По данным геологических съемок и бурения Жданице-Субсилезская (фронтальная) подзона надвинута к северо-западу на гельветские отложения краевого прогиба на 5—6 *км*, а ее северо-восточная часть перемещена на нижний тортон на 12—16 *км*; здесь миоценовый субстрат залегает на глубинах 200—800 *м* в виде зоны шириной 6—18 *км*, выходя из-под покрова в небольших тектонических окнах.

Силезская подзона, как считают по расположению субсилезских фаций в тектонических окнах, перемещена к северу приблизительно на 20—25 *км*, причем бурением в предгорьях Бескид установлено, что первые надвиговые подвижки произошли перед ранним тортоном. В юго-западном направлении Силезская подзона, в свою очередь, исчезает под Магурскими клиппами. Там Жданице-Субсилезская подзона по надвигам соприкасается непосредственно с Рачанской подзоной, так что в мощности и фациальном облике палеогена имеет место резкий скачок (аналогичный скачкам в Вахшской надвиговой зоне).

Рачанская подзона, в западных районах перекрывающая Силезскую подзону, на востоке, в пределах территории Польши, характеризуется амплитудой смещения, которая по данным бурения составляет не менее 10 *км*. Общая же амплитуда, намечаемая по соотношению фациальных подзон, по-видимому, достигает 30 *км*.

Бистрицкая подзона, максимальная ширина которой колеблется от 10 до 15 *км*, в западном направлении скрывается под надвигом Белых Карпат. В результате смещения последних тектонический контакт Рачанской и Бистрицкой подзон перекрыт не менее чем на 5 *км*.

Ширина Белокарпатской подзоны, трансгрессивно залегающей на переходной клипповой зоне, при прослеживании с юго-запада на северо-восток постепенно уменьшается, затем подзона исчезает под взбросами меловых отложений, выходя из-под них только через 50 *км* после исчезновения. Здесь также можно предполагать некоторое перекрытие флишевого палеогена, несмотря на то, что разрывы по краю клиппов наклонены к югу довольно круто.

Суммарная амплитуда надвигов и покровных структур флишевой зоны Западных Карпат, по данным чехословацких геологов, превышает 60 *км*, причем это расстояние, подтвержденное и бурением, и геологической съемкой, нашло отражение главным образом в тектоническом сближении фациальных подзон. Довольно близкие значения амплитуды нами были установлены и для Вахшской надвиговой зоны в Памиро-Алае. Примечательно, что эта амплитуда была получена с помощью того же метода изучения явлений тектонического сближения фаций.

Если обратиться к данным о тектоническом развитии Западно-Карпатской системы в мезозое и кайнозое, то выясняется интересное совпадение (отмеченное и в Памиро-Алае) в направленности непосредственных перемещений по надвигам и длительной миграции конседиментационных структур, которые в обоих случаях происходили с юго-востока на северо-запад.

Так, в триасе главный бассейн осадконакопления был расположен в южных районах Центральных Карпат. В юрский период он переместился в северные части центральной зоны и в клипповую зону. Продвигаясь к северу, море в этот период постепенно затопило триасовую сушу Внешних Карпат. К началу верхнего мела внутренние районы Карпат стали ареной интенсивнейших орогенических процессов.

В палеогене полоса наибольших прогибаний сместилась во Внешние Карпаты (Рачанская подзона). В южных подзонах разрез палеогена заканчивается эоценом, тогда как на севере (Жданице-Субсилезская и Силезская подзоны) широко распространены мощные отложения олигоцена. Очевидно, миграция структур к северу неуклонно продолжалась в течение всего палеогена.

В неогеновый период Внутренние Карпаты испытывали лишь вертикальные движения с проявлениями ундационного вулканизма. Во Внешних Карпатах в это время все еще продолжалось складкообразование, надвигание фронтальных покровов на краевой прогиб и дополнительное надвигание отдельных частных покровов внешней флишевой зоны.

Имея в виду закономерную последовательность в образовании структур Западно-Карпатской системы, чехословацкие авторы намечают разные возрастные рамки формирования основных внешнекарпатских фациальных подзон. Крайняя южная подзона — Белокарпатская — характеризуется ими индексом $T — Pg_2$, Бистрицкая и Рачанская подзоны — $J_1—Pg_2$, Силезская — $J_3 — Pg_3$; а крайняя северная, Жданице-Субсилезская — индексом $J_3—N_1$; некоторые части последней вообще начали формироваться только в позднем мелу.

Обширные материалы по Западно-Карпатской системе дают основание полагать, что длительная и направленная возрастная миграция конседиментационных структур в значительной мере соответствует длительности развития надвигов. Очевидно, последние в Карпатах (как и в Памиро-Алае) не только были характерны для конечных этапов мезо-кайнозойского развития области, но и возникали в какие-то более ранние отрезки времени.

* * *

Сравнением структур Памиро-Алая и Западно-Карпатской системы мы хотели выявить комплекс структурных и историко-геологических данных, которые могли бы служить общими геологическими признаками крупноамплитудных (до сотни километров), длительно развивающихся надвиговых перемещений. Очевидно, такими признаками являются: 1) наличие системы дугообразных в плане надвигов и взбросов регионального значения; 2) дисгармоничное пространственное расположение первичных фациальных зон, с элементами значительных перестановок и скачкообразного сближения вкрест простирания по надвигам; 3) закономерная возрастная миграция (перекатывание) конседиментационных структур в одном направлении на большие расстояния (многие десятки километров); 4) региональное площадное развитие чешуйчато-складчатых структур, наклоненных или опрокинутых в сторону надвигания; 5) сопряженность дугообразных надвигов под прямыми или тупыми углами с крупными сдвигами, амплитуда которых значительна, а вектор сдвигового смещения отвечает вектору надвигания.

Комплекс перечисленных и некоторых других геологических признаков позволяет, как нам кажется, определять крупные горизонтальные перемещения по надвигам без дополнительного проведения широких буровых работ. Доказательством этому являются те примеры надвигов в Средней Азии и Казахстане, которые были описаны выше.

## 7. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРУГИХ КРУПНЫХ РАЗЛОМОВ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

За последние два десятилетия усилиями огромного коллектива геологов-съемщиков в Казахстане и Средней Азии была открыта и закартирована густая сеть разломов. Различные тематические исследования показали, что многие из этих последних в своем строении и развитии обладают рядом интересных специфических особенностей.

Пользуясь литературными опубликованными материалами, рассмотрим кратко характерные черты наиболее крупных разломов — их морфологию, направление движения их крыльев, а также некоторые выявленные особенности развития этих разломов в палеозое, мезозое и кайнозое. Полнота имеющихся материалов по тем или иным разломам различна,

но в совокупности они обрисовывают достаточно ясную картину глыбового строения рассматриваемой территории.

Приводимое ниже описание разломов составлено раздельно для областей каледонской, герцинской и альпийской стабилизации, а в их пределах — в направлении с севера на юг и с запада на восток.

### Область каледонской стабилизации

Как известно, область каледонид охватывает Северный Казахстан, западные части Центрального Казахстана и Северный Тянь-Шань.

В Северном Казахстане, геология которого достаточно хорошо изучена работами М. А. Абдулкабировой, Р. А. Борукаева, П. Н. Кропоткина, О. А. Мазаровича, Е. Д. Шлыгина и других, крупные разломы проходят по р. Акканбурлук и в районе озер Барлыколь — Атансор. Главные и наиболее древние разломы вытянуты здесь в северо-западном направлении и имеют длину до 200—300 *км*.

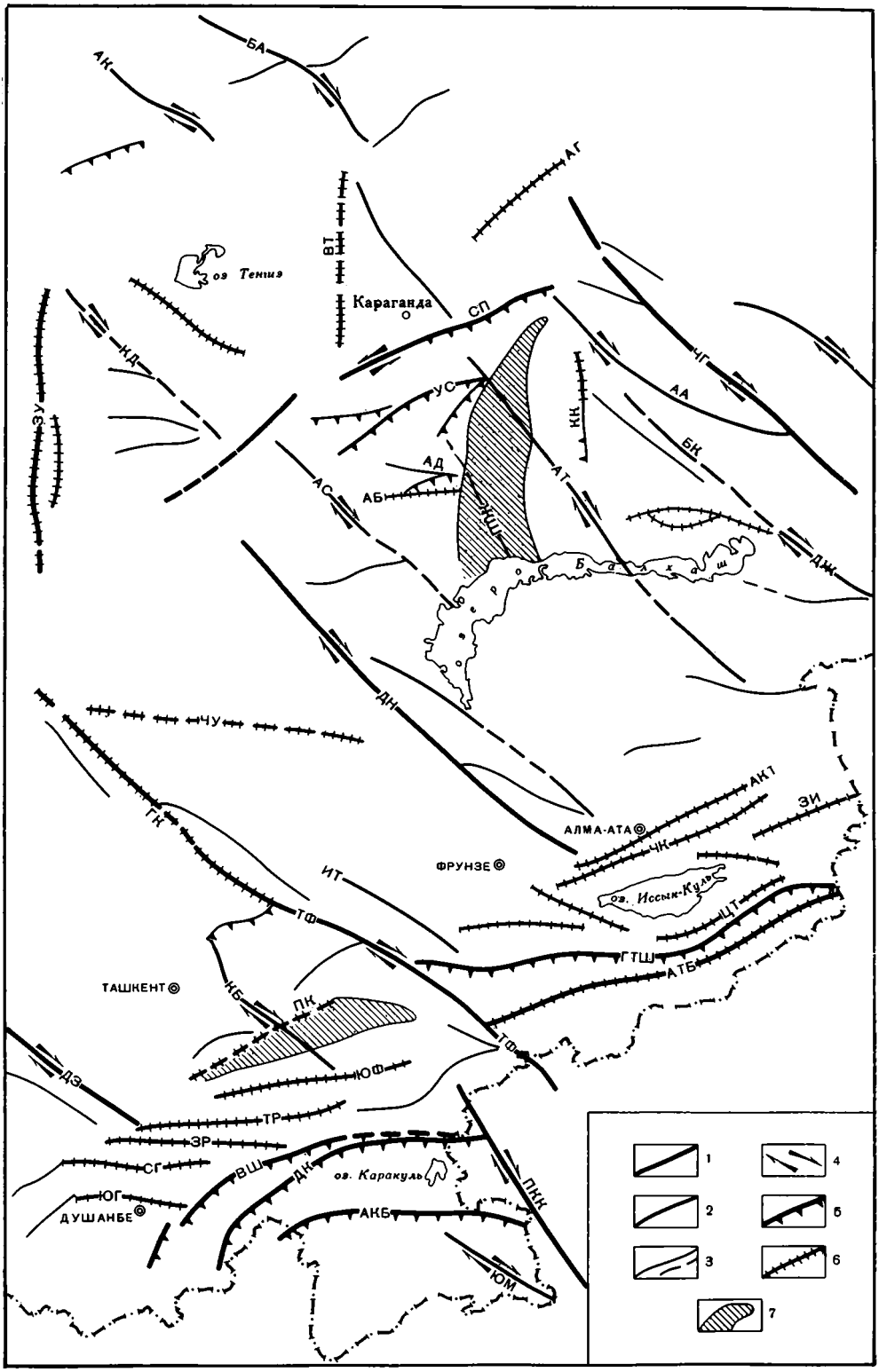
Акканбурлукский разлом (фиг. 77, *АК;* фиг. 78) приурочен к юго-западному краю Зерендинско-Золотоношского гранитного массива и нарушает метаморфический комплекс докембрия, эффузивы и кремнисто-песчано-сланцевые породы нижнего палеозоя и отчасти эффузивно-осадочную толщу среднего палеозоя (силур, низы девона). Разлом определяется как правый сдвиг.

Сдвиговый характер Акканбурлукского разлома впервые предположил О. А. Мазарович, отметивший, что «в плане ордовичские, кембрийские и протерозойские отложения, развитые западнее Владимировской мульды (формирование которой он объяснял характеризуемым разломом. — *А. С.*), оказываются сильно смещенными на северо-запад по сравнению с соответствующими отложениями, распространенными к востоку от Владимировской мульды» (1953, стр. 136).

Анализ геологических карт района действительно указывает на большие горизонтальные смещения вдоль разлома. Например, разорванные основные эффузивы нижнего палеозоя и метаморфический комплекс протерозоя передвинуты по ходу часовой стрелки приблизительно на 100 *км*, а силурийские эффузивы смешанного состава — на 50 *км*. Находящиеся в юго-западном крыле разлома нижнепалеозойские породы (яшмо-кварциты, кремнистые сланцы, филлиты, песчано-сланцевые образования и др.) сильно смяты и дугообразно изогнуты выпуклостью на северо-запад. Слагаемые ими крупные складчатые структуры — Калмыккульский синклинорий, Джаркаинагачский антиклинорий и Атбасарское антиклинальное поднятие — в целом образуют громадную горизонтальную флексуру, вблизи разлома сильно пережатую или срезанную. Положение горизонтальной флексуры косвенно подтверждает большое сдвиговое смещение по Акканбурлукскому разлому.

Обращает на себя внимание разница в амплитуде сдвига, подсчитанная по смещению нижнепалеозойских и силурийских вулканогенных толщ. Амплитуда его тем больше, чем древнее нарушенные и смещенные эффузивы. По-видимому, Акканбурлукский сдвиг в нижнем палеозое и силуре развивался длительно.

Начиная с девонского периода обстановка в зоне Акканбурлукского сдвига резко изменяется. Средне-верхнепалеозойский Кийминский прогиб отчетливо пересекает вышеупомянутую горизонтальную флексуру и накладывается на нее с большим угловым и азимутальным несогласием. Девонские эффузивно-осадочные отложения северо-восточного окончания этого прогиба (по краю Владимировской мульды, где как раз проходит разлом) почти совсем не сдвинуты. Точно так же не обнаруживает каких-либо признаков горизонтальных смещений и гранитный массив района Золотоноши, возраст которого считается девонским. Этот массив прорывает и ассимилирует своей северо-западной ветвью оба крыла


БА
АК
АГ
ВТ
оз. Тенгиз
Караганда
СП
КД
ЗУ
УС
ЧГ
АА
КК
БК
АД
АБ
АС
АТ
ЖШ
ДЖ
ДН
ЧУ
ТК
АЛМА-АТА
АКТ
ЗИ
ЧК
ИТ
ФРУНЗЕ
оз. Иссык-Куль
ЦТ
ТФ
ГТШ
АТБ
ТАШКЕНТ
КБ
ПК
ЮФ
ДЗ
ТР
ЗР
СГ
ВШ
ДК
оз. Каракуль
ПКК
ЮГ
ДУШАНБЕ
АКБ
ЮМ
1
2
3
4
5
6
7

разлома. Вероятно, Акканбурлукский разлом существовал в девоне как вертикальный дизъюнктив с приподнятым северо-восточным крылом. Так или иначе разлом прекратил свое существование (как сдвиг) с конца среднего палеозоя и в верхнем палеозое вообще заметно не проявлялся.

Барлыколь-Атансорский (или Атансорский) разлом пролегает в основном вдоль юго-западной окраины Восточно-Кокчетавского прогиба (см. фиг. 77, *БА*), отделяя его от Кокчетавского антиклинория и других поднятий.

В строении района участвуют четыре структурных этажа — допалеозойский, нижнепалеозойский, средне-верхнепалеозойский и мезо-кайнозойский (Шлыгин и др., 1959; Копяткевич, 1959). Допалеозойский этаж включает: а) архейские гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы зерендинской серии; б) протерозойские порфироиды, порфиритоиды, хлорито-серицитовые сланцы, графито-кварцевые сланцы и кварциты боровской серии; в) кварциты и кварцитовидные песчаники акдымской серии; г) метаморфизованные эффузивы, яшмы, яшмо-кварциты ерементауской серии. В нижнепалеозойском этаже преобладают сравнительно слабо метаморфизованные эффузивно-осадочные породы (кембрий?), кремнисто-глинистые сланцы, известняки, полимиктовые песчаники, спилито-кератофиры и андезиты (ордовик). Средне-верхнепалеозойский этаж образован красноцветными конгломератами и песчаниками среднего — верхнего девона и осадочными отложениями карбона. Мезо-кайнозойский этаж слагают морские и континентальные третично-меловые отложения. Первый и второй структурные этажи составляют юго-западное крыло Барлыколь-Атансорского разлома, тогда как в северо-восточном крыле (в Восточно-Кокчетавском прогибе) преобладают образования второго, третьего и четвертого этажей.

Описываемый разлом и оперяющие его нарушения установлены в основном геологосъемочными работами М. А. Абдулкабировой, М. А. Жукова и Р. А. Копяткевича, проводившимися под руководством Е. Д. Шлыгина. В результате этих работ в зоне разлома были выявлены тектонические контакты различных по возрасту свит, признаки срезания структур и смещения геологических контуров, развитие узких (до 100 *м*) полос брекчирования и рассланцевания, участки окварцевания, альбитизации, серицитизации, хлоритизации и, наконец, линейное расположение малых интрузий и прямолинейные интрузивные контакты.

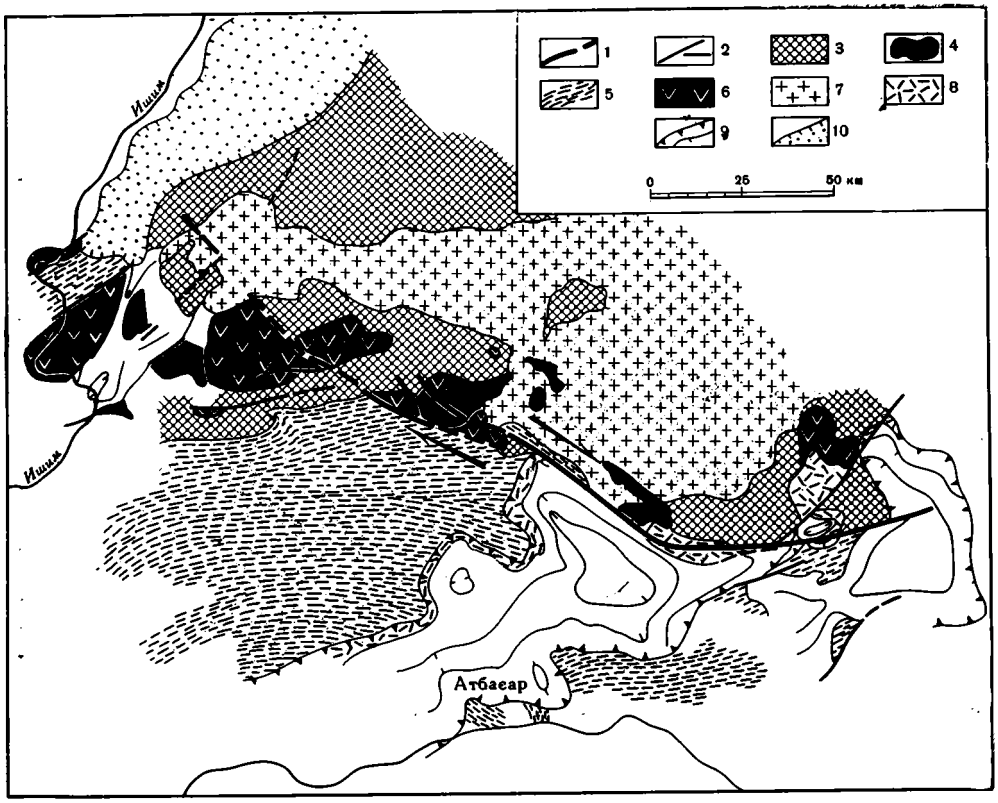
Отмечено, что разломы северо-западного направления являются наиболее древними, а некоторые из них носят черты типичных сбросо-сдвигов (например, Жаналыкский). Оперяющие нарушения меридионального и субмеридионального простирания образовались позднее, в завершающий этап формирования нижнепалеозойского структурного этажа; они интерпретируются как взбросы с падением сместителя на

---

Фиг. 77. Обзорная карта глубинных разломов Казахстана и Средней Азии

Разломы: *1* — первого порядка; *2* — второго порядка; *3* — третьего порядка; *4* — сдвиги; *5* — надвиги и взбросы; *6* — сбросы; *7* — зоны раздвигов

Разломы: *АК* — Акканбурлукский, *БА* — Барлыколь-Атансорский, *АГ* — Ангренсорский (Щидертинский), *ВТ* — Восточно-Тенгизский, *ЗУ* — Западно-Улутавский, *КД* — Каиндинский, *КР* — Кирейский, *СП* — Спасский, *УС* — Успенский, *АД* — Акджальский, *АБ* — Акбастауский, *АС* — Атасуйский, *ЖШ* — Жамшинский, *АТ* — Актасский, *КК* — Центрально-Казахстанский, *АА* — Аягуз-Ащисуйский, *ЧГ* — Чингизский, *БК* — Баканасский, *ДЖ* — Джунгарский, *ГК* — Главный Каратауский, *ЧУ* — Чуйский, *ИТ* — Ичкелетауский, *ДН* — Джалаир-Найманский, *АКТ* — Актюзский, *ЧК* — Чилико-Кеминский, *ЗИ* — Заилийский, *ЦТ* — Центрально-Терскейский, *ГТШ* — Главный Тянь-Шаньский, *АТБ* — Атбашинский, *ДЗ* — Джизакский, *ПК* — Прикурами́нский, *КБ* — Кумбельский, *ТФ* — Таласо-Ферганский, *ЮЖ* — Южно-Ферганский, *ТР* — Туркестанский, *ЗР* — Зеравшанский, *СГ* — Северо-Гиссарский, *ЮГ* — Южно-Гиссарский, *ВШ* — Вахшский, *ДК* — Дарваз-Каракульский, *АКБ* — Акбайтальский, *ЮМ* — Южно-Мургабский, *ПКК* — Памиро-Каракорумский




Фиг. 78. Схема строения Акканбурлукского сдвига. Составлена по данным ИГН Казахской ССР и МГУ.

*1* — Акканбурлукский сдвиг; *2* — оперяющие его разломы; *3* — выступы пород архея и протерозоя; *4* — основные эффузивы верхнего протерзоя и нижнего палеозоя; *5* — нижний палеозой; *6* — силурийские эффузивы смешанного состава; *7* — гранитоиды силура — среднего девона; *8* — вулканогенно-осадочная толща девона; *9* — прогибы, выполненные отложениями девона, карбона, местами перми; *10* — третичный прогиб

запад и восток под углами 70—80°. Одни из них (Тастыкольский) были активны в среднем — верхнем девоне, другие (Кожагельдинский) оказались перекрыты песчаниками нижнего турне. Наиболее молодые разломы северно-восточного и субширотного простирания одновозрастны герцинской складчатости. Местами они рассекают Барлыколь-Атансорский разлом, который, как и Акканбурлукский в верхнем палеозое, очевидно, не проявлялся.

Более определенно о характере Барлыколь-Атансорского разлома высказываются В. С. Зайка-Новацкий и В. А. Цуканов (1966), изучавшие разлом в последние годы. Ими установлено, что зона разлома состоит из нескольких нарушений, рассекающих нижнепалеозойские образования на удлиненные блоки клиновидной в плане формы. Отмечена связь разломов с гранитоидными интрузиями и металлогенией района. По смещению нескольких разорванных геологических границ внутри блоков выявлено, что последние сдвинуты относительно друг друга по ходу часовой стрелки на расстояние до 10—12 *км*. В. С. Зайка-Новацкий и В. А. Цуканов считают, что Барлыколь-Атансорский разлом был активен на протяжении всего нижнего палеозоя, причем, по их мнению, напряжения сжатия и растяжения в зоне его проявления неоднократно чередовались. Барлыколь-Атансорский разлом может служить аналогом герцинского Актасского разлома в Центральном Казахстане.

Говоря о разломах Северного Казахстана, нельзя не упомянуть об Александровско-Дороговском шве, установленном и кратко описанном Д. С. Кизевальтером и М. В. Муратовым (1959). По их данным, этот разлом имеет северо-восточное простирание и протягивается на огромное расстояние от пос. Борового до Джаркаинагачской излучины р. Ишим. Разлом выражен прямолинейным сочленением двух основных систем складок докембрийского складчатого основания Кокчетавского массива, одна из которых характеризуется широтными, а другая — северо-восточными простираниями при почти отвесном положении шарниров. На стыке двух систем складок расположен Зерендинский гранитный массив. Параллельно разлому вытянуты также Алакульский и Боровской массивы.

Авторы предполагают, что Александровско-Дороговский разлом является древним сдвигом, считая, что своеобразное разворачивание складок обеих систем во взаимопротивоположных направлениях вдоль его зоны указывает на горизонтальные встречные перемещения крыльев по поверхности смыкания.

Начало формирования Александровско-Дороговского глубинного разлома относится к протерозою. Предполагается, что в нижнем палеозое перемещения по разлому ослабли, и сочленение более молодых каледонских складок в его крыльях выразилось в более плавных линиях. Авторы указывают также на связь разлома с северо-западным ограничением Тенизской впадины. Уточняя этот вывод, отметим, что вдоль разлома сформировался главным образом средне-верхнепалеозойский Кийманский прогиб, заложившийся в раннем девоне. Таким образом, с этого времени Александровско-Дороговский разлом начал развиваться в виде сброса. В самом конце палеозоя разлом, по-видимому, прекратил свое существование.

Очень интересен также Шидертинский разлом северо-восточного простирания, выявленный О. А. Мазаровичем (1963) и другими исследователями в северном обрамлении Карагандинского угленосного бассейна, по границе Ерментауского антиклинория и Шидерты-Улентинского синклинория. Разлом косо рассекает девонский вулканический пояс, уходя затем в район оз. Ангренсор и соединяясь там с древним Ангренсорским швом, установленным работами Р. А. Борукаева (см. фиг. 77, *АГ*).

В шидертинской части этого глубинного нарушения С. М. Бандалетов (1961) наметил так называемый Коджанчадский разлом тоже северо-восточного простирания, прослеженный им на расстоянии 100 *км*. Последний разделяет различные горизонты силура, ордовика и девона, а также породы протерозоя и девона. Вдоль него следует цепочка малых интрузий, а южнее расположена система оперяющих трещин скалывания северо-западного простирания с медными рудопроявлениями девонского возраста. По морфологическим особенностям и видимому смещению некоторых горизонтов силура разлом определен как левый сдвиг с опущенным южным крылом, а оперяющие его трещины — как правые сбросо-сдвиги.

В западных частях Центрального Казахстана большое значение имеют разломы Карсакпайского района, изучавшиеся Ю. А. Зайцевым, М. С. Марковым, Д. Г. Сапожниковым и др. По их данным, эти разломы вытянуты в субмеридиональном направлении и располагаются между Улутауским поднятием и Джезказганским и Кингирским прогибами.

К разломам пространственно тяготеют цепочки небольших массивов гипербазитов карадокского возраста, вскрытых на поверхности и установленных аэромагнитной съемкой на глубине от 200 до 1500 *м*. Гипербазиты объединяются соответственно в два параллельных змеевиковых пояса — Западно-Улутавский и Восточно-Улутавский. Некоторые

исследователи рассматривают их как один пояс. Наличие большого числа ультраосновных интрузий в Улутау позволяет предполагать увеличенную мощность базальтового слоя в основании рассматриваемых разломов.

Наиболее крупный из разломов Карсакпая прослежен по дневной поверхности на 300 *км*. Далее к югу, под покровом третичных отложений, он, вероятно, протягивается еще на 120 *км*, судя по резкому погружению (до 3 *км*) докембрийско-нижнепалеозойского структурного этажа в сторону Джезказганской впадины, установленному геофизическими работами. Ширина зоны разлома 10—20 *км*. В ее структуре преобладают взбросы и сбросы длиной до 60 *км*, наклоненные под углами 60—70° преимущественно к востоку. Иногда отмечаются надвиги. Сместители нарушений чаще прямолинейны и несут на себе зеркала и штрихи вертикального скольжения. В плане они располагаются в виде прямых кулис, но в целом зона волнисто-криволинейна. Нарушения сопровождаются кварцевыми жилами, интенсивным приразрывным кливажем, дроблением и рассланцеванием пород с образованием в них серицита и мусковита. Ширина зон рассланцевания не превосходит 1—1,5 *км*. В целом разлом известен под названием Западно-Улутавского, однако это название нельзя считать удачным, поскольку разлом расположен с восточной стороны Улутауского поднятия.

Амплитуда вертикальных перемещений по отдельным взбросам и сбросам Карсакпайского района составляет около 100 *м*. Д. Г. Сапожников (1948) отмечает, что вдоль восточного края Карсакпайского поднятия из разреза выпадает ряд свит и породы докембрия приходят в соприкосновение с красноцветными образованиями джезказганской свиты верхнего палеозоя. Это свидетельствует, по-видимому, о большой суммарной амплитуде смещений по разлому.

Вытянутые вдоль «Западно-Улутавского» разлома (и параллельно ему) складки на различных уровнях имеют разный морфологический облик. Породы нижнего структурного этажа (докембрий и нижний палеозой) слагают сложно построенные антиклинории и синклинории меридионального простирания. В отложениях среднего палеозоя западнее разлома известны узкие сжатые линейные синклинали, осложненные сбросами и взбросами; некоторые из синклиналей заполнены мелкими наклонными складками, возникшими вблизи разрывов в результате местного сжатия. К востоку от разлома, в Джезказганском и Кингирском прогибах, преобладают брахискладки длиной 10—25 *км* и шириной 5—15 *км*, а также более мелкие сжатые складки, линейные и стрельчатые.

По Ю. А. Зайцеву (1957), «Западно-Улутавский» разлом заложился в докарадокское время и развивался в герцинском тектоническом этапе. Судя по данным М. С. Маркова (1958), установившего протранственную связь докембрийских эффузивов с одним из близко расположенных меридиональных разломов древнего Карсакпайского синклинория, можно предполагать, что характеризуемый разлом также возник в докембрийское время.

Другой крупный меридиональный разлом намечается по западному краю Улутауского поднятия (в дальнейшем именно он называется нами Западно-Улутавским). В широком плане этот разлом приурочен к зоне перехода от области глубокого нижнепалеозойского прогибания на западе (8—10 *км*) к области глубокого прогибания в среднем (8—9 *км*) и верхнем (1,5 *км*) палеозое на востоке, выполняя роль своего рода тектонической оси между двумя крупными блоками, по-разному перемещавшимися по вертикали. Он же отделяет Улутауское поднятие от соседнего на западе Байконурского синклинория, построенного совершенно по-другому, как показывают данные А. Л. Книппера (1963).

В Байконурском синклинории им выделены четыре продольные, разделенные разломами и флексурами зоны (с запада на восток): Кияқты-Булантинская, Курайлы-Караадырская, Бозингенская и Коксу-Жалтауская. Зоны очень длинные и узкие (ломтевидные), и в каждой из них имеется свой тип разреза нижнепалеозойских образований.

Так, в разрезе Кияқты-Булантинской зоны присутствуют кремнистые сланцы нижнего кембрия, песчано-конгломератовая толща среднего кембрия (200 *м*), кремнисто-яшмовые образования среднего кембрия — среднего ордовика (300 *м*) и песчаники среднего — верхнего ордовика (400 *м*). Суммарная мощность нижнего палеозоя около 1 *км*.

В Курайлы-Караадырской зоне нижний палеозой достигает по мощности почти 10 *км*. Нижний кембрий представлен песчано-карбонатной толщей (720 *м*), средний кембрий — конгломератами (600 *м*), средний кембрий — средний ордовик — карбонатно-кремнистыми отложениями (600 *м*) , средний — верхний ордовик — песчано-сланцевой серией (3600—5000 *м*); здесь же развиты вулканогенные толщи верхнего ордовика (2800 *м*), отсутствующие во всех других зонах.

В Бозингенской зоне разрез отложений нижнего палеозоя сокращен до 1750 *м* и состоит всего из двух единиц — известняков и доломитов среднего кембрия (около 250 *м*) и песчано-алевролитовой толщи среднего — верхнего ордовика.

В Коксу-Жалтауской зоне разрез нижнего палеозоя имеет мощность около 1500 *м* и от предыдущего сильно отличается по составу отложений. Здесь преобладают песчано-конгломератовые накопления нижнего кембрия (более 1 *км*) и песчаники среднего — верхнего ордовика (400 *м*).

Приведенные разрезы и геологические условия их локализации убеждают в том, что в нижнем палеозое фациальные зоны представляли собой блоки, а разделяющие их разломы развивались преимущественно как глубинные (прямые и обратные) сбросы.

Вместе с тем современные границы между блоками морфологически выглядят иначе. Это главным образом неглубокие надвиги, полого (не более 35—40°) падающие к западу. Длина надвигов 80—90 *км*, ширина 50—100 *м*, амплитуда горизонтального смещения не превышает 1 *км*. Имеются опрокинутые к востоку складки и чешуи. Наблюдаемые зеркала скольжения наклонены под углами от 8 до 35°. Широко развиты рассланцевание, окварцевание и ожелезнение.

По мнению А. Л. Книппера, блоки Байконурского синклинория в верхнем палеозое испытали действие сжимающих сил, направленных с запада на восток, что и явилось причиной трансформации сбросов в надвиги вблизи земной поверхности. Подобная трактовка в общем увязывается с представлениями о развитии глыбовых структур западных частей Центрального Казахстана в течение нижнего, среднего и верхнего палеозоя, однако надвиги могли возникнуть и в среднем палеозое.

Своеобразно строение разломов Сарысу-Тенизского поднятия, на протяжении ряда лет изучавшегося экспедицией Московского университета под руководством А. А. Богданова. Наиболее крупной структурой здесь можно считать Каиндинскую зону погружений (см. фиг. 77, *КД*), куда входят Каиндинский грабен, Улжанская синклиналь, Тантальская и Шубаркульская грабен-синклинали. Зона имеет северо-западное простирание и косо наложена на меридиональные структуры каледонского основания. Длина зоны около 300 *км*, ширина колеблется от 20 до 40 *км*.

В строении Каиндинской зоны участвуют главным образом осадочные и (на юго-востоке) эффузивно-осадочные толщи девона и карбона. К северо-востоку от нее разломы и складчато-глыбовые структуры характеризуются северо-западными простираниями, к юго-западу от зоны наложенные структуры вытянуты в основном субширотно. Таким

образом, Каиндинская зона представляет собой зону стыка двух тектонических направлений.

По А. А. Богданову (1954, 1959), главная роль в тектонической структуре Сарысу-Тенизского водораздела принадлежит горст-антиклиналям и грабен-синклиналям. Их ширина 15—20 *км,* длина 120—180 *км.* Борта осложнены разрывами, вблизи которых пласты наклонены под углами 60—80°, смяты в небольшие крутые складки или образуют горизонтальные флексуры. В центральных участках складчато-глыбовых структур пласты выполаживаются. Местами глыбовые складки распадаются на купола и мульды. Происхождение всех этих деформаций А. А. Богданов связывает со сводовым выгибанием Сарысу-Тенизского поднятия в девоне и верхнем палеозое.

Среди дизъюнктивов Сарысу-Тенизского района преобладают сбросы, взбросы и взбросо-сдвиги. Их сместители наклонены круто, до вертикального положения. По наблюдениям А. Е. Михайлова (1959), сбрасыватели заполнены жилами кварца, брекчиями трения и не сопровождаются рассланцеванием и кливажем. Суммарная вертикальная амплитуда смещения по наиболее крупным разрывам измеряется 2—3 *км.* С некоторыми из глубоких разрывов ассоциируют интрузии гранита, а на востоке водораздела — толщи эффузивных пород.

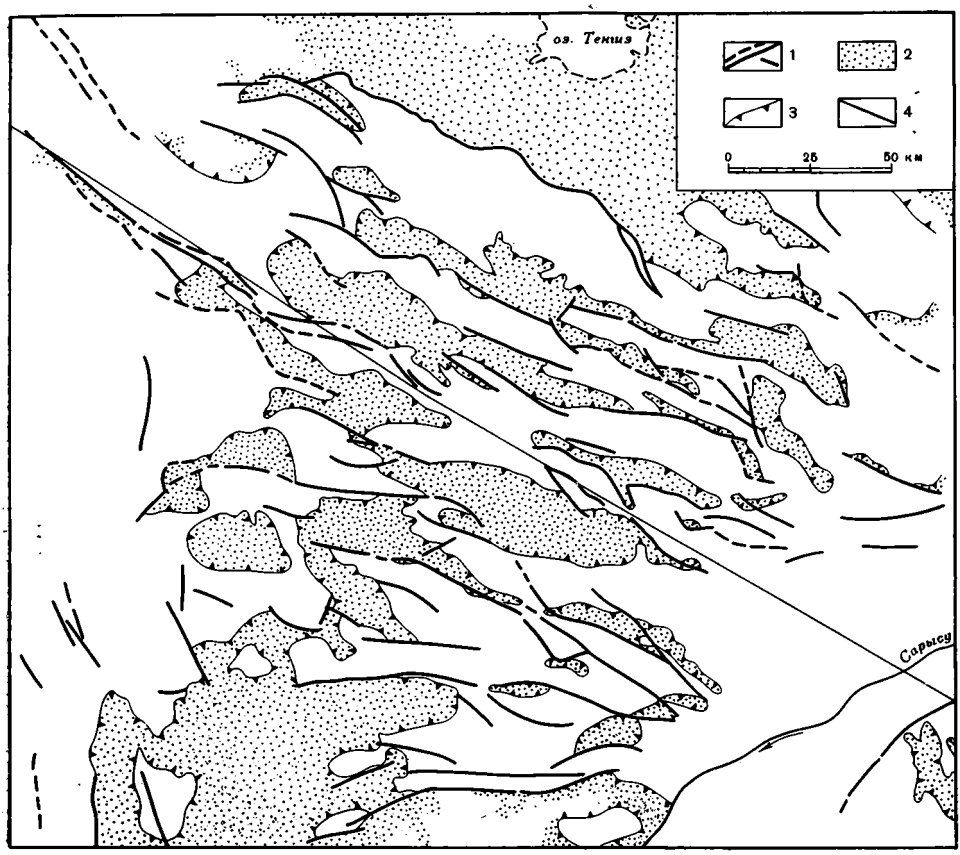
А. Е. Михайлов не соглашается с представлением А. А. Богданова о сводовом выгибании района в девоне и верхнем палеозое, поскольку в это время здесь образовалась седловидная структура и основная масса разломов появилась значительно раньше — в конце ордовика и в силуре. По его мнению, структуры водораздела сформировались в условиях сдвиговых напряжений, а активные усилия, вызвавшие эти напряжения, исходили от двух меридиональных глубинных швов — Улутавского и Сарысуйского, ограничивающих Сарысу-Тенизский водораздел соответственно с запада и востока. Возникшие вследствие этого вертикальные разломы северо-западного простирания расположились относительно двух первых наискось, перпендикулярно к диагонали растяжения.

Против вывода А. Е. Михайлова в принципе возражать трудно, тем более, что Каиндинская зона принадлежит к системе разломов северо-западного простирания, которые в большинстве своем для территории Казахстана и Средней Азии определены как правые сдвиги (Суворов, 1963а). Однако происхождение перекошенных складчато-глыбовых структур Сарысу-Тенизского водораздела проще объяснить не действием меридиональных разломов (которые, как сдвиги, не проявлялись), а большими горизонтальными смещениями по ближайшим разломам северо-западного направления. Отличаясь от этих последних преобладанием вертикальных подвижек, Каиндинская зона в конце среднего палеозоя и в верхнем палеозое была выражена только как зона сдвиговых напряжений, ось которых расположилась с ее северо-восточной стороны, вдоль края девоно-карбоновых впадин (фиг. 79).

Значительная ширина Каиндинской зоны сдвиговых напряжений не дает оснований говорить о большой глубине ее заложения. Зона, скорее, является верхнекоровым сооружением, о чем свидетельствует ослабленный интрузивный и эффузивный магматизм, приуроченный не столько к зоне, сколько к отдельным наиболее глубоким трещинам.

Южнее Каиндинской зоны (почти на ее юго-восточном продолжении) располагается Джалаир-Найманский разлом — самое крупное глубинное нарушение казахстанских каледонид (фиг. 77, *ДН*). Этот разлом намечен еще работами Д. И. Яковлева (1941) и изучался затем рядом исследователей — А. В. Пейве, Н. Г. Марковой, М. И. Александровой, Б. И. Борсуком и др.

Зона Джалаир-Найманского разлома вытянута в северо-западном направлении и имеет длину 600 *км* при ширине около




Фиг. 79. Схема строения Каиндинской зоны сдвиговых напряжений. Составлена по данным геологических съемок МГУ.

*1* — разломы (сбросы и сбросо-сдвиги); *2* — впадины, выполненные отложениями карбона; *3* — поднятия, сложенные породами девона, местами силура, нижнего палеозоя и докембрия; *4* — ось зоны сдвиговых напряжений

30 *км*. По Н. Г. Марковой (1961), она представляет собой крупный сложно построенный грабенообразный прогиб, выполненный мощными толщами каледонского структурного яруса, главным образом среднего — верхнего кембрия и среднего — верхнего ордовика. Кембрий представлен метаморфизованными песчаниками и хлоритовыми сланцами с прослоями основных эффузивов, яшм, кварцитов и кристаллических известняков с фауной. Ордовик сложен ритмично построенной флишоидной толщей песчаников, сланцев, конгломератов и известняков с обильной фауной. Участками в зоне присутствуют вулканогенно-осадочные образования, относящиеся по возрасту к силуру или, что более вероятно, к нижнему девону. Все эти породы нарушены сложной системой ветвящихся, преимущественно прямолинейных разрывов, расчленивших прогиб на ряд узких клиньев. Сместители большинства разрывов круто наклонены к северо-востоку. Складчатых структур, которые сохранились бы в целом виде, здесь очень мало.

Расположенные к северо-востоку и юго-западу от Джалаир-Найманской зоны Бурунтавское и Чуйское поднятия сложены породами докембрия — нижнего кембрия (кварцитовая и яшмодиабазовая серии), а также эффузивными, интрузивными и осадочными породами девона — карбона. На площади распространения этих пород разрывы выражены слабее, они лишь осложняют складчатые структуры, играющие здесь более существенную роль.

Характерная особенность Джалаир-Найманской зоны — приуроченность к ней основных и ультраосновных интрузий рифейского и нижнепалеозойского возраста; это послужило основанием для выделения на месте зоны Чу-Балхашского ультрабазитового пояса (Михайлов, 1955). В то же время кислые интрузии в зоне развиты слабо, вернее, они встречаются лишь в крыльях разлома и связаны, вероятно, с оперяющими трещинами. По приуроченности к зоне разлома цепочек ультраосновных интрузий А. В. Пейве считает ее наиболее глубокой, проникающей на глубину, «во всяком случае большую, чем трещины сиалической оболочки» (1956а, стр. 98).

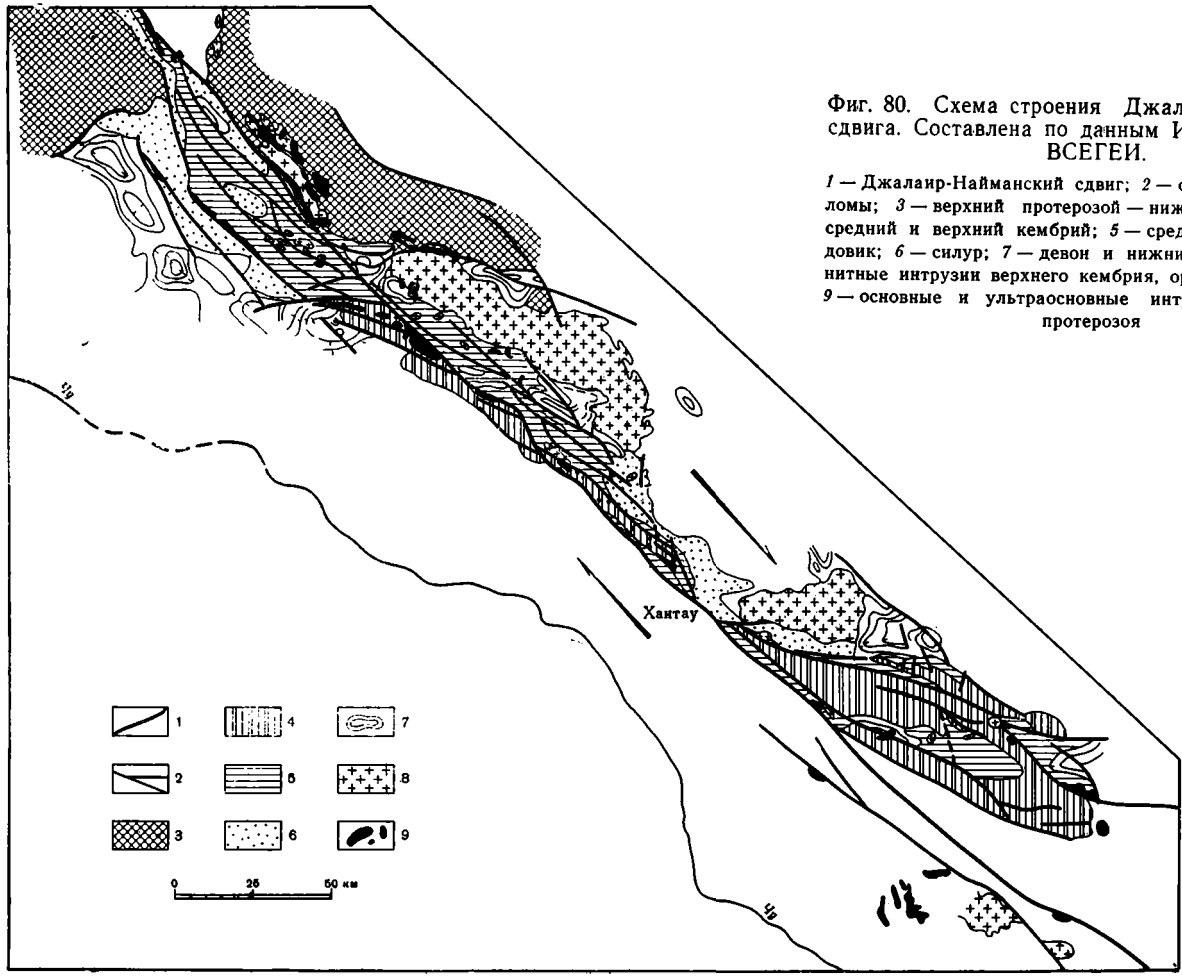
На протяжении всего нижнего палеозоя Джалаир-Найманская зона контролировала накопление осадков. Насколько можно судить по схемам М. И. Александровой и В. И. Борсука (1955), составленным для северо-западной части зоны, в нижнем кембрии там проходила граница между прибрежно-морскими песчаными и кремнистыми лагунными осадками. В арениге — ландейло и карадоке на месте зоны существовал прогиб, в центре которого отлагались морские карбонатные и песчано-глинистые осадки, а по краям — прибрежные грубообломочные осадки. Н. Г. Маркова (1961) считает, что Джалаир-Найманская зона была выражена глубоким прогибом, с обеих сторон ограниченным разломами на протяжении всего нижнего палеозоя. А. В. Пейве (1956а, в) отнес зону к категории разломов с очень длительным (с верхнего протерозоя) унаследованным развитием. По его мнению, с зоной связано формирование настоящей первичной геосинклинальной борозды, определившей размещение и характер рифейско-кембрийских и особенно ордовикских отложений.

На современных геологических картах Джалаир-Найманская зона читается как крупнейший правый сдвиг. Хорошо видно, в частности, что главный разлом зоны, представляющий собой узкое линейное нарушение, на широте западного окончания оз. Балхаш (на участке логов Каратал — Андассай) переходит с северо-восточного борта нижнепалеозойского прогиба на его юго-западный борт. Он диагонально рассекает прогиб и разделяет его на две перекошенные половины.

По смещению некоторых горизонтов ордовика в крыльях одного из разломов зоны Н. Г. Маркова (1961) определила, что максимальная амплитуда сдвига составляет около 10 *км*. Однако по действительному положению частей нижнепалеозойского прогиба, диагонально рассеченных и разобщенных главным разломом, можно судить, что общая амплитуда сдвига намного больше. Структурно-фациальные зоны среднего — верхнего кембрия и ордовика, а также докембрий сдвинуты по линии разлома по ходу часовой стрелки не менее чем на 65—90 *км*. Наряду с разрывом и сдвиговым смещением отдельные комплексы метаморфических образований зоны (например, средний — верхний кембрий северо-восточного крыла главного разлома) претерпели горизонтальный дугообразный изгиб, а также растаскивание и растягивание вдоль сместителя еще на несколько десятков километров. Таким образом, упомянутая амплитуда сдвига, достигающая 65—90 *км*, не является, вероятно, максимальной. Она приходится на северо-западную половину Джалаир-Найманской зоны, а далее к юго-востоку, судя по растаскиванию толщ среднего — верхнего кембрия, по-видимому, постепенно возрастает до 130—150 *км* (фиг. 80).

Возникшие в нижнепалеозойских толщах в результате сдвига складчатые и складчато-глыбовые структуры сравнительно небольшого размера расположились под острыми углами к сместителю главного разлома, отчего структурный рисунок Джалаир-Найманской зоны в целом приобрел в плане веерообразно-перистый характер.

Время горизонтальных подвижек по разломам Джалаир-Найманской зоны, нарушивших некогда единый нижнепалеозойский прогиб,




Фиг. 80. Схема строения Джалаир-Найманского сдвига. Составлена по данным ИГН АН СССР и ВСЕГЕИ.

*1* — Джалаир-Найманский сдвиг; *2* — оперяющие его разломы; *3* — верхний протерозой — нижний кембрий; *4* — средний и верхний кембрий; *5* — средний и верхний ордовик; *6* — силур; *7* — девон и нижний карбон; *8* — гранитные интрузии верхнего кембрия, ордовика и карбона; *9* — основные и ультраосновные интрузии ордовика и протерозоя

следует считать, очевидно, посленижнепалеозойским. В начале силурийского периода в районе произошли сильнейшие поднятия, вызванные резкими изменениями динамической обстановки, а возобновившаяся в девоне седиментация происходила уже в несколько повернутой относительно Джалаир-Найманского разлома зоне, которую разлом пересек наискось. В верхнем палеозое северо-восточное крыло разлома, в связи с внедрением ряда гранитных интрузий, было приподнято, а в его юго-восточном крыле по границе с Чуйской глыбой образовался крупный надвиг. По Н. Г. Марковой (1961), протерозой Чуйской глыбы был надвинут в северо-восточном направлении на отложения девона, перекрыв их на расстоянии до 10—15 *км*. Во фронтальной части надвига ею отмечены широкие зоны окварцевания, брекчии трения и зеркала скольжения, падающие на юго-запад.

Можно предполагать, что основные сдвиговые подвижки по Джалаир-Найманскому разлому произошли в середине палеозоя, тогда как в верхнем палеозое преобладающими были усилия поперечного сжатия. Известно, что затем в Джалаир-Найманской зоне наступило затишье, после которого разлом обновился лишь в кайнозойское время.

В каледонском Тянь-Шане, к северу от линии Николаева, разломы, как и в Казахстане, развиты очень широко. Одни из них простираются в северо-восточном направлении или субширотно, другие в северо-западном. В плане разломы образуют косоугольную сетку, отчетливо выраженную на любых геологических картах. Это позволило В. И. Кнауфу (1962) рассматривать Северный Тянь-Шань как одно из «глыбовых семейств», т. е. как территорию, состоящую из системы глыб (структурно-фациальных зон и подзон), ограниченных глубинными разломами довольно продолжительного развития.

В качестве наиболее важных выделяются разломы Чилико-Кеминский, Северо-Иссык-Кульский, Центрально-Терскейский, Ичкелетауский, Арамсинский и др. (Горячев, 1959; Киселев, Королев, 1964; Королев, Туровский, 1958; Медведев, 1961; Помазков, 1958, 1962). Длина этих разломов достигает 200—300 *км*, ширина 10 *км*. Каждый из них состоит из нескольких сближенных параллельных тектонических линий (сбросов или взбросов) и представляет собой зону ступенчатого или грабенообразного строения с высотой ступеней в сотни метров. В зонах крайних западных разломов (например, Арамсинского, параллельного Таласо-Ферганскому разлому и близко к нему расположенного) замечаются признаки перистого строения, обусловленного сдвиговыми подвижками. По аналогичным признакам левосторонние сдвиговые смещения в древних толщах предполагаются также по Актюзскому разлому — одному из крайних северных нарушений каледонского Тянь-Шаня (устное сообщение В. А. Невского). В некоторых районах установлены небольшие местные надвиги. Все крупные разломы сопровождаются полосами брекчированных или рассланцованных пород шириной до 300—400 *м*.

Вертикальные амплитуды описываемых разломов, если судить по скачкообразным изменениям мощностей в разделяемых ими поднятиях и впадинах, измеряются первыми километрами. В зоне Южно-Иссык-Кульского разлома, например, они измеряются 4—5 *км*, но могут быть и более, поскольку разница современных высотных отметок палеозойского основания Иссык-Кульской впадины и приподнятых соседних палеозойских глыб хр. Терскей-Алатау составляет 7—8 *км*. По границе Сусамырской и Киргизской палеозойских структурно-фациальных подзон суммарная амплитуда вертикального смещения не менее 10 *км*. Между Чуйской впадиной и Киргизским хребтом, как показало глубинное сейсмическое зондирование (Гамбурцев и др., 1957), отдельные ступени поверхностей глубинных слоев земной коры имеют высоту до 5 *км*, а их суммарная величина равна 10 *км*. Современные вертикальные под-

вижки в зонах сейсмических разломов (Чонкеминский грабен) имеют амплитуду до 10—12 *м*.

Пространственно связанная с разломами Северного Тянь-Шаня складчатость отложений палеозоя и мезо-кайнозоя отличается простотой строения. В верхнем вулканогенно-осадочном чехле (верхний ордовик — неоген), слагающем наложенные мульды, развиты пологие горст-антиклинали, грабен-синклинали, флексурные складки и моноклинали с углами падения крыльев до 45° и местами с горизонтальным залеганием слоев. Они параллельны разломам и вместе с ними составляют складчато-глыбовый остов рассматриваемой территории. Степень сжатости этих форм несколько увеличивается лишь в наиболее глубоких впадинах и близ сместителей взбросов. Складки в нижнепалеозойских отложениях более крутые, а в докембрийском комплексе развита дополнительная мелкая складчатость и гофрировка.

Многие крупные разломы Северного Тянь-Шаня контролируют проявления магматизма. К. Д. Помазков (1958), например, считает, что все известные выходы герцинских гранитоидов располагаются в пределах относительно узких, прямолинейно вытянутых зон, среди которых им выделены: Арамсинская, Сонкуль-Аламединская, Южно-Иссык-Кульская (северо-западного простирания), Карakичинская, Карабалтинская и Кеминская (северо-восточного простирания). Эти подвижные глубинные зоны, объединяющие в каждом случае по нескольку параллельных глубинных разломов, возникли в течение ордовика как прогибы. В каледонскую орогению они служили границами между крупными гранитными массивами, в девоне в них образовались продольные глубинные разломы и происходили излияния лав среднего и кислого состава.

По В. Г. Королеву и С. Д. Туровскому (1958), девонские (?) интрузивы лейкократовых гранитов обнаруживают ярко выраженное линейное расположение вдоль разломов Центрально-Терскейской, Чилико-Кеминской (или Кеминской, по К. Д. Помазкову), Арамсинской и других зон, с которыми связаны также и выходы среднепалеозойских вулканогенных образований.

Палеозойские и докембрийские интрузивные тела основного состава пространственно тяготеют к Чилико-Кеминской и Южно-Иссык-Кульской зонам. По В. А. Николаеву, последние служили также каналами излияний кайнозойских базальтов (Геология СССР, 1954).

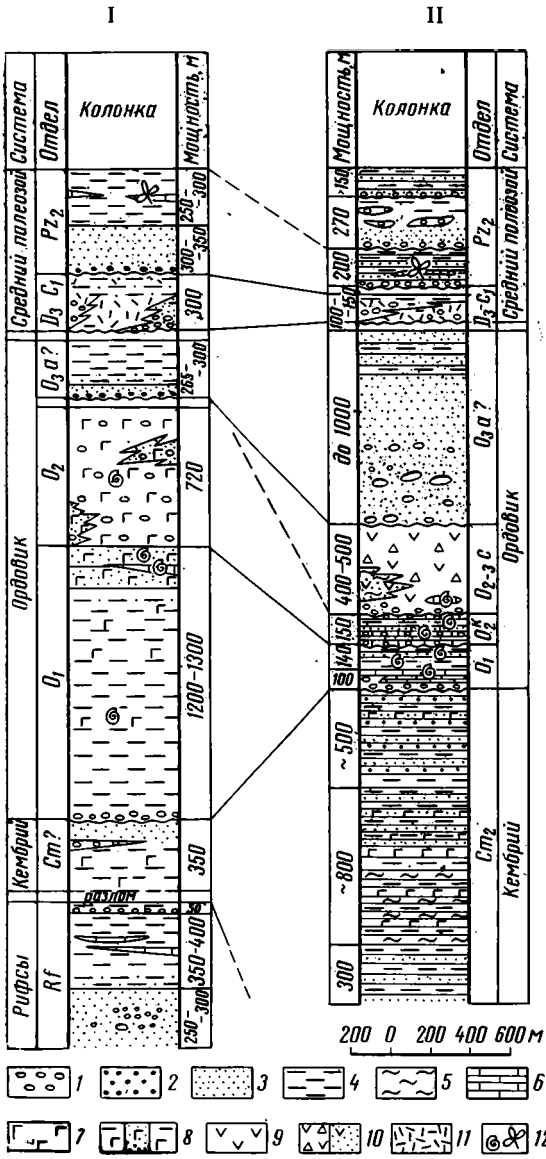
Наконец, в зонах пересечения северо-западного и северо-восточного направлений известны пермские аляскитовые и щелочные интрузии (западное побережье оз. Иссык-Куль, район Актюза).

Таким образом, крупные разломы Северного Тянь-Шаня служили проводниками магматических продуктов самого различного состава и возраста, в том числе наиболее глубинных, происходящих из области «базальтового» слоя. Это в какой-то мере характеризует разломы как структуры длительного растяжения.

Принято считать, что формирование северотяньшаньских разломов началось вообще с докембрия и в течение всего палеозоя, а также мезозоя и кайнозоя разломы оказывали влияние на процесс седиментации.

Рассмотрение тектонических условий осадконакопления близ некоторых разломов также говорит в пользу вывода о принадлежности этих разломов к числу структур длительного растяжения. В первую очередь это касается разломов бортовых частей Киргизско-Иссык-Кульского прогиба.

Как известно (Огнев, 1959), Киргизско-Иссык-Кульский прогиб в своей западной части (в Киргизской подзоне) существовал уже в ордовике. В основании прогиба залегают очень мощные (свыше 6 *км*) терригенные флишоидные осадки среднего и верхнего ордовика.




Фиг. 81. Стратиграфические колонки бассейна р. Чон-Кемин (Бакиров и Нурманбетов, 1964).

Типы разрезов: I — северокеминский, II — южнокеминский

*1* — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — кремнистые сланцы; *6* — известняки; *7* — диабазовые порфириты; *8* — туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты; *9* — андезитовые порфириты; *10* — туфобрекчии и туфопесчаники; *11* — андезито-дацитовые порфириты; *12* — находки фауны и флоры

Выше несогласно лежат вулканогенные и грубообломочные красноцветные толщи верхнего ордовика или нижнего — среднего девона мощностью до 4 *км*. На юге прогиба обнажены верхнедевонские красноцветные песчаники и конгломераты с прослоями эффузивов. Еще выше следуют более широко распространенные осадочные и эффузивно-осадочные образования нижнего и среднего карбона и перми. Наибольшая мощность отложений нижнего карбона на восточном погружении Киргизского хребта близ оз. Иссык-Куль достигает почти 4 *км*. Разрез заканчивается толщей угленосных юрских (500 *м*) и красноцветных меловых и кайнозойских (4—4,5 *км*) отложений, распространенных главным образом в восточной части прогиба и в отдельных мелких впадинах западнее оз. Иссык-Куль.

В отличие от Киргизско-Иссык-Кульского прогиба, разрез поднятий, смежных с ним на севере и юге, несравненно менее полный. В Кунгей-Заилийском поднятии на кембрии и протерозое пятнами залегают либо красноцветные эффузивно-осадочные породы верхнего ордовика (до 1000 *м*), либо терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона (500—600 *м*) и эффузивы среднего карбона (300 *м*). На площади Терской-Сусамырского поднятия ордовик практически отсутствует, и кембрийско-протерозойское основание лишь местами прикрыто красноцветным нижним карбоном (600 *м*).

Таким образом, в течение почти всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя Киргизско-Иссык-Кульский прогиб испытал преимущественно негативные движения, постепенно углубляясь с запада на восток, тогда как соседние поднятия в это же время неуклонно воздымались и размывались. Именно по этой причине разломы в бортах прогиба были выражены в основном как глубинные сбросы растяжения.

В области поднятий, в силу их неравномерного роста, вертикальные движения по некоторым из внутренних глубинных разломов носили, наоборот, как бы колебательный характер, с попеременным относительным опусканием то одного крыла, то другого. В этом отношении наиболее характерен разлом долины р. Большой Кемин (см. фиг. 77, *ЧК*).

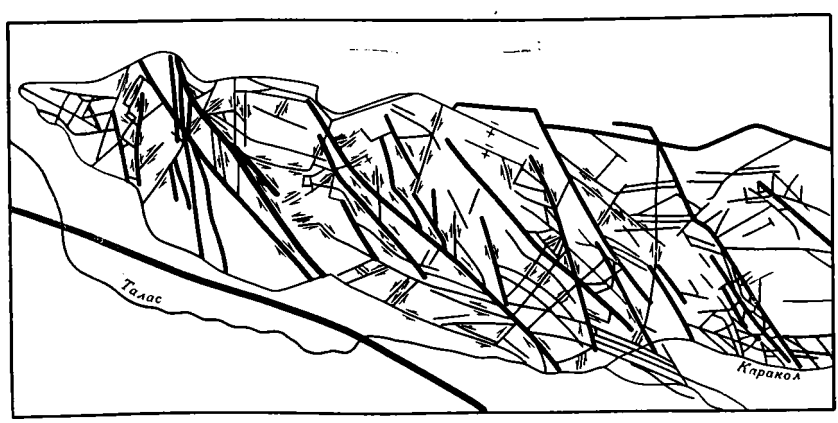
Как установлено в последнее время (Бакиров, Нурманбетов, 1964), в бортах долины р. Большой Кемин, соответственно на южном склоне хр. Заилийского Алатау и на северном склоне хр. Кунгей-Алатау, разрезы нижнего и среднего палеозоя существенно различаются (фиг. 81).

Сопоставление разрезов показывает, что в кембрийский период более энергично приподнималось северное крыло Чилико-Кеминского разлома, сокращенное по мощности более чем в четыре раза по сравнению с южным крылом. В раннем и среднем ордовике более приподнятым было южное крыло; мощность отложений этого возраста здесь составляет около 800—900 *м*, тогда как в северном типе разреза она равна 2 *км*. В позднем ордовике северный блок вновь стал более приподнятым (мощность отложений верхнего ордовика до 300 *м*), а южный относительно опущенным (мощность до 1000 *м*). Наконец, в среднем палеозое южный блок снова возвысился над северным (мощности соответственно равны 300 и 900 *м*).

Очевидно, в зоне Чилико-Кеминского разлома условия растяжения в процессе его длительного развития чередовались с условиями тангенциального сжатия, которые наступали, когда крылья выходили на один гипсометрический уровень. По-видимому, в связи со сжатием около некоторых разломов Кунгей-Заилийского поднятия образовались параллельные сместителям зоны рассланцевания.

В крайних западных районах Северного Тянь-Шаня вертикальные подвижки по разломам сопровождались сдвиговыми смещениями, которые местами даже преобладали. В Киргизском и Таласском хребтах, например, В. В. Киселев и В. Г. Королев (1964) выделяют систему левосторонних сдвигов в дорифейском фундаменте и систему рифейско-палеозойских сдвигов, подразделяя их на нарушения нескольких порядков.

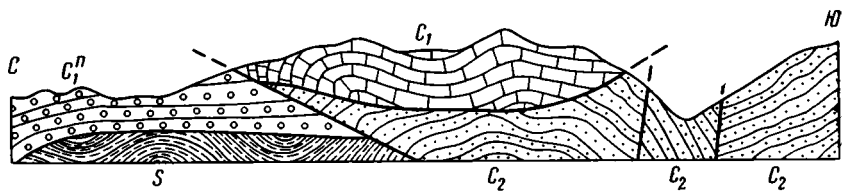
В структурном рисунке рифейско-палеозойских сдвигов эти исследователи насчитывают пять направлений разрывов. Наиболее крупные разрывные нарушения имеют простирание ЗСЗ 298°. Таков например, Ичкелатауский разлом, прослеживающийся вдоль р. Талас; этот дизъюнктив определяется как крупный правый сдвиг, параллельный Таласо-Ферганскому разлому (см. фиг. 77, *ИТ*; фиг. 82). Второе по значению направ-




Фиг. 82. Схема разрывных нарушений западной части Киргизского хребта.

Линии разной толщины изображают разломы нескольких порядков, стрелки — направление сдвигов (Киселев, Королев, 1964)

ление разрывов — СЗ 320—330°. Разломы здесь имеют длину не менее 50 *км* и тоже являются правыми сдвигами с минимальной амплитудой 6 *км* (разломы Джалпактильский, Беш-Таш-Терекский). Третьестепенных направлений два — ССЗ 340—355° (Кара-Арчинский и Кокдуненский разрывы) и СВ 50—65° (Шильбелийский разрыв). Кара-Арчинский и Кокдуненский разрывы представляют собой правые сдвиги с амплитудой около 5 *км*, а Шильбелийский разрыв — небольшой левый сдвиг (125 *м*). Последнее направление разрывов — СВ 20—35°; эти разрывы характеризуются как правые и левые микросдвиги.




Фиг. 83. Разрез по р. Кызыл-Суек в горах Кавак-Тау (по Н. М. Синицыну)

По В. В. Киселеву и В. Г. Королеву, разрывные нарушения пяти перечисленных направлений образуют единую систему и обусловлены единым тектоническим полем напряжений. Авторы не уточняют возрастные пределы сдвиговых смещений, считая их в общем одновозрастными. Однако с этим можно и не согласиться. Формирование Ичкелетауской зоны протекало так же сложно, как и развитие Таласо-Ферганского разлома. Именно об этом говорит прилагаемая схема разрывных нарушений западной части Киргизского хребта (фиг. 82), где можно насчитать значительно большее число направлений разрывов (дополняющих или пересекающих друг друга), чем было использовано при анализе, предпринятом В. В. Киселевым и В. Г. Королевым. На это же указывает и крайняя пестрота геологического строения северо-восточного крыла Ичкелетауского разлома, на небольшой площади которого можно наблюдать складки, глыбы, блоки и просто мелкие осколки самых различных формаций карбона, девона, силура, среднего — верхнего кембрия, рифея и дорифейского фундамента.

Описание разломов каледонского Тянь-Шаня будет неполным, если ничего не сказать о линии Николаева, именно: о ее субширотном отрезке длиной более 500 *км*, хотя он не принадлежит к собственно каледонидам и лишь отделяет каледонские образования Сусамыра и Терскея от расположенной южнее каледонско-герцинской Нарынской структурно-фациальной зоны (см. фиг. 77, *ГТШ*).

В зоне этого разлома (главного в Северном Тянь-Шане) на протяжении более 200 *км* по простиранию наблюдается повсеместное смещение пород в северном направлении по весьма пологим сместителям, выраженным на дневной поверхности волнисто-криволинейными линиями, иногда со значительным перекрытием каледонид отложениями верхнего девона — карбона.

В. А. Николаев, в ряде работ давший описание зоны разлома (1933, Геология СССР, 1954 и др.), наблюдал в восточной части котловины Кетмень-Тюбе по р. Каинды отчетливый и несомненно крупный по амплитуде надвиг кокийримской свиты среднего палеозоя ($S_2$?) на аркозово-конгломератовые визейские отложения. По р. Кызыл-Суек в горах Кавак-Тау Н. М. Синицын определил, что амплитуда смещения по надвигам составляет не менее 15 *км* (фиг. 83). В районе оз. Сон-Куль М. С. Швецов еще в 1931 г. различал северный и южный типы разрезов карбона, а границу между ними считал тектонической, имеющей характер надвига, в котором местами обнаруживаются черты более крупного

перемещения, приближающего его к шарьяжу. Граница северных и южных фаций в бассейне р. Тюлек, по В. А. Николаеву, также представляет пологий надвиг с падением сместителя на юго-восток под углами 40—50° и менее; нижнетурнейские известняки залегают здесь, по р. Мустар-Джиланды, как покровные лоскуты на породах верхнего визе — намюра.

В целом строение надвиговой зоны отличается большой сложностью. В отложениях среднего палеозоя надвиги сопровождаются серией сильно пережатых асимметричных складок, наклоненных к северу. В отдельных разобщенных частях аллохтона, ограниченных снизу пологой тектонической поверхностью, развиты как складки, так и повторные пологие разрывы, причем деформации здесь более интенсивны, чем в синхронных отложениях автохтона. Все это сильно отличает зону главного разлома от смежных к северу территорий, где отложения среднего палеозоя деформированы слабо и слагают типичные наложенные мульды, грабен-синклинали, горст-антиклинали, а внутри них — простые рубцовые или флексурные складки.

Общая амплитуда надвигов зоны Главного Тянь-Шаньского разлома была ориентировочно установлена В. А. Николаевым с помощью фациального анализа разрезов среднего палеозоя (преимущественно карбона) северного и южного типов. Было замечено, что в одних участках зоны надвиги непосредственно разграничивают северные и южные фации: на севере — аркозовые песчано-конгломератовые толщи континентального и лагунно-морского происхождения с вулканическим материалом и изредка с горизонтами известняков верхнего турне, визе и намюра, на юге — мощную толщу морских отложений карбона — верхнего девона, состоящую почти исключительно из известняков. В других участках между северным и южным разрезами располагается полоса переходных фаций, которые отличаются заметным, повышающимся к северу содержанием прибрежных грубообломочных осадков и небольшой, уменьшающейся в этом же направлении мощностью. В таких участках (например, в горах Кокийрим-Тау и долине р. Тюлек) крупные надвиги следуют по границе северных и переходных фаций, последние же перекрыты известняками нижнего карбона — верхнего девона южного типа. Из этого В. А. Николаев заключил, что в целом переходная зона имеет характер узкой чешуи, тектонически зажатой между северным и южным комплексами. Там, где разрезы северного и южного типов непосредственно соприкасаются по надвигам между собой, амплитуда горизонтального смещения (равная ширине выпавших из разреза переходных фаций) достигает, по его мнению, «нескольких (вероятно, немногих) десятков километров» (Геология СССР, 1954, стр. 738).

Надвиговые нарушения между северной и южной зонами Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву, сформированы в герцинское время, поскольку с ними связаны межформационные гранитные интрузии этого возраста, а герцинские складчатые структуры южной зоны обнаруживают непосредственную связь с разрывами и надвигами по границе с северной зоной. Он же подчеркнул несомненное или весьма вероятное возобновление движений на границе обеих зон в альпийскую эпоху, указав, что местами молодые разрывы и смещения целиком определяют современную границу северной и южной зон.

По налеганию аллохтона западнее оз. Сон-Куль на юрские отложения и по трансгрессивному перекрытию его неогеном А. Г. Ласовский (1958) отнес время образования шарьяжного покрова этого района к концу мезозоя — началу кайнозоя, отметив, что повсеместное пологое падение плоскости надвига на северном склоне хр. Кавак-Тау к северу и более крутое южное на южном склоне хребта свидетельствуют об «обволакивании» уже созданного к тому времени рельефа. Следует, однако, заметить, что детальными геологосъемочными работами последних лет

(устное сообщение В. И. Кнауфа) шарьяжи в некоторых местах не подтверждены, а суммарная амплитуда смещения по чешуйчатым надвигам зоны разлома определена в пределах нескольких километров (но не более 5 *км*).

Наряду с надвигами в зоне Главного Тянь-Шаньского разлома были отмечены крутые и отвесные разрывы и участки дробления. Как было выяснено исследованиями А. В. Пейве, Н. М. Синицына, Е. И. Зубцова, В. Г. Королева и других, вертикальные дизъюнктивы осуществляют контроль в распределении фаций как среднего, так и нижнего палеозоя. Резкие различия разрезов среднего палеозоя северной и южной зон А. В. Пейве (1945) объяснил наличием между ними глубинного разлома. Опираясь на данные своих наблюдений, а также наблюдений В. И. Смирнова и В. Н. Козеренко, он подчеркнул роль и разнообразие приуроченных к зоне магматических пород (кислых интрузий, эффузивов) и комплекса рудных месторождений, образующих почти непрерывный пояс вдоль всего Тянь-Шаня. Е. И. Зубцов (1956) выяснил, что в Присонкульском районе резкая тектоническая граница структурно-фациальных зон имеет самостоятельное значение и неполностью соответствует развитым здесь надвигам. Наконец, А. Г. Ласовский, 1958) установил, что Главным разломом обусловлены имеющие место фациальные различия ордовикских отложений, которые в южной зоне имеют более грубообломочный состав. На основании этого возраст разлома был принят им как нижнепалеозойский.

Таким образом, глубинный разлом и надвиг южной окраины каледонского Тянь-Шаня отражают две стадии формирования этой зоны — нижне-среднепалеозойскую и верхнепалеозойско-мезо-кайнозойскую. В течение первой стадии в зоне Главного Тянь-Шаньского разлома преобладающими были, по-видимому, усилия растяжения (возникшие в связи с устойчивыми поднятиями его северного крыла и опусканиями южного), вторая же стадия характеризовалась преобладанием усилий сжатия, направленных по меридиану.

### Область герцинской стабилизации

В области герцинид, охватывающей внутренние части Центрального Казахстана и Тянь-Шаня, разломы столь же многочисленны и разнообразны, как и в соседних каледонидах.

В Казахстане, помимо рассмотренных выше Успенской и Актасской зон, наибольший интерес вызывает группа разломов Атасу-Жамшинского междуречья, разломы хр. Чингиз и Джунгарский разлом.

Район Атасу-Жамшинского междуречья включает в себя главным образом Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие (протерозой, нижний палеозой) и прилегающую к нему с востока площадь среднепалеозойского прогибания. С юго-запада он ограничен Атасуйским разломом, за которым расположен Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб (нижний и средний палеозой), а с северо-востока — Жамшинским разломом отделяющим рассматриваемый район от области верхнепалеозойского вулканизма. Между названными разломами северо-западного простирания располагаются субширотные Аксоран-Акджальская и Акбастауская зоны разломов, в плане несколько выпуклые к югу (см. фиг. 77, *АС*, *ЖШ*, *АД*, *АБ*). Перечисленные структуры изучались А. Г. Гокоевым, М. И. Александровой, В. В. Донских, Н. А. Пупышевым, А. В. Лукьяновым, Н. Г. Марковой, И. П. Резниковым и др.

Атасуйский разлом на северо-западе прослежен на 150 *км* (до Джаильминской мульды). На юго-востоке он достаточно еще не изучен, но, возможно, следует до оз. Балхаш. По Н. Г. Марковой (1961), Атасуйский разлом состоит из нескольких сколов и выражен торцом

вздернутых разновозрастных толщ. Он сопровождается также зонами брекчированных пород, окварцевания, метаморфизма и т. д. По сколам констатированы сдвиговые смещения отдельных частей структуры (судя по геологическим картам, правобоковые). В юго-западном крыле разлома, по борту Джаильминской мульды, известны небольшие, оперяющие разлом складки.

Жамшинский разлом имеет аналогичный характер и состоит из нескольких сместителей, простирающихся примерно вдоль долины р. Жамши. В зоне его проявления отмечены порфироиды, гнейсы, разнообразные сланцы среднепалеозойского возраста, пронизанные гранитоидными интрузиями. Последние относительно зоны Жамшинского разлома располагаются под некоторым острым углом, косвенно свидетельствуя о сдвиговой природе этого нарушения. Жамшинский и Атасуйский разломы, параллельные Джалаир-Найманскому, принадлежат системе правых сдвигов.

Аксоран-Акджальская зона разломов специально изучалась А. В. Лукьяновым (1961 б). По его данным, она вытянута в запад-северо-западном направлении на 60—70 *км* и имеет ширину не более 10 *км*. Самым крупным элементом зоны является Аксарлы-Сасыкбайский разлом, расположенный с ее северной стороны. К северу от этого разлома распространены песчано-сланцевые и туфовые отложения силура, прикрытые в отдельных участках конгломератами среднего карбона. Южнее, непосредственно в Аксоран-Акджальской зоне, разрез слагают (снизу вверх): песчаники, алевролиты и конгломераты нижнего и среднего девона (около 2 *км*), эффузивно-осадочные отложения франского яруса (1—2 *км*), песчано-карбонатная толща фамена, турне и визе (0,9—1,1 *км*). Еще южнее расположен Аксоран-Акджальский гранитоидный пояс, состоящий из нескольких интрузивных тел разного возраста (конец среднего палеозоя — верхний палеозой).

Глубинный Аксарлы-Сасыкбайский разлом выражен полосой необычайно сильного дробления пород шириной 300—400 *м*. Здесь же встречаются тектонические линзы мраморизованных известняков, туфопесчаников и конгломератов. Этот разлом определен как сброс или сбросо-сдвиг очень большой амплитуды.

Заключенные между Аксарлы-Сасыкбайским разломом и гранитоидным поясом породы девона — нижнего карбона собраны в крутые складки и моноклинали нескольких порядков, местами с почти вертикальным положением пластов, и разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки. В целом зона имеет вид гигантской тектонической брекчии, состоящей из участков (блоков) сильно и относительно слабо дислоцированных пород.

Наиболее широко в Аксоран-Акджальской зоне распространены субширотные полосы дробления, характеризующиеся вертикальными сместителями, проседанием находящихся между ними небольших линейных блоков, образованием открытых трещин, по которым местами произошло внедрение даек и узких линзовидных интрузий; эти структуры А. В. Лукьянов справедливо считает структурами растяжения.

Вместе с тем в зоне развиты и другие виды дислокаций. Очень характерны, например, разрывы сжатия северо-восточного направления, определяемые как правые взбросо-сдвиги. Породы здесь милонитизированы, рассланцованы, а местами даже разгнейсованы или претерпели полную перекристаллизацию. Таково, в частности, Айкарлинское нарушение, выходящее далеко за пределы зоны; по направлению и по характеру смятия это нарушение несколько напоминает Успенскую надвиговую зону. Широко развита система разрывов северо-западного направления. Одни из них представляют собой четкие правые сдвиги с амплитудой от 150 до 300 *м*, а другие являются местными зонами растяжения, заполненными дайковым материалом.

Общая картина структур Аксоран-Акджальской зоны и обусловивших их напряжений довольно сложна, местами противоречива и меняется от блока к блоку. Отчасти это объясняется кривизной основного Аксарлы-Сасыкбайского разлома, имеющего северо-западное и широтное простирание, отчасти связано с разным возрастом структурных форм.

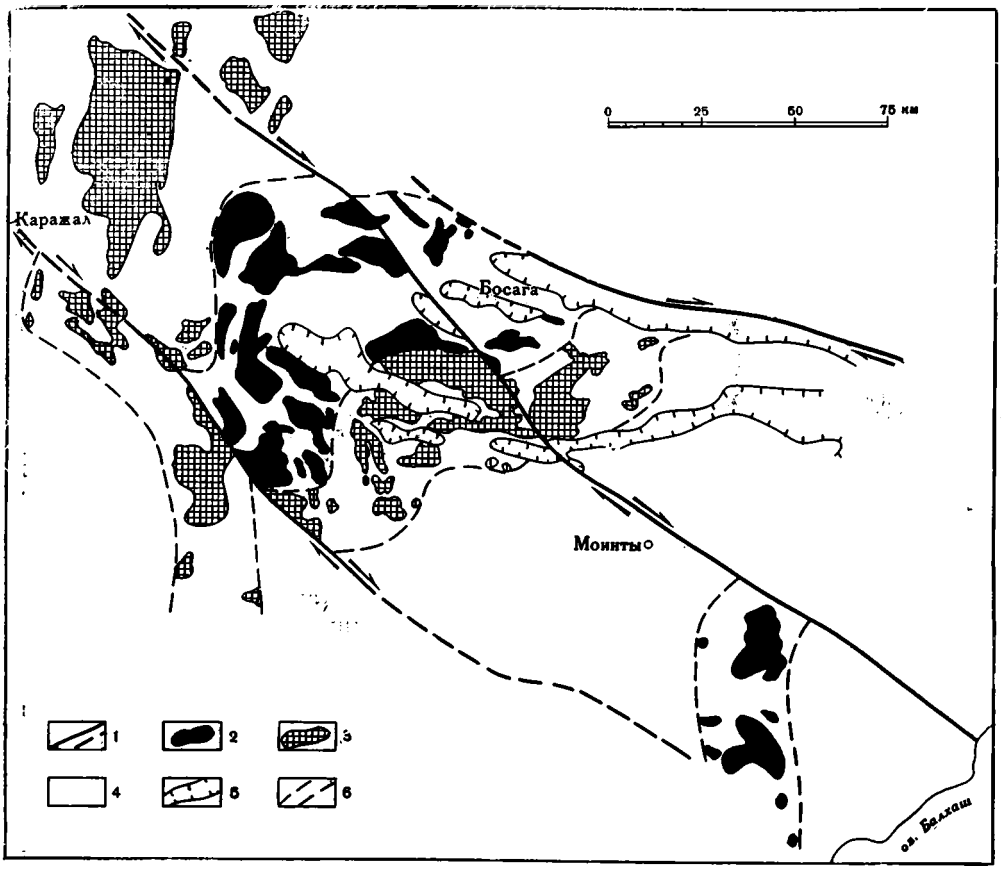
Как нам кажется, данные, имеющиеся по Аксоран-Акджалу, больше всего отвечают представлению о том, что это — зона правого сдвига. Об этом говорит перистый характер дополнительных разрывных нарушений, ответвляющихся от Аксарлы-Сасыкбайского разлома под острыми углами к юго-западу (разрывы сжатия) и к юго-востоку (дайки и правые сдвиги). Из схематической геологической карты Аксоран-Акджальской зоны (Лукьянов, 1961б) также отчетливо следует, что тот же Аксарлы-Сасыкбайский разлом к северу от горы Аксоран рассекает горизонт перекристаллизованных известняков фамена — турне на две части и разобщает их по ходу часовой стрелки на 7—8 *км*. Наложенный на эти известняки в северо-восточном крыле разлома прогиб, выполненный конгломератами среднего карбона, вполне может быть объяснен усилиями правого сдвига (разлом вдоль прогиба вытянут к северо-западу, а юго-восточнее, где прогиб выклинивается, он становится широтным).

Последняя из упомянутых выше разломных структур Атасу-Жамшинского междуречья — Акбастауская зона — во многом походит на Аскоран-Акджальскую, но она более расплывчата за счет прерывистого расположения и разного простирания составляющих ее прогибов девона — карбона и разломов. И. П. Резников (1962) в пределах Акбастауской зоны выделяет три категории разломов: 1) нижне- и среднепалеозойские взбросы субширотного и северо-западного простирания с амплитудой вертикального перемещения до первых километров; 2) донижнедевонские субмеридиональные сбросы и сбросо-сдвиги с горизонтальным смещением до сотен метров; 3) герцинские разломы северо-западного и северо-восточного направления, представленные сбросами, сбросо-сдвигами, взбросами и надвигами.

Анализируя общий характер строения Атасу-Жамшинского междуречья для позднепалеозойского этапа, в течение которого завершилось формирование всех рассмотренных тектонических зон, А. В. Лукьянов (1961а) предположил, что в позднем палеозое район испытал горизонтальные напряжения — сжатие в широтном направлении и растяжение в меридиональном. Таким образом, он прекрасно объяснил происхождение небольших широтных разломов растяжения Аксоран-Акджальской зоны и некоторых меридиональных разломов сжатия, известных, например, южнее горы Космурун.

Однако такой механизм, очевидно, не может объяснить происхождения правых сдвигов северо-западного и запад-северо-западного направления, также широко представленных в районе. Остается неясным и источник широтного сжатия — меридионального растяжения.

Имея это в виду, мы еще раз проанализировали исходные фактические данные ряда авторов по Атасу-Жамшинскому междуречью, в результате чего была составлена новая схема строения района (фиг. 84). На схеме видно, что главные разломы (Атасуйский, Моинтинский и Аксоран-Акджальский) вытянуты в общем в северо-западном направлении и являются правыми сдвигами. Древнейшие протерозойско-нижнепалеозойские толщи изогнуты в горизонтальные складки, которые великолепно иллюстрируют сдвиговую природу основных разломов. Кстати сказать, дугообразное расположение древних толщ было отмечено еще А. Г. Гокоевым и затем подчеркнуто Н. Г. Марковой (1961); они же указали на резкие несовпадения направлений древней складчатости и прогибов девона-карбона, которые наложились на дугообразные древние складки под разными углами.




Фиг. 84. Схема строения Атасу-Жамшинского междуречья (составлена по данным различных геологических съемок).

*1* — главные разломы (сдвиги); *2* — докембрий; *3* — нижний палеозой; *4* — средний и верхний палеозой; *5* — прогибы и синклинали верхнего девона — нижнего карбона; *6* — границы структурно-фациальных зон

Как показывает схема, наложенные прогибы, которые затем развились по разломам Аксоран-Акджальской и Акбастауской зон, вытянуты широтно и субширотно. Они заключены между правыми сдвигами северо-западного направления и образовались именно как зоны растяжения между ними (учитывая представления об эллипсоиде деформаций). Очевидно, начало проявления сдвиговых смещений по разломам северо-западного направления падает на время формирования наложенных прогибов, т. е. на девон и нижний карбон.

Что же касается интенсивных внутренних складчато-глыбовых деформаций девонских и каменноугольных отложений в Аксоран-Акджальской и Акбастауской зонах, то они, как ясно из изложенного, образовались на фоне эпизодически происходивших сдвиговых подвижек по тем же разломам северо-западного простирания. Большую роль сыграли также крупноамплитудные и крайне неравномерные поднятия всего района в верхнем палеозое, выявленные А. В. Лукьяновым (1961а). Не исключено, что сдвиговые напряжения чередовались с напряжениями регионального субмеридионального сжатия, которые, как мы увидим из дальнейшего, были господствующими в верхнем палеозое для всей территории Казахстана и Средней Азии.

Образование субширотных разрывов растяжения между разломами северо-западного простирания при региональном субмеридиональном

сжатии не является какой-то редкостью. В качестве других подобных примеров можно назвать субширотные разломы Северо-Восточного Прибалхашья, возникшие между Актасской и Баканасской зонами, субширотный Чуйский разлом между Джалаир-Найманским и Главным Каратауским разломами (в области каледонид) и др.

Чингизский разлом (по Р. А. Борукаеву, Западно-Чингизский) наиболее грандиозен в герцинском Казахстане и в свое время был отнесен к разряду глубинных разломов, характеризующихся очень длительным (с верхнего протерозоя) унаследованным развитием, наличием древних ультраосновных интрузий с соответствующей металлогенией и слабым развитием или отсутствием больших гранитных массивов (Пейве, 1956а).

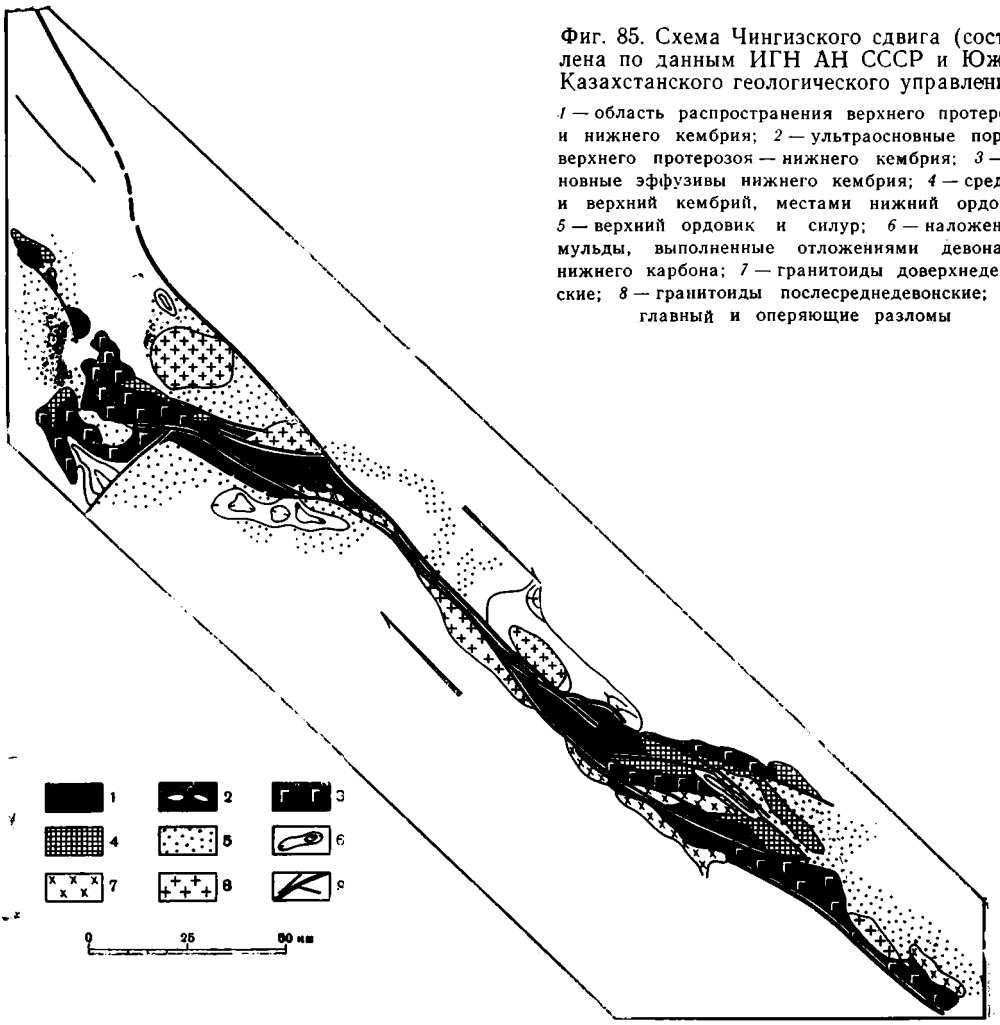
По всей длине Чингизский разлом был впервые изображен на геологической карте Казахстана, составленной в 1939 г. под редакцией Н. Г. Кассина. Позднее Чингизскую зону изучали участники экспедиции АН СССР (Н. Г. Маркова, В. Б. Кочуров и др.). Многое для познания зоны разлома дали проведенные в последние годы съемочные и тематические работы специалистов ИГН Казахской Академии наук, Южно-Казахстанского геологического управления и Всесоюзного аэрогеологического треста (Р. А. Борукаев, Е. Е. Миллер, П. А. Ренгартен и др). В 1965 г. разлом был осмотрен мною.

По имеющимся данным, Чингизский разлом (см. фиг. 77, *ЧГ*) в виде узкой прямолинейной полосы деформированных пород вытянут в северо-западном направлении на 600 *км*. Толщи докембрия, кембрия и ордовика, слагающие так называемый Чингизский антиклинорий, непосредственно в зоне разлома разбиты на длинные горизонтальные клинья и смяты в узкие изоклинальные складки с углами падения 60—90°, опрокинутые к северо-востоку; в том же направлении развиты небольшие надвиги. В зоне разлома наблюдается интенсивный метаморфизм и рассланцевание. Во многих местах обнажены мелкие линзы габбро, диоритов, змеевиков протерозоя и нижнего кембрия, а также сжатые веретенообразные тела или полосы гранитных интрузий нижнего и среднего палеозоя.

Северо-восточное крыло Чингизского разлома несколько приподнято. Оно сложено вулканогенно-осадочными толщами нижнего палеозоя, предполагаемого протерозоя и, в отдельных участках, силура, девона и нижнего карбона. Юго-западное крыло представляет собой широкий прогиб, заполненный эффузивами и эффузивно-осадочными породами преимущественно среднего палеозоя (до среднего карбона). В северо-западной части прогиба имеются выходы протерозоя и нижнего кембрия. На юго-востоке, по П. А. Рентгартену (1958), разлом (называемый им Аягузско-Урджарским) разделяет Тарбагатайскую геоантиклиналь и Баканасскую интрагеосинклиналь. В последней преобладают вулканогенные толщи верхнего палеозоя мощностью до 4 *км*; здесь же расположена крупная депрессия альпийского времени.

Чингизскому разлому, как и другим описанным выше разломам северо-западного направления, свойственно сложноперистое строение. Смежные с ним менее протяженные складчатые и разрывные структуры простираются под острыми углами к линии главного сместителя и составляют его оперение. Таковы, в частности, Абралинский синклинорий и Акбастауский антиклинорий, выделенные Н. Г. Марковой (1948), Ушбулакский разлом П. А. Ренгартена (1958), Южно- и Северо-Акчатауский разломы Р. А. Борукаева (Борукаев и др., 1962) и другие более мелкие складки и разломы.

Весьма своеобразно строение полосы пород протерозоя — нижнего кембрия в крыльях разлома. В юго-западном его крыле, севернее сел. Егенды-Булак, телескольская и бощекульская свиты, по данным Е. Е. Миллер (1960) и других исследователей, представлены главным




Фиг. 85. Схема Чингизского сдвига (составлена по данным ИГН АН СССР и Южно-Казахстанского геологического управления).

*1* — область распространения верхнего протерозоя и нижнего кембрия; *2* — ультраосновные породы верхнего протерозоя — нижнего кембрия; *3* — основные эффузивы нижнего кембрия; *4* — средний и верхний кембрий, местами нижний ордовик; *5* — верхний ордовик и силур; *6* — наложенные мульды, выполненные отложениями девона и нижнего карбона; *7* — гранитоиды доверхнедевонские; *8* — гранитоиды послесреднедевонские; *9* — главный и оперяющие разломы

образом метаморфизованными осадочными и, частично, основными эффузивными разностями пород. Они слагают полосу северо-западного простирания шириной 20 *км*. По мере приближения к разлому ширина этой полосы (горы Мурджик, Аркалык) уменьшается до нескольких километров, полоса пережимается и затем как бы растаскивается вдоль разлома. Метаморфизованные осадочные образования нижнего кембрия в зоне разлома отсутствуют на протяжении не менее 50 *км*. Юго-восточнее они появляются уже в северо-восточном его крыле в несколько видоизмененных фациях, среди которых много эффузивов, как основных, так и смешанного состава. С удалением от разлома ширина полосы этих пород снова постепенно возрастает до 20—25 *км*.

Таким образом, северо-западная часть Чингизского разлома и оперяющие его складки и разрывы в целом представляют крупную разорванную горизонтальную флексуру, а сам разлом вырисовывается как сдвиг с амплитудой правобокового смещения, достигающей по меньшей мере 50 *км* (фиг. 85).

Сдвиговые движения, сформировавшие указанную горизонтальную флексуру, произошли, вероятно, в последевонское время, поскольку прилегающие к сместителю Чингизского разлома линейные тела доверхнедевонских гранитоидов разорваны и также далеко сдвинуты.

На возможность сдвиговых подвижек в более ранние отрезки времени указывает Р. А. Борукаев (1961). По его мнению, особенно большие перемещения вдоль главного Чингизского разлома происходили в конце тремадока. Блок, включающий Чингизский геоантиклинорий, переместился по разлому в северо-западном направлении и одновременно испытал значительные погружения. Другими словами, в тремадокский век Чингизский разлом существовал как крупный сброс с одновременным левобоковым смещением его крыльев.

В новейшее время Чингизский разлом представляет собой сброс с опущенным северо-восточным крылом (Козловский, 1963). По расположению зон неоген-четвертичного осадконакопления можно предполагать правобоковые сдвиговые подвижки по разлому.

**Джунгарский разлом** расположен в юго-восточной части герцинского Казахстана и проходит параллельно Чингизскому разлому (см. фиг. 77, *ДЖ*). Он отделяет межгорные впадины Восточного Прибалхашья и Джунгарии от горного поднятия Джунгарского Алатау. Длина разлома около 400 *км*, ширина несколько километров. На юго-востоке разлом уходит за пределы СССР, на северо-западе он кулисно подставляется Баканасским разломом, с которым, по-видимому, составляет одну мощную зону дизъюнктивных нарушений; последний, однако, изучен еще слабо.

Джунгарский разлом установлен в 1905—1909 гг. В. А. Обручевым. Позднее он отмечался Н. Г. Кассиным, А. Х. Ивановым, а в последнее десятилетие зону его проявления и соседние районы изучали Н. А. Афоничев, В. В. Галицкий, К. В. Курдюков, А. Ф. Степаненко и др. Специальные исследования по Джунгарскому разлому провел В. С. Войтович, который дал всесторонний анализ его строения и развития.

По В. С. Войтовичу (1963), Джунгарский разлом и оперяющие его разрывы характеризуются преимущественно вертикальным залеганием сместителей и их горизонтальной штриховкой и сопровождаются разнообразными приразломными пликативными и дизъюнктивными дислокациями, динамометаморфизмом, гидротермальными изменениями пород, а также системами даек и жил. Характерны небольшие тела верхнепалеозойских ультраосновных интрузий, наблюдаемые почти на всем протяжении Джунгарского разлома; они, в свою очередь, превращены в серпентиниты и лиственитты. Вертикальные трещины зоны разлома простираются в нескольких направлениях: субмеридионально (0—20°), на СЗ 305—320° и 330—340°, субширотно и на СВ 45—60°. Местами встречаются пологие и горизонтальные трещины.

Гравиразведочными работами установлено, что Джунгарский разлом разделяет две гравитационные провинции. К северо-востоку от него установлен региональный гравитационный максимум, который связывается с поднятием поверхности Конрада. В северо-восточном крыле разлома эта поверхность находится на глубинах 11—13 *км*, в юго-западном крыле — на глубинах 16,5—19 *км*.

В развитии разлома, судя по данным В. С. Войтовича, намечаются четыре основные стадии — среднепалеозойская, верхнепалеозойская, мезо-кайнозойская и антропогеновая, в течение которых морфология разлома, направление движений крыльев и роль разлома в формировании соседних структур неоднократно изменялись.

В течение большей части среднего палеозоя Джунгарский разлом разделял две различные структурно-фациальные зоны. Отложения верхов силура — среднего девона в юго-западном его крыле представлены в основном толщей морских тонкообломочных и глинистых пород (2 *км*), в северо-восточном же преобладают прибрежно-морские крупнообломочные терригенные и туфогенные отложения (2,5 *км*). Залегающие выше по разрезу яшмовая формация живета — верхнего девона (1,5—2,5 *км*) и терригенные морские отложения турне-визе (2—3 *км*) отлага-

лись в более или менее одинаковых фациях по обе стороны разлома. Однако наибольшее количество очагов подводного вулканизма, с которым было связано выделение кремнезема, а также островные поднятия, давшие терригенный материал, были приурочены главным образом непосредственно к зоне разлома. Наконец, в среднем — верхнем карбоне на юго-западном крыле стали накапливаться терригенно-карбонатные морские отложения, мощностью 1—1,5 *км*, а на северо-восточном крыле — терригенно-туфовые континентальные отложения мощностью не более 1—1,2 *км*.

Таким образом, в среднем палеозое в зоне Джунгарского разлома преобладали вертикальные движения. В. С. Войтович полагает, что в течение большей части этого времени северо-восточное крыло его было приподнятым, юго-западное — опущенным (что характеризует разлом того времени как левый сброс). Однако приведенный материал говорит скорее о более сложных вертикальных движениях крыльев и самой зоны разлома, с воздыманием то одного крыла, то всей зоны, то другого крыла.

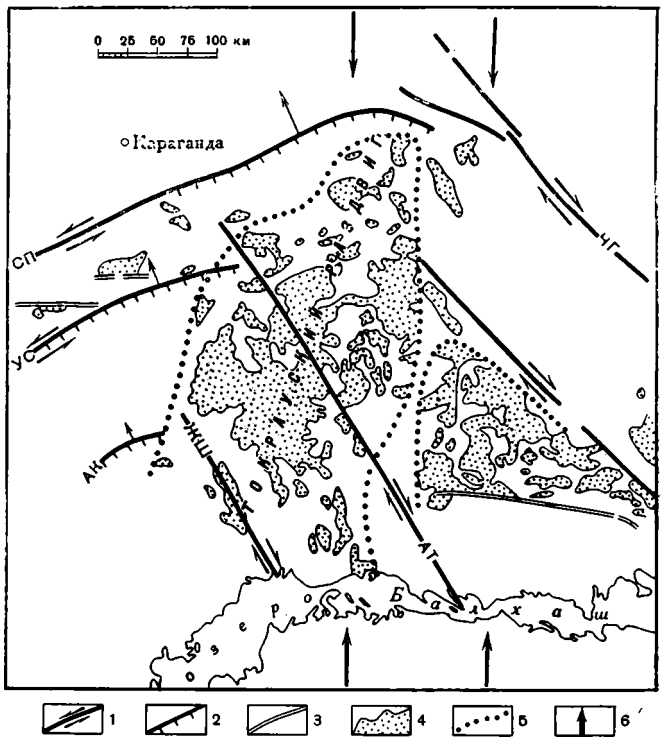
В верхнем палеозое Джунгарский разлом проявлялся как правый сдвиг (Иванов, Войтович, 1964). Смятые в складки среднепалеозойские отложения в зоне разлома были соответствующим образом изогнуты с максимальным смещением около 30 *км*. Об этом, в частности, можно судить по расположению очень характерной пачки среднего палеозоя — монотонных зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев, перекрытых сургучно-красными и зелеными яшмами, которые вместе некогда составляли единую мегасинклиналь, а в верхнем палеозое были раздвинуты по разлому как раз на указанное расстояние. В связи с проявлением сдвига в зоне разлома образовались узкие грабены растяжения (2—4 *км*), заполненные нижнепермскими молассами с прослоями кислых и основных лав, а по оперяющим разлом меридиональным трещинам внедрились ультраосновные интрузии.

В течение мезозоя и кайнозоя Джунгарский разлом разграничивал области поднятия и прогибания и вновь характеризовался преобладанием вертикальных подвижек, с преимущественным опусканием северо-восточного крыла. Амплитуда плиоцен-четвертичных вертикальных смещений (наиболее сильных в мезо-кайнозойскую стадию развития разлома), по В. С. Войтовичу, достигает 1—2 *км*.

В антропогене Джунгарский разлом возродился как правый сдвиг. Вдоль него установлены смещения дельтовых отложений крупных рек нижне- и среднечетвертичного времени, линий водоразделов, саев и т. д. Наибольшая амплитуда горизонтального смещения в антропогене находится в пределах 0,5—1,5 *км*.

Весьма своеобразными разломами герцинского Казахстана, помимо вышеописанных, являются разломы Токрауской впадины. Они чрезвычайно многочисленны и, простираясь в нескольких направлениях, разбивают Токраускую впадину на множество различных по размеру и угловатых по форме глыб. В верхнем палеозое с большинством этих разломов была связана интенсивнейшая вулканическая и интрузивная деятельность площадного характера. 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 сложноглыбовую структуру растяжения, которую в дальнейшем мы будем называть Токрауским раздвигом.

Зона Токрауского раздвига вытянута в северо-северо-восточном направлении от западного окончания оз. Балхаш до Каркаралинского района. Длина ее достигает 400 *км*, ширина колеблется от 80—100 до 200 *км*. Зона расширяется в южном направлении.




Фиг. 86. Схема пространственного соотношения разломов и верхнепалеозойского вулканизма в Центральном Казахстане.

*1* — сдвиги; *2* — надвиги; *3* — сбросы; *4* — поля эффузивов; *5* — контуры крупных вулканических районов; *6* — региональные напряжения. Буквенные обозначения см. на фиг. 77

С запада к раздвиговой зоне подходят региональные структуры северо-восточного простирания — Спасская и Успенская зоны смятия, Тектурмасский и Джаман-Сарысуйский антиклинорий, структуры Атасу-Жамшинского междуречья. На востоке зону ограничивают структуры Центрально-Казахстанского глубинного разлома, Кентерлауский антиклинорий, зона Баканасского разлома, Акбастауский антиклинорий Причингизья и, наконец, Северо-Балхашская вулканическая впадина конца палеозоя, отделенная от Токрауской узкой меридиональной полосой выходов среднепалеозойских пород. Некоторые разломы северо-западного простирания, например Актасский, переходят внутрь раздвиговой зоны, а Жамшинский разлом целиком оказывается в ее пределах. Раздвиг — негативная форма, резко наложенная на самые различные структуры нижнего и среднего палеозоя Центрального Казахстана.

Токрауский раздвиг, будучи приуроченным к области стыка структур двух направлений (фиг. 86), в то же время располагается в тылу системы крупнейших глубинных надвигов Центрального Казахстана — Спасского и Успенского. Как отмечено выше, суммарное горизонтальное смещение среднепалеозойских пород по этим надвигам в герцинском этапе достигло нескольких десятков, может быть 100 *км*. Именно это и послужило причиной образования Токрауского раздвига и на его месте — одноименной вулканической впадины.

Признаки раздвигания глубинных горизонтов земной коры в основании Токрауской впадины наиболее отчетливо зафиксированы глубинным сейсмическим зондированием, проведенным по линии Балхаш — Темиртау. Под Токрауской впадиной две верхние преломляющие границы на

глубинах 15 и 25 *км* образуют два 10-километровых коленообразных изгиба, ступенчато воздымающихся с юга на север. Изгибы попадают на одну, очень полого наклоненную к югу поверхность, которая, если ее мысленно продолжить до дневной поверхности, совпадает с краевыми разломами Токрауской впадины и соседней Успенской зоны смятия. Непосредственно под впадиной «гранитный» и «базальтовый» слои, особенно первый, ступенчато пережимаются и становятся тоньше, чем в более северных районах на глубинном продолжении Успенской и Спасской надвиговых зон, а поверхность Мохо приподымается (Андреев и др., 1964). Раздвиг, судя по геофизическим данным, вызван, по-видимому, оттоком материала глубинных горизонтов из-под Токрауской впадины в сторону Успенской и Спасской надвиговых зон.

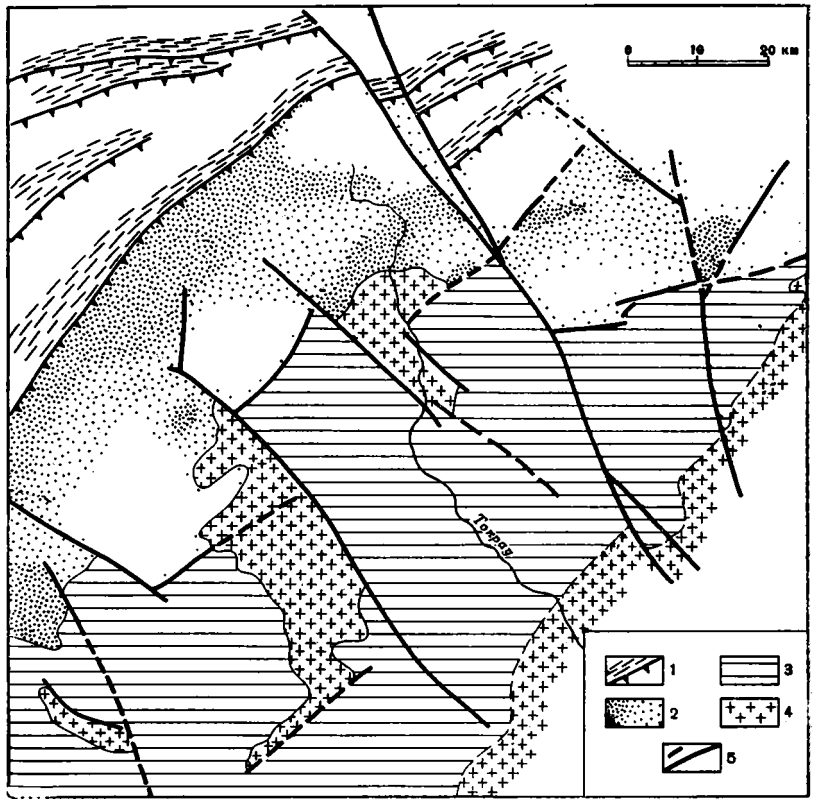
Строение верхнепалеозойских эффузивных и интрузивных комплексов Токрауской впадины наиболее полно освещено в работах М. И. Александровой, В. Ф. Беспалова, В. И. Петровой, Е. Р. Семеновой-Тян-Шанской, В. И. Яговкина и др. Нами оно изучалось в пределах Каркаралинского района и Актасской зоны. По всем имеющимся данным, в разрезе вулканогенных пород Токрауской впадины наиболее широко распространены эффузивы среднего и кислого состава. Они подразделены на несколько свит, довольно выдержанных по площади, общая мощность которых составляет 3—4 *км*.

Е. Р. Семенова-Тян-Шанская (1955) устанавливает ритмичное строение вулканогенного комплекса, выделяя в нем три цикла — визе-намюрский, первый верхнепалеозойский и второй верхнепалеозойский. По ее мнению, в пределах каждого вулканического цикла в результате дифференциации магмы имела место смена наиболее основных вулканических продуктов. Эта же закономерность, определяемая понижением основности и повышением щелочности пород, отмечена и для всего разреза в целом, от первого цикла к третьему. По-видимому, формирование Токрауского раздвига происходило не равномерно, а толчками и шло от гипсометрически более низких горизонтов к высоким.

В структурном плане территории Токрауской впадины, как показывает геологическая карта Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела (Александрова и др., 1960), лучше всего выделяется сетка разломов северо-западного и северо-восточного простираний, которые разбивают эффузивные образования верхнего палеозоя на ромбы, параллелограммы и треугольники. Довольно много безамплитудных разломов. По нашим данным (Суворов, 1962б), некоторые ромбовидные в плане глыбы небольшого размера почти со всех сторон ограничены дайками кислых пород, параллельными их краям, что бесспорно свидетельствует об образовании глыб в условиях всестороннего растяжения. Подобные структуры, вероятно, составляют основу тектоники Токрауского раздвига (фиг. 87).

Во внутренних частях Токрауской впадины, в пределах глыб развиты еще чрезвычайно пологие мульды, сложенные самыми молодыми толщами вулканогенного комплекса. Мульды эти имеют различную ориентировку, но часто слегка вытянуты в северо-западном направлении. Углы падения их крыльев редко превышают 5—10°, а в разделяющих их антиклиналях они достигают 15—20°.

По краям Токрауской впадины, особенно на северо-западе, деформации средне-верхнепалеозойских пород усиливаются. На сочленении впадины с Джаман-Сарысуйским антиклинорием, например в так называемой Уралбайской зоне разломов (Александрова и др., 1960), наклон крыльев складок, вытянутых с юго-запада на северо-восток, возрастает до 30—60°. При этом складки осадочных отложений верхнего девона — нижнего карбона более сжаты (углы падения 60°) по сравнению со складками нижележащих эффузивных образований нижнего — среднего девона и вышележащих образований визе-намюра (углы падения кото-




Фиг. 87. Схема строения зоны Токрауского раздвига (в тылу Успенской надвиговой зоны).

*1* — Успенская надвиговая зона; *2* — краевые глыбы (силур, нижний — средний девон, верхний девон — нижний карбон); *3* — зона интенсивного вулканизма (карбон — пермь); *4* — интрузии гранитоидов (верхний палеозой); *5* — вторичные разломы растяжения

рых не превышают 30—40°). В поперечном сечении складки имеют форму двояковыпуклых или вогнутых линз (Суворов, 1967). Уралбайская зона является одной из краевых раздвиговых структур, находящихся на продолжении глубинного нарушения в «гранитном» и «базальтовом» слоях под Токрауской впадиной, о котором говорилось выше.

Происхождение Токрауского раздвига, маркируемого полосой чистых (т. е. наиболее близких к жерловым фациям) эффузивных пород северо-северо-восточного простирания, как это изображено на фиг. 86, мы объясняем общим субмеридиональным сжатием. Этому соответствует также общая картина сдвиговых и надвиговых смещений по разломам северо-западного и северо-восточного простирания по обе стороны от раздвиговой зоны. Динамическая схема формирования герцинид Казахстана в верхнем палеозое, при всей сложности их строения, в таком плане не содержит каких-либо противоречий. Что же касается генезиса менее крупных субширотных зон растяжения, известных в Северо-Балхашской впадине (восточнее Токрауского раздвига) и в других местах, они, как отмечалось выше, возникли в промежутках региональных правых сдвигов северо-западного простирания и также укладываются в данную схему динамики.

В области герцинского Тянь-Шаня наиболее изучены разломы Кумбельский, Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский и Южно-Гиссарский. Первый из них параллелен Таласо-Фер-

ганскому сдвигу, остальные же образуют систему субширотных нарушений (см. фиг. 77).

Кумбельская зона включает в себя три крупных разлома северо-западного простирания — Кумбельский, Кенкольский и Арашанский, выявленных еще в 40-х годах Н. П. Васильковским, а также ряд мелких разломов, в совокупности разделяющих Кураминскую и Чаткальскую структурно-фациальные подзоны. Длина обнаженной части разломов 140 *км*, ширина 10—20 *км*. По геофизическим данным, зона прослеживается под мезо-кайнозойским покровом Ферганской впадины еще на 100 *км*. Автором Кумбельская зона отнесена к числу правых сдвигов средних глубин (Суворов, 1963а).

Вдоль разломов Кумбельской зоны, в Чаткальском и Кураминском хребтах, протягиваются полосы эффузивных пород верхнего палеозоя и небольшие изометричные тела гранитоидов. В то же время некоторые из разломов рассекают магматические образования, смещая их по ходу часовой стрелки в горизонтальной плоскости на расстояние около 15—20 *км*.

Сместители разломов, как правило, крутые. Они сложно ветвятся, сходятся и раходятся под острыми углами и разбивают Кумбельскую зону на крупные и мелкие, клиновидные в плане блоки. Характерно веерообразное расщепление разломов. Внутренняя структура блоков отличается простотой и небольшими углами падения пород. По типу своего строения Кумбельская зона чрезвычайно близка Актасской зоне Центрального Казахстана.

Один из разломов зоны — Кумбель-Угамский — в последнее время охарактеризован Р. А. Садыковым (1964). По его данным, этот разлом вытянут по азимуту СЗ 290—320° и состоит из серии преимущественно вертикальных разрывов и трещин общей шириной от 10 *м* до 1 *км*. Разлом сечет несколько магматических комплексов верхнего палеозоя — дайковые пояса, интрузивы, эффузивные поля. Например, Музбельский и Иерташский дайковые пояса, образованные дайками кислого и основного состава и имеющие северо-восточное простирание, разобщены Кумбель-Угамским сдвигом по ходу часовой стрелки на 13 *км*. Амплитуда горизонтального смещения кварцевых порфиров Бабайтаудорского массива по этому же разлому составляет 16 *км*. Наконец, полоса эффузивных пород оясайской свиты, намечаемая по продуктам наиболее интенсивной вулканической деятельности в обоих крыльях разлома, претерпела сдвиг до 14 *км*.

Суммарная амплитуда смещения по Кумбельской зоне вверх по разрезу верхнего палеозоя уменьшается. Образования среднего карбона смещены по сдвигам на 13—16 *км*. На южном склоне Кураминского хребта горизонтальная составляющая смещения рассеченных теми же разломами частей мульды в пермских эффузивах не превышает 7 *км* (Невский, 1959). Еще более поздние образования, например одна из верхнепермских даек, по свидетельству В. А. Невского, претерпела сдвиговое смещение, амплитуда которой составляет всего лишь 30 *м*.

Судя по уменьшению амплитуд к концу верхнего палеозоя, можно предполагать, что сдвиги Кумбельской зоны имеют верхнепалеозойский возраст и развивались длительно, но скачкообразно. Р. А. Садыков определяет возраст Кумбель-Угамского сдвига в пределах конца юры — начала мела, также признавая затухание сдвиговых смещений от древних отложений к молодым.

Начиная с палеогена основной разлом Кумбельской зоны проявлял себя как сброс. Он разделил Иерташчетсуйскую и Верхнеангренскую глыбы и контролировал осадконакопление того времени (Суворов, 1956). В бухарский, сузакский, алайский и туркестанский века его юго-западное крыло опускалось (мощность накопившихся здесь песчано-карбонатных отложений составляет около 45 *м*, тогда как в поднимавшемся

северо-восточном крыле эти отложения отсутствуют). В течение риштанского-сумсарского веков и в неогене на площади отдельных участков, например в верховьях р. Ангрен, более опущенным было северо-восточное крыло разлома, где накопилось до 1000 *м* красноцветных грубообломочных отложений.

Разломы Южно-Ферганский, Туркестанский и Зеравшанский рассматривались с той или иной подробностью в работах В. Н. Вебера, Н. П. Васильковского, А. В. Пейве, Н. М. Синицына, Д. П. Резвого и др. Эти разломы представляют собой прямые и обратные глубинные сбросы в виде слабоволнистых в плане тектонических линий, простирающиеся на 200—300 *км*. Они разделяют пространство между Зеравшанским хребтом и Ферганской впадиной на несколько длинных субпараллельных блоков, в разной степени опущенных относительно друг друга и осложненных серией складок, грабенов и горстов. Поднятия сложены преимущественно песчано-сланцевыми отложениями силура, прогибы — карбонатными отложениями девона — среднего карбона, песчано-конгломератовой толщей верхнего палеозоя и, местами, породами мезо-кайнозоя.

Южно-Ферганский разлом, впервые выделенный А. В. Пейве (1947), является довольно широкой зоной. Он состоит из многочисленных широтных и восток-северо-восточных сбросов, густо рассекающих всю ступень низких предгорий Южной Ферганы. Наиболее крупные из этих дизъюнктивов следуют вдоль южного края Карачатырского верхнепалеозойского прогиба. Их вертикальная амплитуда, по Н. М. Синицыну (1960), измеряется сотнями метров, а протяженность достигает нескольких десятков километров.

Как отмечает Д. П. Резвой (1959), в зоне разлома известны вулканические проявления, имевшие место в нижнем и верхнем кембрии, верхнем силуре, нижнем и среднем девоне и в верхнем палеозое. С зоной совпадает Канский серпентинитовый массив, внедрившийся в верхнем силуре — нижнем девоне. Н. М. Синицын с зоной Южно-Ферганского разлома связывает известный ртутно-сурьмяный пояс Южного Тянь-Шаня.

Велико значение разлома как палеогеографической и палеотектонической границы. По Д. П. Резвому (1958), в готландии зона разлома служила местом накопления прибрежных осадков. В раннем и среднем девоне она была южным краем Кураминско-Ферганской суши. В среднем и позднем карбоне с ней совпадала граница Карачатырского прогиба с мощным терригенным осадконакоплением. В ранней юре здесь отлагались угленосные осадки Шураба и Кызыл-Кии. В мелу и палеогене вдоль зоны располагалась граница областей Ферганского прогибания и Туркестанского поднятия. Наконец, в новейшем этапе Южно-Ферганский разлом служит современной южной границей Ферганской впадины.

Зона Туркестанского разлома вытянута вдоль Туркестано-Зеравшанского поднятия, сложенного силурийскими толщами, и состоит из нескольких параллельных крутых разрывов. В целом она представляет собой длительно существовавший грабен шириной 6—10 *км*, заполненный отложениями верхнего палеозоя (2800 *м*), юры (600 *м*) и мела (1200 *м*). Внутри зоны разрывы местами сливаются в одну тектоническую линию или принимают вид надвигов либо с перекрытием девона и верхнего палеозоя метаморфизованным силуром осевой части Туркестанского хребта, либо с перекрытием юры палеозоем; аплитуды надвиговых смещений очень невелики.

По данным Д. П. Резвого, Туркестанский разлом в силурийское время располагался между областью малых погружений (Каравшинская фациальная зона) и областью максимального погружения на месте современных Туркестанского и Алайского хребтов и долины р. Зеравшан (Туркестанская фациальная зона). Параллельно ему определилось додевонское Туркестано-Зеравшанское поднятие, а в девоне вдоль него

проходила граница накопления карбонатных осадков. К зоне разлома тяготеют сравнительно небольшие, удлиненные в широтном направлении интрузии верхнепалеозойских гранитоидов, прослеживающихся в виде пояса по осевой части Туркестанского и Алайского хребтов.

Ограниченные глубинными разломами блоки или горст-антиклинальные и грабен-синклинальные полосы южной окраины Ферганы обладают достаточно сложной внутренней структурой. Последняя в значительной степени определяется наличием всевозможных складок, нередко крутых, с несомненностью свидетельствующих о проявлениях горизонтального сжатия. Складки в целом параллельны главным разломам, вдоль которых они вытянуты цепочками и, в свою очередь, сопровождаются дополнительными разрывными нарушениями. Интенсивность смятия разновозрастных толщ весьма неодинакова.

Так, отложениям силура свойственны сравнительно мелкие и крутые складки, опрокинутые большей частью на север, в сторону Ферганской впадины. В отдельных участках (хр. Катран и др.) складки сильно пережаты и представлены изоклинальными формами; местами развиты плойчатость и гофрировка. Наряду с этим встречаются крупные моноклинали и линейные складки, например антиклиналь Тюяташ в междуречье Сох-Исфара и многие другие, вытянутые на расстояние до 50 *км*. Складки асимметричны, с признаками опрокидывания осевых плоскостей на север. Углы падения северных крыльев 50—60° и более, южных — 20—30°.

Средне-верхнепалеозойские отложения смяты в крупные складки с наклоном крыльев 45—50°. Часть складок аркообразной формы, но большинство из них сопряжено с разломами и выражено в виде горст-антиклиналей, грабен-синклиналей и моноклиналей. В блоках высоких предгорий Туркестанского и Алайского хребтов складки наклонены к северу, а по южному краю Сурметашского прогиба — к югу. В Карачатырском верхнепалеозойском прогибе, по Д. П. Резвому, всюду развиты сравнительно простые складки, причем преобладают синклинали, отличающиеся значительной шириной и пологостью крыльев, тогда как разделяющие их антиклинали более узки и нередко в замках осложнены разломами.

В мезо-кайнозойских отложениях Южной Ферганы наибольшим распространением пользуются идиоморфные складки — протяженные (до 30 *км*) горст-антиклинали с палеозойскими ядрами и рубцовые (флексурные) складки на продолжении разломов палеозойского основания. Широко развиты также складки срыва, меньшие по размерам, но несколько более крутые (Резвой, 1959; Суворов, 1954). Обычные углы падения мезо-кайнозойских слоев не превышают 25—30°, однако в зонах разломов и в складках срыва они нередко возрастают до 70—90°, с тенденцией опрокидывания на палеозойское обрамление Ферганской впадины.

Интенсивность складчатости Южной Ферганы в целом ослабевает вверх по разрезу от древних толщ к молодым. Эту их особенность мы связываем с длительным, конседиментационным развитием как складчатых, так и разрывных нарушений.

Развитие Южно-Ферганского, Туркестанского и Зеравшанского глубинных разломов, а также складчатых и разрывных нарушений в их зонах протекало (особенно в Алае) на фоне миграции крупных прогибов с юга на север. Это отчетливо видно из составленного Д. П. Резвым (1959) графика скоростей прогибания и поднятия Туркестано-Алайской системы на протяжении среднего — верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя. Наиболее глубокий прогиб силурийского времени, в котором скорость опускания земной коры, по Д. П. Резвому, достигала 130—140 *м* в миллион лет, располагался в области Туркестанского хребта и р. Зеравшан. В верхнем палеозое максимальный прогиб располагался уже в зоне предгорий современных Алайского и, частично, Туркестанского хребтов,

причем скорость прогибания в среднем карбоне здесь была равна 150—160 *м* в миллион лет. Наконец, в мезо-кайнозое наибольший прогиб пришелся на область современной Ферганской впадины, где прогибание происходило в среднем со скоростью 150—180 *м* в миллион лет.

Миграция области прогибания в северном направлении была вызвана последовательным поднятием каждого южного блока и проседанием каждого более северного и находилась в прямой связи с развитием главных разломов. В Алайском хребте, на что уже было обращено внимание при описании Таласо-Ферганского разлома, миграция была плавной, чрезвычайно устойчивой по направлению и достигла очень большого размаха. В более же западных районах процесс миграции, наоборот, протекал скачкообразно и неравномерно, о чем говорит сопоставление мощностей отложений на крыльях, например Южно-Ферганского разлома (табл. 3).

Таблица 3

| Возраст отложений | Мощность, *м* | |
|---|---|---|
| | северное крыло | южное крыло |
| Cm | 1200 | — |
| S—$D_1$ | 0 | 3800 |
| $D_2$—$C_1$ | 2500 | 2250 |
| $C_2$ | 1500 | 400 |
| $C_3$—P | 3900 | 0 |
| $T_3$—J | 240 | 1200 |
| Cr—$Q_1$ | 2600 | 0—500 |

В течение почти всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя крылья Южно-Ферганского разлома несколько раз испытывали попеременно то поднятие, то опускание. В эпохи максимальных опусканий одного из крыльев (силур — нижний девон, верхний карбон — пермь, кайнозой) непосредственно в зоне разлома, очевидно, преобладали усилия растяжения. Моментам смены знака движений (ордовик, средний девон — нижний карбон, нижний и средний триас, верхняя юра — нижний мел) соответствовали фазы сжатия, особенно когда крылья разлома выходили на один гипсометрический уровень. Большинство известных перерывов и угловых несогласий в стратиграфическом разрезе южного обрамления Ферганской впадины по времени возникновения совпадают с фазами сжатия. Таким образом, сравнительно напряженную складчатость и небольшие, отмеченные выше надвиговые нарушения области Южно-Ферганского и Зеравшанского разломов следует объяснять переменным характером вертикальных движений по их сместителям.

На северных склонах Алайского и, частично, Туркестанского хребтов, против Памирской дуги, развитие разломов протекало сложнее, с преобладанием на некоторых этапах не только вертикальных, сбросовых, но и чешуйчатых и покровных движений значительной амплитуды.

Г. С. Поршняков (1962), изучавший эту часть Тянь-Шаня, среди крупных дизъюнктивных нарушений выделил: 1) разломы раннегерцинских геосинклинальных прогибов, 2) среднегерцинские разрывы первых фаз складчатости, 3) позднегерцинские разломы последних фаз складчатости, 4) альпийские (возрожденные) разломы.

Раннегерцинские разрывы проявляются в виде узких зон развития вулканогенных фаций нижнего и среднего девона, имеющих мощность 2—3 *км* и вытянутых вдоль осей синклинальных структур. Геометрия этих разломов не совсем ясна, но их принадлежность к группе разломов растяжения не вызывает сомнений. Таковы Араванская и Охнинско-Талдыкская зоны протяженностью до 250 *км*.

Среднегерцинские разрывы первых фаз складчатости относятся к группе взбросов, надвигов или тектонических покровов. Длина покровных структур 80 *км*, амплитуда перекрытий превышает 12 *км*. Поверхности разрывов смяты в складки. Под поверхностью скольжения залегают породы карбона, выше — граптолитовые сланцы силура. Автохтон

выступает в тектонических окнах, а под покровом он местами разбурен. Крупные надвиги обычно двойные: на толщу среднего карбона по ним надвинуты сланцы нижнего — среднего девона, а на эти последние — силурийские отложения. Наиболее типичный пример нарушений данной группы — Кадамджайский надвиг.

Позднегерцинские разрывы последних фаз складчатости представлены диагональными и близкими к продольным нарушениями с крутыми сместителями, приуроченными к окраинным частям среднепалеозойских складчатых зон. Разломы пересекают складчатые и покровные структуры верхнего палеозоя, не нарушая мезо-кайнозойских толщ. Наиболее крупным считается Северо-Катранский (Южно-Ферганский — *А. С.*) разлом, ограничивающий с юга мощный верхнепалеозойский комплекс Карачатырского прогиба; он интерпретируется как крутой взброс с возможной амплитудой в несколько тысяч метров.

Альпийские разломы Алая выражены крутыми взбросами с резким выполаживанием сместителей близ дневной поверхности. Частично эти разломы совпадают с верхнепалеозойскими швами.

Установление Г. С. Поршняковым среднегерцинских покровных структур в Алайском хребте позволяет по-новому трактовать тектонику всего района, расположенного во внутреннем углу сочленяющихся надвигов Памиро-Алая (северо-восточного простирания) и сдвигов Тянь-Шаня и Каракорума (северо-западного простирания). Существовавшие здесь среднегерцинские чешуйчатые и покровные структуры чрезвычайно отличаются от системы субширотных вертикальных разломов более западных районов, но совершенно аналогичны по морфологии альпийским нарушениям Северного Памира. Вероятно, в середине герцинского этапа они были частью структуры Памира, тектонические границы которого проходили, таким образом, значительно севернее, чем на альпийском этапе.

Субширотные разломы Гиссара сконцентрированы главным образом на границе Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской структурно-фациальных зон, а также внутри последней и заняты протяженными интрузивными и эффузивными поясами. Разломы большей частью установлены С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко и неоднократно отмечались в работах Н. М. Синицына, А. В. Пейве и др. В последнее время один из разломов Юго-Западного Гиссара специально описан А. В. Покровским.

По данным упомянутых исследователей, в Гиссарском хребте наиболее отчетливы, пожалуй, два крупных разлома — Северный и Южный (см. фиг. 77, *СГ* и *ЮГ*).

Первый из разломов, расположенный на стыке Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальных зон, вытянут более чем на 200 *км* при ширине 10—20 *км*. По С. К. Овчинникову (1959), в строении южного крыла участвуют: 1) метаморфические породы докембрия, 2) сланцы с прослоями известняков среднего девона, 3) сланцы, песчаники и конгломераты турне (несколько сотен метров), 4) известняки визе — намюра (100—200 *м*), 5) спилито-кератофиры (2000 *м*) и конгломерато-песчано-сланцевая толща (несколько сотен метров) среднего карбона, 6) сланцы, песчаники, конгломераты, изредка известняки верхнего карбона (1000 *м*), 7) пермские вулканогенно-осадочные породы (до 2000 *м*). В северном крыле обнажены: 1) силурийские сланцы и известняки (менее 1500 *м*), 2) известняки нижнего—среднего девона, 3) сланцы, песчаники и конгломераты турне (1500 *м*), 4) известняки визе — намюра (более 300—400 *м*), 5) сланцы, песчаники и конгломераты, реже известняки среднего и верхнего карбона (300—500 *м*), 6) нижнепермские эффузивы.

Сравнение приведенных разрезов палеозойских толщ указывает на то, что в силуре, девоне и нижнем карбоне северное крыло Северо-Гис-

сарского разлома было более опущенным, чем южное, в отдельные отрезки времени выходившее на уровень эрозионного среза. В верхнем палеозое, наоборот, северное крыло было приподнятым, а южное усиленно погружалось. В конце среднего карбона зона разлома испытала сильное растяжение, и в нее несколькими фазами внедрился круто наклоненный Гиссарский гранитоидный плутон. После этого к концу палеозоя различия между Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальными зонами в значительной мере стираются, и как замечено С. К. Овчинниковым, при последующих тектонических движениях вся эта территория выступает как единое целое.

Имея в виду чешуйчатое строение палеозоя Зеравшано-Гиссарской зоны, отмеченное В. Р. Мартышевым и П. Д. Виноградовым, автор отнес Северо-Гиссарский разлом к категории крутых глубинных надвигов (Суворов, 1962а). Однако данные по морфологии разлома и характер его формирования указывают на то, что здесь мы имеем дело с глубинным сбросом, аналогичным субширотным разломам южного обрамления Ферганы.

Такова же природа и Южно-Гиссарского разлома. По данным А. В. Покровского (1963), этот разлом отделяет древнее поднятие юго-западных отрогов Гиссара от герцинской подвижной зоны Южного Гиссара. Морфологически разлом выражен цепочкой узких (3—5 *км*) мезозойских депрессий, к западу он скрывается под молодыми отложениями Кашкадарьинской депрессии, а в восточном направлении следует по линии Клебельсберга. К югу от разлома развиты докембрийская метаморфическая серия с докарбоновыми интрузиями, эпиконтинентальные карбонатно-терригенные отложения турне — визе, мощная толща кислых эффузивов верхнего визе — намюра и мезо-кайнозойский чехол юго-западных отрогов Гиссара и Таджикской депрессии. К северу от разлома обнажены силур-девонские отложения, прорванные герцинскими интрузиями, толща карбонатных отложений турне — нижнего намюра и спилито-кератофиров верхнего намюра общей мощностью до 3000 *м* и, наконец, наземные андезитовые лавы среднего карбона. Таким образом, Южно-Гиссарский разлом формировался при преобладающем опускании северного крыла в среднем и верхнем палеозое и его поднятии в мезо-кайнозое, особенно в неогене.

Заканчивая обзор разломов герцинского Тянь-Шаня, необходимо сказать несколько слов еще об одной структуре — о Ферганской впадине, какой она представляется по современным данным. Как известно, Ферганская впадина начала формироваться с конца палеозоя. В настоящее время это — огромный провал северо-восточного простирания с необычайно простым строением мезо-кайнозойского покрова в его центральной части. Длина впадины составляет 300 *км*, ширина колеблется от 50 до 100 *км*, максимальная расчетная глубина до палеозойского фундамента достигает 11,5 *км*. Впадина расположена позади (в тылу) надвиговых структур Чаткало-Пскемского района и, вероятно, представляет собой зону глубинного раздвига.

По некоторой аналогии с Токрауским раздвигом, образование Ферганской впадины, по-видимому, следует связывать с оттоком материала «гранитного» слоя из-под ее основания в пределы соседнего Кураминско-Чаткальского поднятия, изобилующего крупными гранитными телами верхнепалеозойского, местами нижнемезозойского возраста. В мезо-кайнозойском чехле по северо-западной окраине раздвиговой зоны процесс растяжения более всего сказался в морфологии Прикураминского разлома (см. фиг. 69), поднятое северо-западное крыло которого при наклоне сместителя к юго-востоку заметно отодвинулось по горизонтали от юго-восточного крыла. На востоке же установлено резкое увеличение амплитуды Таласо-Ферганского сдвига (с 70 до 200 *км*) в образованиях палеозоя.

## Область альпийской стабилизации

В Средней Азии областью альпийской стабилизации мы считаем весь Памир и прилежащие части Таджикской депрессии, включая зону Вахшского надвига, т. е. как раз те районы, где с наибольшей интенсивностью в палеозойских и в мезо-кайнозойских толщах проявились новейшие поднятия, складкообразовательные процессы и горизонтальные перемещения большей амплитуды (Пейве и др., 1964).

Разломы этой области, в отличие от разломов каледонид и герцинид, выражены с большей резкостью, местами исключительно эффектны и почти всюду доступны для непосредственных наблюдений. Их недостатком, пожалуй, является только то, что новейшие движения слишком сильно переработали существовавшие до этого структуры, создав, таким образом, большие трудности в расшифровке предыстории альпийских разломов.

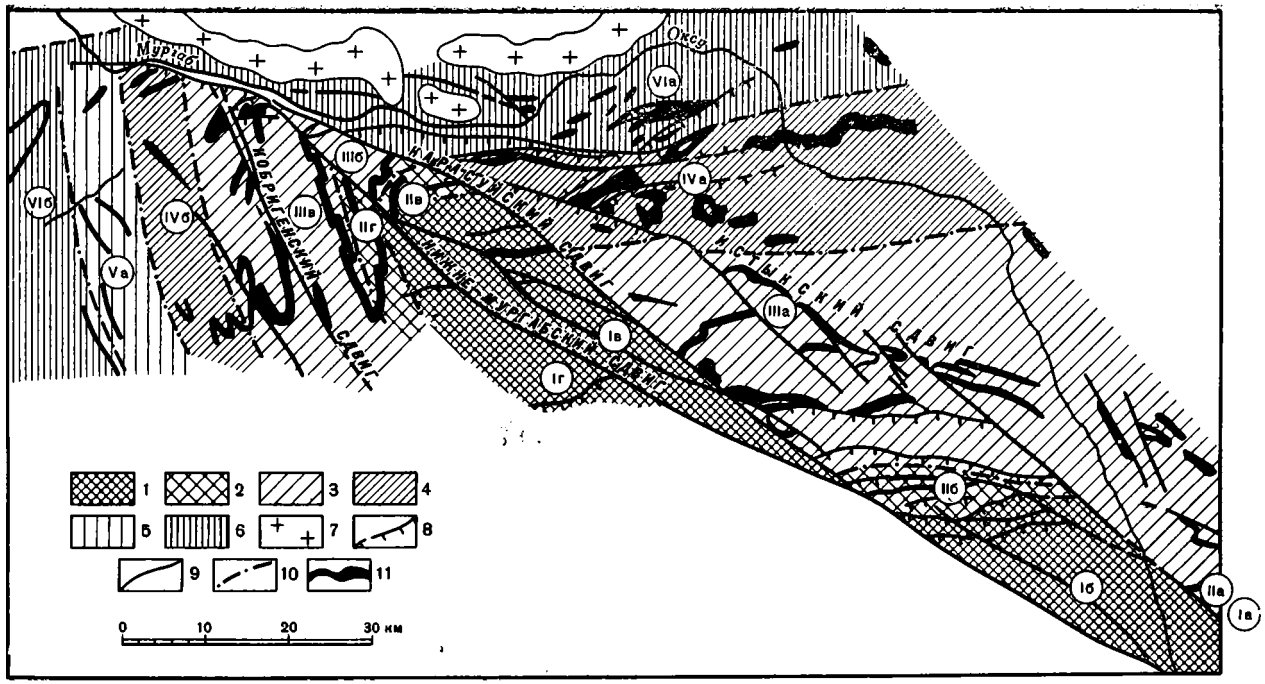
Пользуясь литературными данными, приведем дополнительно к рассмотренным выше материалам по альпийским разрывным структурам Памиро-Алая характеристики двух наиболее изученных зон разломов — Аксу-Мургабской и Акбайтальской, представляющих два основных типа крупных памирских нарушений. На этих же примерах мы постараемся показать, что развитие альпийских разломов, как и разломов более древних, происходило длительно и сложно.

Аксу-Мургабская зона (см. фиг. 77, *ЮМ*) проходит через Юго-Восточный Памир, простираясь в северо-западном направлении более чем на 150 *км* при ширине 15—20 *км*.

Впервые зона была выявлена в начале 30-х годов участниками Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР (В. П. Ренгартеном, С. И. Клунниковым, Г. А. Дуткевичем и др.), которые представляли ее в виде ряда прерывистых дизъюнктивных линий, главным образом небольших надвигов, осложняющих синклинально-складчатую структуру юрских карбонатных пород Юго-Восточного Памира. В дальнейшем геологическое строение Аксу-Мургабской зоны и смежных районов изучали Т. Ф. Андреева, Б. П. Бархатов, В. И. Дронов, М. С. Дюфур, С. С. Карапетов, Б. К. Кушлин и многие другие, в деталях разработавшие стратиграфию района. Особый интерес к Аксу-Мургабской зоне был вызван исследованиями С. В. Руженцева, в нескольких статьях показавшего ее современную сдвиговую структуру, а также В. М. Реймана, который обратил внимание на принадлежность к этой зоне, названной им Чакобайским разломом, полосы триасовых рифов.

Аксу-Мургабскую зону образуют четыре основных разлома — Истыкский, Карасуйский, Нижне-Мургабский и Кобригенский, а также большое количество мелких швов, нарушающих отложения перми, триаса и юры. По С. В. Руженцеву (1963), каждый из основных разломов имеет ширину 1—2 *км* и состоит из ряда крутых сместителей, отмеченных полосами брекчий и интенсивной мелкой складчатости шириной от 10—20 до 50—70 *м*. Сместители наклонены под углами более 75° к северо-востоку и к 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°.

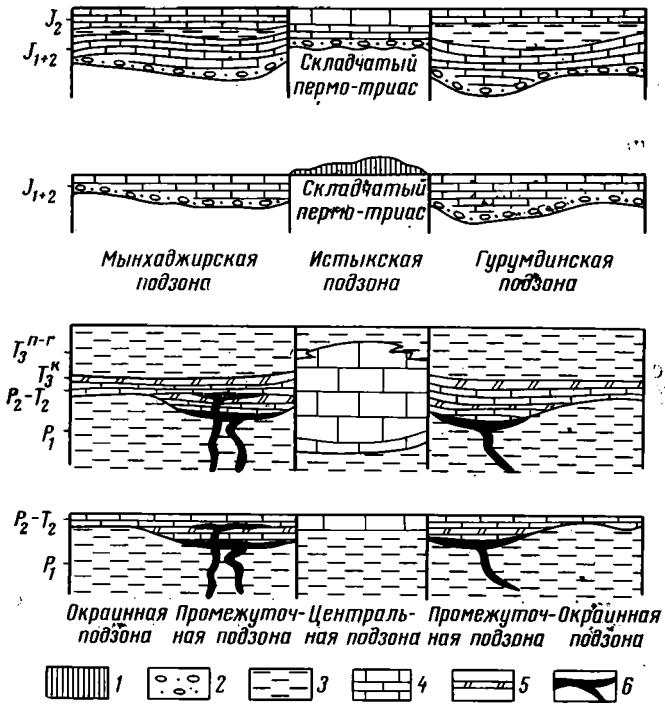
Складчатость пермо-триасовых отложений Аксу-Мургабской зоны, как отмечают многие исследователи, сравнительно простая, а верхнеюрские известняки характеризуются слабоволнистым и даже почти горизонтальным залеганием. Складчатые и складчато-глыбовые структуры обычно располагаются под острыми углами к сместителям разломов, отчего структурный рисунок зоны в плане имеет в общем перистое строение. Отдельные складки рассечены и передвинуты в горизонтальной




Фиг. 88. Распределение фаций пермо-триаса в Аксу-Мургабской зоне сдвигов (Руженцев, 1963).

*1* — центральная фациальная зона; *2* — фации, переходные от центральных к промежуточным; *3* — промежуточная зона (сокращенные мощности); *4* — промежуточная зона (максимальные мощности); *5* — фации, переходные от промежуточных к окраинным; *6* — окраинная зона; *7* — граниты; *8* — надвиги; *9* — сдвиги; *10* — границы фациальных зон; *11* — обнажения пермо-триаса

Римские цифры обозначают различные фациальные зоны




Фиг. 89. Схематические структурно-фациальные профили через Юго-Восточный Памир (Дронов, Левен, 1961).

*1* — область поднятий; *2* — конгломераты и песчаники; *3* — сланцы; *4* — известняки; *5* — кремнистые сланцы; *6* — диабазы

плоскости по ходу часовой стрелки на сотни метров и первые километры.

Наибольшие амплитуды правосторонних сдвиговых смещений констатированы вдоль основных разломов зоны. Они установлены С. В. Руженцевым (фиг. 88) по расположению фациальных подзон пермо-триаса и имеют следующие значения: по Кобригенскому разлому — 12—13 *км*, по Нижне-Мургабскому — 10 *км*, по Истыкскому — 10—12 *км* и по Карасуйскому — 55 *км*. В последнем случае, однако, фациальные зоны в крыльях Карасуйского сдвига сбиваются между собой не очень точно, что видно и на прилагаемой схеме. Вероятно амплитуда горизонтального смещения здесь завышена.

Возраст сдвигов и вообще время заложения разломов Аксу-Мургабской зоны С. В. Руженцев считает позднемезозойским, с максимальным развитием в кайнозое. По его мнению, сдвиги смещают некоторые доюрские складки, а в отложениях средней и верхней юры по крыльям разломов осадки, которые могли бы образоваться при разрушении приразломных уступов, не установлены. Однако здесь же он оговаривается, что время заложения разломов окончательно не выяснено.

Чтобы решить этот вопрос, рассмотрим распределение различных фациальных подзон в пределах Юго-Восточного Памира, а главное, их изменения по мощности и составу от одного крупного блока к другому.

В содержательной сводке по геологии Юго-Восточного Памира В. И. Дронов и Э. Я. Левен (1961) выделяют в отложениях перми и триаса три фациальные подзоны — Центральную, Промежуточную и Окраинную (фиг. 89). Центральная подзона узкой полосой протягивается в северо-западном направлении и в общих чертах, как было подчеркнуто позже В. М. Рейманом (1962), совпадает с зоной описываемого разлома. Промежуточная подзона, в свою очередь, таким же образом окаймлена Окраинной подзоной.

Наибольшая мощность пермских отложений (1570 *м*) замерена в Промежуточной подзоне, где выделяются пять свит (снизу вверх) : 1) базардаринская песчано-сланцевая, 2) шиндыйская, сложенная основными эффузивами, 3) кубергандинская известняково-сланцевая, 4) ганская известняково-кремнистая и 5) карабелесская туфогенная. В Центральной подзоне мощность перми сокращается, вулканогенные образования шиндыйской и карабелесской свит отсутствуют, а верхняя пермь сложена массивными известняками мощностью 40—50 *м*, тогда как в Промежуточной подзоне она составляет 250—300 *м*.

Триасовые отложения, слагающие две свиты — кобригенскую (известняки и кремнистые сланцы) и истыкскую (песчаники и сланцы), также изменчивы. В Центральной подзоне верхняя половина кобригенской свиты замещена массивными рифовыми известняками, мощность которых (несколько сотен метров) сильно превышает мощность всей свиты в Промежуточной подзоне; истыкская свита в Промежуточной и Окраинной подзонах имеет мощность 700—1000 *м*, а в Центральной — 300—400 *м*.

Различия в строении фаций перми и триаса В. И. Дронов и Э. Я. Левен объясняют колебательным характером тектонических движений во время их накопления (без участия разломов). Однако приведенные данные убеждают в том, что в основе колебаний отдельных участков Юго-Восточного Памира были все же движения по разломам. Фациальные подзоны пермо-триаса представляют собой по существу крупные конседиментационные блоки. Если совместить эти блоки, ныне передвинутые относительно друг друга в горизонтальной плоскости на значительное расстояние, то их фациальные различия проступают особенно отчетливо, в чем легко убедиться на примере Карасуйского разлома (см. фиг. 88). Таким образом, разломы Аксу-Мургабской зоны в тектоническом рельефе Юго-Восточного Памира были выражены уже в позднем палеозое и активно проявлялись в триасовый период.

В юрских песчано-карбонатных отложениях, залегающих на пермотриасе с угловым несогласием, размещение фациальных подзон несколько иное. В. И. Дронов и Э. Я. Левен выделяют здесь Истыкскую подзону (совпадающую с Центральной подзоной предшествующего этапа, но более широкую), к юго-западу от нее — Гурумдинскую и к северо-востоку — Мынхаджирскую. По их мнению, симметрии в расположении юрских фаций уже нет. Для Гурумдинской подзоны характерен непрерывный разрез юрских отложений от нижнего лейаса до среднего келловея включительно. Истыкская подзона отличается непрерывным разрезом юры, начиная с байосского яруса и до оксфорда (или до кимериджа). В Мынхаджирской подзоне юрский разрез начинается от среднего—верхнего лейаса и заканчивается батским ярусом.

С переходом от одной подзоны к другой мощности юрских отложений и их фациальный облик (см. фиг. 89) меняются скачкообразно. Очевидно, и в это время фациальные подзоны представляли собой блоки, разделенные активными разломами Аксу-Мургабской зоны.

Конседиментационное развитие разломов продолжалось и в послеюрское время. Об этом можно судить хотя бы потому, что так называемая тешикташская вулканогенная толща верхнего мела — палеогена получила распространение только в Гурумдинской подзоне, вдоль одного из разломов по границе с Истыкской подзоной. Мощность этой толщи, сложенной андезитами, дацитами, липаритами и грубообломочными вулканогенными породами, составляет несколько сотен метров.

Весьма характерно, что на протяжении длительного развития Аксу-Мургабской зоны характер движения по ее разломам не оставался постоянным. Так, в позднепермское время зона была приподнята и представляла собой двухсторонний горст, который проходил в центральной части 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, что тогда она имела форму асимметричного одностороннего горста, в котором проявились правосторонние сдвиговые подвижки, установленные С. В. Руженцевым по смещению фаций пермо-триаса и досреднеюрских складок.

Как протекало развитие Аксу-Мургабской зоны в кайнозое, пока неизвестно, поскольку отложения этого возраста в Юго-Восточном Памире распространены в ограниченном числе мест и изучены пока еще недостаточно. В неоген-четвертичное время разлом, возможно, проник далеко к северо-западу, до Алайского хребта, а его северо-восточное крыло было приподнято меньше, чем юго-западное.

Вторая из вышеупомянутых зон — Акбайтальская — не менее интересна, чем первая (см. фиг. 77, *АКБ*). Она пересекает Памир в субширотном направлении (от пос. Ванч до оз. Рангкуль и далее), разделяя Северо-Памирскую (палеозой) и Центрально-Памирскую (мезо-кайнозой, местами палеозой) структурно-фациальные зоны. Ее длина более 300 *км*, ширина несколько километров. Зона была выделена еще в 30-х годах В. А. Николаевым, который придавал ей важное значение и сравнивал ее с Главным разломом Северного Тянь-Шаня.

В современном эрозионном срезе зона морфологически выглядит довольно сложно. На западе и на востоке она представляет собой взброс, местами — надвиг с наклоном сместителя под углами 40—60° в северных румбах (Дюфур, 1961; Мельник, 1963). В центральной же ее части (район перевала Акбайтал) обнаружен покров со смещением мезо-кайнозойских отложений к северу. По С. В. Руженцеву (1962), структура покрова состоит здесь из серии чешуй и в целом имеет синклинальное строение. Северное крыло синклинали образовано отложениями палеозоя и нижнего мезозоя. Южное крыло слагают отчасти породы палеозоя, но в основном юры, мела и палеогена. В северном крыле синклинали плоскости надвигов, ограничивающих чешуи, падают на юг под углами 30—65°; это крыло надвинуто на северопамирский метаморфический комплекс. В южном крыле сместители под углами 45—65° наклонены на север; здесь смещение произошло на музкольский метаморфический комплекс. По Э. Я. Левену (1964), крутые чешуи Акбайтальской зоны западнее перевала выполаживаются и переходят в горизонтальный тектонический покров. Э. Я. Левен предполагает, что этот покров — остаток шарьяжа, перекрывающего весь Центральный Памир.

Соответственно полученным данным теперь уже никто не отрицает наличия внутри Акбайтальской зоны молодых, чешуйчато-складчатых, структур, возникших на альпийском этапе развития при тангенциальном сжатии. Мнения разделились только в вопросе направления тектонических движений — одни считают, что эти движения были направлены с севера на юг, другие, что, по-видимому, более правильно,— с юга на север.

Наряду с этим некоторые геологи (Кухтиков, 1956; Дюфур, 1961, 1962; Мельник, 1963, и др.) трактуют Акбайтальскую зону как краевой глубинный разлом, обосновывая его различиями в строении и развитии Северного и Центрального Памира, разделенными этой зоной. Различия особенно значительны для мезо-кайнозойского этапа. Северный Памир был тогда поднятием, а в Центральном Памире накопились разнообразные отложения мощностью почти 10 *км*. Последние в настоящее время хорошо расчленены и имеют следующий разрез (Дюфур, 1962): пермо-триас —

известняки (3 *км*), верхний триас — глинистые сланцы с прослоями песчаников (2 *км*), юра — известняки и сланцы с песчано-конгломератовыми прослоями (1,5—2,5 *км*), нижний мел — красноцветные терригенные отложения (1,2—1,5 *км*), верхний мел — рудистовые известняки (0,4 *км*), верхний мел и палеоген — вулканогенно-обломочная толща (1,5 *км*), палеоген и неоген — конгломераты.

Породы палеозоя изучены хуже, но их разрезы также неодинаковы. На севере Памира выделяются: метаморфические породы протерозоя — нижнего палеозоя (2—3 *км*), эффузивы и сланцы ордовика с прослоями известняков и песчаников (2 *км*), сланцы, эффузивы и пирокласты среднего палеозоя с прослоями известняков (около 5 *км*), терригенно-карбонатные отложения верхнего палеозоя (7 *км*). Более южный разрез слагают: нижнепалеозойская метаморфическая толща (4—6 *км*), ордовикские сланцы и песчаники (1 *км*), среднепалеозойские карбонатные породы с прослоями песчаников (2, 3 *км*), верхнепалеозойские сланцы, известняки и песчаники с прослоями эффузивов (1, 2 *км*).

Общая мощность палеозойского разреза к северу от Акбайтальской зоны (без пород пермо-триаса) составляет 16—17 *км*, к югу — 10—11 *км*. Разница в мощностях возникла главным образом за счет отложений верхнего палеозоя и нижнего карбона, более мощных в северном крыле зоны (12 *км*) и менее мощных в южном (4 *км*).

Сравнение приведенных разрезов ясно указывает на вертикальную направленность движений крыльев Акбайтальского разлома, различия в строении которых не могут быть объяснены только с позиций горизонтального сближения Северного и Центрального Памира. Вероятно, Акбайтальская зона существовала в качестве краевого разлома довольно долго и в палеозое, и в мезозое. Однако ее современное положение вряд ли отвечает тому, каким оно было в мезозое и особенно в палеозое. Первоначально зона, по-видимому, находилась где-то в более южных районах.

В позднем и среднем палеозое Акбайтальская зона характеризовалась энергичным опусканием северного крыла с широким проявлением вулканической деятельности и мощным осадконакоплением. Полоса опусканий охватила все пространство между Акбайтальским и Дарваз-Каракульским разломами и в общем региональном плане пришлась на районы позади зоны среднегерцинских надвигов Алайского хребта, описанных Г. С. Поршняковым. В среднем — позднем палеозое полоса опусканий испытывала сильное растяжение и представляла собой, скорее всего, зону раздвига (или зону растяжения).

В мезозое северное крыло Акбайтальской зоны было преимущественно приподнято и осадконакопления там не происходило. Поднятие крыла сопровождалось внедрением гранитоидных интрузий, многие из которых имеют триасово-юрский возраст (Буданов и др., 1961). Южное крыло, наоборот, испытывало глубокое погружение, которое распространилось на весь Центральный Памир и более юго-восточные районы. При этом область прогибания оказалась в тылу Вахшской и Дарваз-Каракульской надвиговых зон, по которым горизонтальные смещения к северу тогда уже происходили. Можно думать, что в мезозое южное крыло Акбайтальской зоны находилось в условиях растяжения.

С конца мезозоя и особенно в кайнозое Акбайтальская зона развивалась в условиях всеобщего подъема Памира и преобладающего тангенциального сжатия, направленного с юга на север. В соседних, главным образом более южных районах внедрились большие массы гранитоидного материала (мел — палеоген). В результате интенсивных горизонтальных подвижек зона превратилась в чешуйчато-складчатую структуру, в ее тылах возникли молодые субширотные прогибы, заполненные неоген-четвертичными грубообломочными отложениями, мощность которых достигает 1 *км* (Васильев, 1963). Таковы прогибы Аличурский, Зоркульский

и другие, распространенные на довольно большой площади Южного Памира.

Как показывает изложенное, характер Акбайтальской зоны в ходе ее длительного развития неоднократно изменялся: в позднем палеозое она ограничивала (в виде сброса) с юга Северо-Памирский раздвиг, в мезозое служила северной границей Центрально-Памирского раздвига, а в кайнозое разделяла поднятые Северный и Центральный Памир как региональная надвиговая структура.

Подвижки по Акбайтальской зоне при всем их разнообразии были связаны с синхронными им подвижками по другим разломам Памира и Южного Тянь-Шаня. Для всей этой огромной территории устанавливается удивительная координация надвиговых и раздвиговых перемещений, которая выразилась в том, что расстояние между фронтальными надвигами и тыловыми раздвигами (Алай — Северный Памир, Вахш — Центральный Памир, Акбайтал — Южный Памир) оставалось неизменным и равнялось 120—130 *км* на протяжении истории их развития соответственно в палеозое, мезозое и кайнозое.

Альпийские структуры Памира в целом продолжили развитие более северных герцинских структур, как бы отодвигаясь с течением времени от них все далее и далее к югу. Как мы видели выше, такие же соотношения между герцинскими и каледонскими чешуйчато-глыбовыми структурами наблюдаются в Казахстане и Тянь-Шане.

* * *

Из приведенной выше краткой характеристики главнейших разломов Казахстана и Средней Азии прежде всего видно многообразие их проявления. Оно выражается в различной морфологии разломов, в разнонаправленных движениях по их сместителям (по горизонтали и вертикали), в разной глубинности разломов и, наконец, в изменчивости многих основных свойств разломов от этапа к этапу.

Многообразие разломов не является принадлежностью какой-нибудь одной тектонической области, но свойственно и каледонидам, и герцинидам, и альпидам, а также переходным между ними зонам. Это также служит своего рода свидетельством сложного, длительного формирования зон разломов и их большой роли в строении и развитии земной коры.

Главнейшие особенности и свойства разломов в обобщенном виде рассматриваются в последующих разделах монографии.

*Глава III*

# ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

## 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗОН РАЗЛОМОВ

Стиль строения глубинных разломов на территории Казахстана и Средней Азии 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 широким распространением пользуются разломы, простирающиеся с юго-востока на северо-запад. Они известны в каледонидах, герцинидах и альпидах, образуют единую устойчивую систему и морфологически определяются в качестве сдвигов (чаще всего правых). Некоторые из них, например Таласо-Ферганский, рассекают разновозрастные складчатые области.

Вторую систему составляют разломы северо-восточного направления, распространенные менее широко. Одни из этих разломов представляют собой левые сдвиги (Байдаулет-Карасорский, Актюзский), другие же (например, Успенский) являются правыми сдвигами и сопровождаются значительными надвиговыми смещениями.

Третья система образована субширотными разломами, морфология которых определяется их принадлежностью к тем или иным региональным тектоническим структурам. Разломы между геосинклинальными областями разного возраста (Главный Тянь-Шаньский, Вахшский) или между отдельными геосинклинальными системами (Акбайтальский, Дарваз-Каракульский) выражены чаще всего в виде крупных дугообразных или криволинейных надвигов. Прямолинейные разломы устойчивых геоантиклинальных поднятий (Северный и Южный Тянь-Шань) представляют собой прямые и обратные сбросы. Наконец, субширотные разломы внутри глыб, ограниченных крупнейшими сдвигами северо-западного простирания, или позади крупных надвигов обладают признаками либо сбросов, либо раздвигов.

Четвертую систему составляют субмеридиональные разломы. Одни из них, расположенные на геоантиклинальных поднятиях (Улутау), представляют собой типичные сбросы и взбросы; другие, находящиеся в тылу сопряженных динамопар,— обширные раздвиги (Токрауский); третьи, расположенные между региональными сдвигами северо-западного простирания,— взбросы (Кусакский).

Крупные глубинные сдвиги, с амплитудой горизонтального смещения до многих десятков километров, обычно являются вертикальными или почти вертикальными швами, прямолинейно вытянутыми на сотни километров. В одних случаях это непрерывные, длинные и очень узкие полосы

дробления и милонитизации по границе разных структурных элементов. В других случаях единый протяженный сместитель сдвига отсутствует, и вместо него мы видим серию прерывистых трещин с большими смещениями и полосы брекчированных пород, расположенные кулисообразно или под острыми углами. На поверхностях сместителей обычно наблюдаются горизонтальные штрихи и борозды скольжения.

Структурный рисунок сдвиговых зон в плане довольно однообразен, но весьма характерен. Непосредственно близ сместителей фиксируются многочисленные остроугольные блоки и клинья разной величины, ограниченные разрывами нескольких порядков и выраженные в вертикальном разрезе в виде горстов, грабенов, моноклиналей, грабен-синклиналей, горст-антиклиналей. Местами, преимущественно в осадочных формациях, широко развиты полускладки — антиклинальные и синклинальные изгибы, обычно имеющие неполную форму (одно окончание). Длина складок в зависимости от величины разломов колеблется от нескольких до первых десятков километров. Одни складки крутые, с почти вертикальными шарнирами, другие более пологие и имеют форму одиночных погружающихся антиклинальных и синклинальных изгибов. Оси складок не параллельны сместителям и обычно образуют с ними острые углы, расширяющиеся в обе стороны по простиранию разломов. По мере удаления от сместителей разломов складки погружаются и исчезают. Отдельные складки иногда бывают 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. Как правило, вдоль каждого из разломов, по которым происходили сдвиговые смещения, выделяются две системы трещин скалывания и одна система трещин отрыва, расположенные соответственно деформации горных пород в условиях действия горизонтальной пары сил. Здесь же встречаются многочисленные дайки изверженных пород среднего, кислого и основного состава, заполняющих наиболее крупные трещины отрыва, а также небольшие удлиненные массивы гранитов, порфиров, диоритов, расположенные под острыми углами к сместителям разломов.

В целом структурный рисунок сдвиговых зон имеет перистый характер — либо перисто-веерообразный, либо перисто-дугообразный (Суворов, 1963а).

Очень своеобразно расположение литофациальных и структурно-фациальных комплексов около сдвиговых нарушений. Эти комплексы оказываются приуроченными к разломам не по всей их длине, а только к их небольшим отрезкам на одном либо на другом крыле, причем почти всегда они не параллельны сместителям и отходят от последних под острыми углами. Поэтому одно и то же крыло разлома по его простиранию оказывается то приподнятым, то опущенным. Таким образом, вертикальные подвижки в сдвиговых зонах имеют шарнирный характер и подчинены горизонтальным перемещениям.

Некоторые структурно-фациальные зоны, генетически связанные с геотектоническими элементами более высокого порядка, чем сдвиги (например, с обширными поднятиями и прогибами или областями складчатости разного возраста, косо рассеченными 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 разрываются и сдвигаются. Обычно по ним устанавливаются амплитуды крупнейших сдвиговых нарушений.

Если смещения происходили длительно и конседиментационно, то в диагонально расположенных структурно-фациальных зонах при переходе с крыла на крыло сдвига наблюдаются заметные изменения в мощностях и составе отложений,— их отдельные горизонты либо скачкообразно

выклиниваются, либо, наоборот, раздуваются и становятся то более грубыми, то более тонкими или обогащаются эффузивным материалом. Вместе с тем подобные приразломные изменения не нарушают общей картины пространственного положения фаций, которое сравнительно легко прослеживается по обе стороны разлома (чем дальше от него, тем лучше). По смещению фаций можно измерять амплитуду сдвигов, которая, как правило, оказывается тем больше, чем по более древним отложениям она измерена.

В конседиментационных сдвиговых зонах часто отмечаются узкие впадины грабенообразной или щелевидной формы, возникновение которых определялось местными растяжениями. Они иногда перекрывают сместители сдвигов на больших расстояниях, и перистый структурный рисунок последних проступает тогда в сглаженной форме, через покров отложений, заполняющих впадины.

В крыльях конседиментационных сдвигов также развивается система оперяющих впадин. Участки максимального прогибания этих впадин, отмеченные увеличенными мощностями отложений того или иного возраста, с переходом от древних толщ к более молодым закономерно мигрируют вдоль сдвига, в полном соответствии с направлением горизонтальных перемещений его крыльев, причем отдельные литологические горизонты переходят на более высокие уровни.

Оперяющие сдвиг складки волочения при конседиментационном развитии становятся асимметричными, и в них возможно так называемое «перекатывание» осей. На сводах антиклиналей отложения обычно более грубозернисты и менее мощные, тогда как в синклиналях тонкообломочный материал заметно преобладает над грубообломочным, причем мощность синхронных слоев возрастает. Размах изменений мощностей и фаций в складках тем значительнее, чем грубее отложения (например, в терригенных толщах колебания мощностей достигают нескольких сотен процентов, а в карбонатных и карбонатно-глинистых не превышают нескольких десятков процентов). Очевидно, складки волочения росли тем быстрее, чем сильнее был размыв окружающих поднятий и чем больше была амплитуда горизонтальных подвижек.

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

Таким образом, при наличии данных структурно-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 состав последних (кислый или основной), по-видимому, может указывать на глубину проникновения сдвига в земную кору и верхнюю мантию.

По глубине проникновения в земную кору сдвиги могут быть подразделены на три группы.

Первую группу составляют гипоглубинные сдвиги, с которыми генетически связаны ультраосновные и основные изверженные породы. Они выражены в виде исключительно прямолинейных зон, вытянутых вдоль одного главного сместителя на многие сотни километров. Возможно, они проникают до основания земной коры и в ряде случаев, если гипербазиты преобладают, вероятно, уходят в верхнюю мантию. Горизонтальные смещения по ним составляют многие десятки километров. Гипоглубинными сдвигами являются Джалаир-Найманский, Чингизский, Таласо-Ферганский и некоторые другие.

Вторую группу образуют мезоглубинные сдвиги. Каждый из них состоит из серии прерывистых сместителей и образует полосу шириной

до 20 *км* и протяженностью 300—400 *км*. Относительно друг друга сместители расположены кулисно и веерообразно. Они расчленяют толщи горных пород 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. Разломы этой группы, по-видимому, не проникают ниже границы Конрада. Амплитуда сдвиговых смещений достигает 15—20 *км*, изредка больше, причем по данным разломам фиксируются также вертикальные (сбросовые) подвижки. К мезоглубинным разломам относятся Актасский, Кумбельский, Аксу-Мургабский.

Третья группа представлена эпиглубинными сдвигами. Они нарушают самые верхние части земной коры, лишь в отдельных случаях проникая до «гранитного» слоя. Морфологически эпиглубинные сдвиги довольно расплывчаты и выражены обычно косым торцевым 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 довольно отчетлив. Магматизм ослабленный, преимущественно кислый, связанный с отдельными вертикальными трещинами. Примером эпиглубинных сдвигов служит Каиндинская зона.

Надвиговые зоны, в отличие от сдвигов, морфологически построены по-другому, и признаки их активности в геологическом прошлом совсем иные. Они составляют второй класс глубинных разломов.

Длина надвиговых зон достигает 250—500 *км*, ширина 20—30 *км*, а амплитуда смещения вкрест простирания определяется десятками километров (до 100 *км*). Сместители их наклонены некруто, причем местами являются очень пологими и даже горизонтальными. Вследствие этого в плане они имеют вид кривых или дугообразных линий, выпуклых в сторону смещения пород. Нередко наблюдается перекрытие одних сместителей другими, что придает структурному рисунку надвиговых зон петельчатый или чешуйчато-линзовидный облик.

Пликативные дислокации надвиговых зон очень сложны. Здесь развиты асимметричные, крутые и сильно сжатые антиклинали и синклинали нескольких порядков, опрокинутые в сторону надвигания; местами наблюдаются лежачие складки с пластами, находящимися в перевернутом залегании.

Упомянутые складки сопровождаются большим числом продольных надвигов и взбросов 2-го и 3-го порядка. Поэтому каждая надвиговая зона в вертикальном разрезе выглядит как система наклоненных и деформированных чешуй-пластин. Участками в надвиговых зонах встречаются покровы, иногда в несколько ярусов, также смятые в сравнительно пологие складки. Остатки покровов сохранились в виде синклинальных и других структур, в которых под древними слоями залегают более молодые. В таких участках широкое развитие получают «ныряющие» надвиги.

В результате преобладающего сжатия отложения надвиговых зон сильно рассланцованы и претерпели динамометаморфизм с явлениями перекристаллизации и образования новых минералов и их вторичной ориентировки. Известняки превращены в мраморы, а эффузивы и туфы — в порфироиды и порфиритоиды. Полосы динамометаморфизованных пород вытянуты вдоль надвиговых поверхностей. Однако они характерны не для всех надвигов, а только для наиболее крутых и крупных из них. В пологих же надвигах, где толщи лишь скользили друг по другу, не испытывая бокового сжатия, проявления метаморфизма обычно слабые и могут 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 обнаруживают признаки межзерновых течений в толщах пород, слагающих надвиговые зоны.

Характернейшей особенностью региональных надвиговых структур является скученность и сближение в них фациальных зон разного происхождения, по которым можно судить об истинном размере горизонтальных перемещений. В наименее нарушенных участках между областями устойчивого поднятия и устойчивого прогибания фациальные зоны на большой площади закономерно и в строго определенном порядке сменяют одна другую. В нарушенных же участках, в результате тектонических перекрытий, они то сужаются и постепенно выклиниваются по простиранию, то совсем исчезают, то меняются между собой местами, так что наиболее глубоководные из них, отвечающие наиболее погруженным зонам геологического прошлого, оказываются приближенными к областям распространения континентальных фаций и к областям 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.

К надвиговым зонам пространственно часто тяготеют гранитные интрузии. В одних случаях они располагаются непосредственно вдоль сместителей надвигов, в их крыльях, а в других — отступают от надвиговых зон на некоторое расстояние. Однако при этом гранитные интрузии всегда бывают более или менее параллельны крупным надвиговым швам и, по-видимому, полого погружаются вместе с ними в глубь земной коры. Это отличает надвиговые зоны от окружающих структур и от разломов других классов.

В участках, где надвиги не достигают значительных глубин и, соответственно, магматических очагов, граниты обычно отсутствуют. Вместо них на дневную поверхность выходят пластичные породы (гипсы, каменная соль, глины), в нормальных разрезах залегающие под аллохтоном на глубине до 10 *км*. В виде линзообразных или веретенообразных залежей и раздавленных чешуй тела этих пород далеко прослеживаются по простиранию некоторых надвигов.

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, то можно увидеть, что положение и ориентировка этих границ по обе стороны надвига с возрастом закономерно изменяются. Эти границы будут либо несколько поворачиваться против часовой стрелки, либо несколько отодвигаться соответственно надвигу. Автохтонные же фациальные зоны по мере приближения к дугообразным надвигам будут постепенно суживаться, причем тем больше, чем моложе будут изучаемые отложения. По-видимому, все подобные изменения фациальных зон в плане связаны с длительным давлением, обусловившим общее надвигание.

В разрезах вкрест простирания надвиговых и соседних с ними структур отчетливо замечается миграция зон наибольшего прогибания в сторону надвигания. Впадины, заполненные древними отложениями, оказываются в тылах надвигов, тогда как впадины более молодые приходятся на их фронтальные части и прилежащий автохтон. Амплитуда «перекатывания» впадин, как и амплитуда непосредственных надвиговых смещений, может достигать десятков километров.

Параллельно этому отдельные маркирующие горизонты (например, базальные конгломераты свит) от тыловых частей надвигов к фронтальным и далее вкрест простирания постепенно поднимаются вверх по разрезу и занимают в нем особое положение, с наклоном под надвиг. Это, скорее всего, связано с длительной миграцией участков размыва в аллохтоне, которая также, по-видимому, обусловлена общим надвиганием.

Непосредственным же указанием на длительное развитие надвига является закономерное изменение его амплитуды в стратиграфическом разрезе, которая определяется по тектоническому сближению фаций (большему по более древним отложениям).

По имеющимся материалам среди надвигов Казахстана и Средней Азии можно выделить мезоглубинные и эпиглубинные.

Мезоглубинные надвиги выражены семействами довольно крутых надвиговых и взбросовых дислокаций, которые ограничивают полосы раздавленных и динамометаморфизованных пород, имеющих очень сложное складчато-чешуйчатое строение. Ширина надвиговых зон равна первым десяткам километров. Пространственно с ними совпадают пояса кислых интрузий, а на их глубинном продолжении геофизическими исследованиями обнаруживаются увеличенные мощности «гранитного» слоя. Величина горизонтальных перемещений в мезоглубинных надвиговых зонах не превышает нескольких (немногих) десятков километров. Глубина ограничивается, вероятно, поверхностью Конрада. Одним из типичных примеров мезоглубинных надвигов является Успенская зона смятия.

Эпиглубинные надвиги нарушают самые верхние части земной коры, по-видимому, не проникая глубже 10 *км*. Надвиги этого типа очень пологие и часто переходят в покровы с большой амплитудой горизонтального смещения (до 100 *км*). Длина их, как и предыдущих, составляет первые сотни километров. Сильнее всего в них нарушен аллохтон, отличающийся сложным чешуйчато-складчатым строением, тогда как структуры автохтона довольно простые. Динамометаморфизм и интрузивная деятельность для эпиглубинных надвигов не характерны. Примером эпиглубинных надвигов может служить Вахшская надвиговая зона.

Кроме эпи- и мезоглубинных надвигов, в земной коре можно предполагать и гипоглубинные надвиговые структуры (по границе Мохоровича), однако в Казахстане и Средней Азии их выходы на дневную поверхность сейчас пока неизвестны.

Глубинные разломы третьего класса — сбросы — наделены своим комплексом особенностей. В зонах этих нарушений наблюдаются преимущественно вертикальные перемещения с амплитудой в несколько километров (до 10 *км*) при почти полном отсутствии видимых следов горизонтальных подвижек. Длина таких разломов достигает 200—500 *км*, ширина 10 *км*, иногда 20 *км*. Каждый разлом состоит из нескольких сближенных субпараллельных тектонических поверхностей (прямых и обратных сбросов), в совокупности составляющих зону ступенчатого, горсто- или грабенообразного строения с высотой ступеней до сотен 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 в сбросовых зонах отличаются от полос динамометаморфизма, наблюдаемых в надвигах, меньшей шириной и незначительностью вторичных преобразований.

Складчатость, генетически и пространственно связанная с глубинными сбросами, является преимущественно простой и носит глыбовый характер. В блоках между разломами обычно встречаются 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 мощностью отложений. Фациальные границы последних в современных срезах чрезвычайно устойчивы. Смещения их в горизонтальной плоскости практически почти не наблюдаются (иногда лишь в пределах 100 *м*). 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) за сравнительно небольшие интервалы времени. Поэтому в современных срезах отдельные горизонты близ сместителей раздуваются или утончаются, становятся более грубозернистыми или тонкозернистыми то в одном крыле разлома, то в другом, а фациальные границы несколько смещаются в ту или другую сторону. Эти разломы формировались в условиях чередования сжатия и растяжения, и именно с ними связаны узкие зоны рассланцевания, о которых говорилось выше. Сжатие наступало, когда крылья сбросов выходили на один гипсометрический уровень, растяжение — когда одно из них максимально погружалось.

Многие глубинные сбросы обеих разновидностей контролировали проявления магматизма. 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 протяженные вулканогенные прогибы. По данным глубинного сейсмического зондирования, в областях распространения глубинных сбросов «базальтовый» слой имеет форму обширной двояковыпуклой линзы с резко увеличенной мощностью по сравнению с мощностью «гранитного» слоя. Большинство рассмотренных сбросов являются гипо- и мезоглубинными нарушениями. Примером первых является Западно-Улутавский разлом, вторых — Северо-Гиссарский. К числу эпиглубинных сбросов можно отнести Прикураминский разлом и некоторые другие.

Выявление возрастных групп сбросов обычно особых затруднений не вызывает. Следует лишь отметить, что к категории глубинных сбросов иногда ошибочно относят разломы других классов — надвиги и сдвиги, нередко же сбросы неправильно отождествляют с раздвигами.

Класс раздвигов объединяет весьма специфические и довольно разнообразные нарушения площадного характера. Как следует они еще не изучены, но их самостоятельное существование и важное значение в структуре земной коры представляются бесспорными.

Морфологически раздвиги на дневной поверхности выражены в виде удлиненных впадин, всегда расположенных непосредственно позади крупных надвиговых систем. Нередко раздвиговые впадины вытягиваются также вдоль крупных гранитоидных поясов. Длина впадин составляет первые сотни километров, но их ширина в 2—4 раза меньше длины (по величине она более или менее соответствует амплитуде фронтальных надвигов). Глубина впадин колеблется от 3—4 до 10 *км*.

Некоторые впадины целиком заполнены огромными по объему вулканическими толщами среднего, основного и кислого состава, субвулканическими образованиями и небольшими гранитоидными телами. Такие впадины представляют собой широкие, тектонически ослабленные зоны. В других впадинах, являющихся очень глубокими провалами, магматическая деятельность почти совсем отсутствовала, и они были заполнены грубообломочными толщами огромной мощности.

Пликативные деформации внутри раздвиговых зон чрезвычайно простые, причем пласты в них большей частью залегают полого или горизонтально, приобретая наклон до 20—35° лишь близ наиболее значительных разломов.

Внутренних разломов очень много, причем это или сбросы, или безамплитудные нарушения (зоны дробления). Они разбивают отложения на большие и маленькие блоки ромбовидной или треугольной в плане формы. Некоторые блоки почти со всех сторон бывают окружены дайковыми телами, что свидетельствует о возникновении глыбовой структуры раздвиговых зон в обстановке всестороннего растяжения.

Мощности отдельных горизонтов и свит раздвиговых зон подвержены колебаниям по площади. Региональные раздувы мощностей постепенно (вне связи с видимыми на поверхности пологими горст-антиклиналями и грабен-синклиналями) сменяются их пережимами. В ряде случаев наблюдаются особые, глубинноразвиговые складки, в вертикальном разрезе имеющие форму двояковыпуклых или двояковогнутых линз.

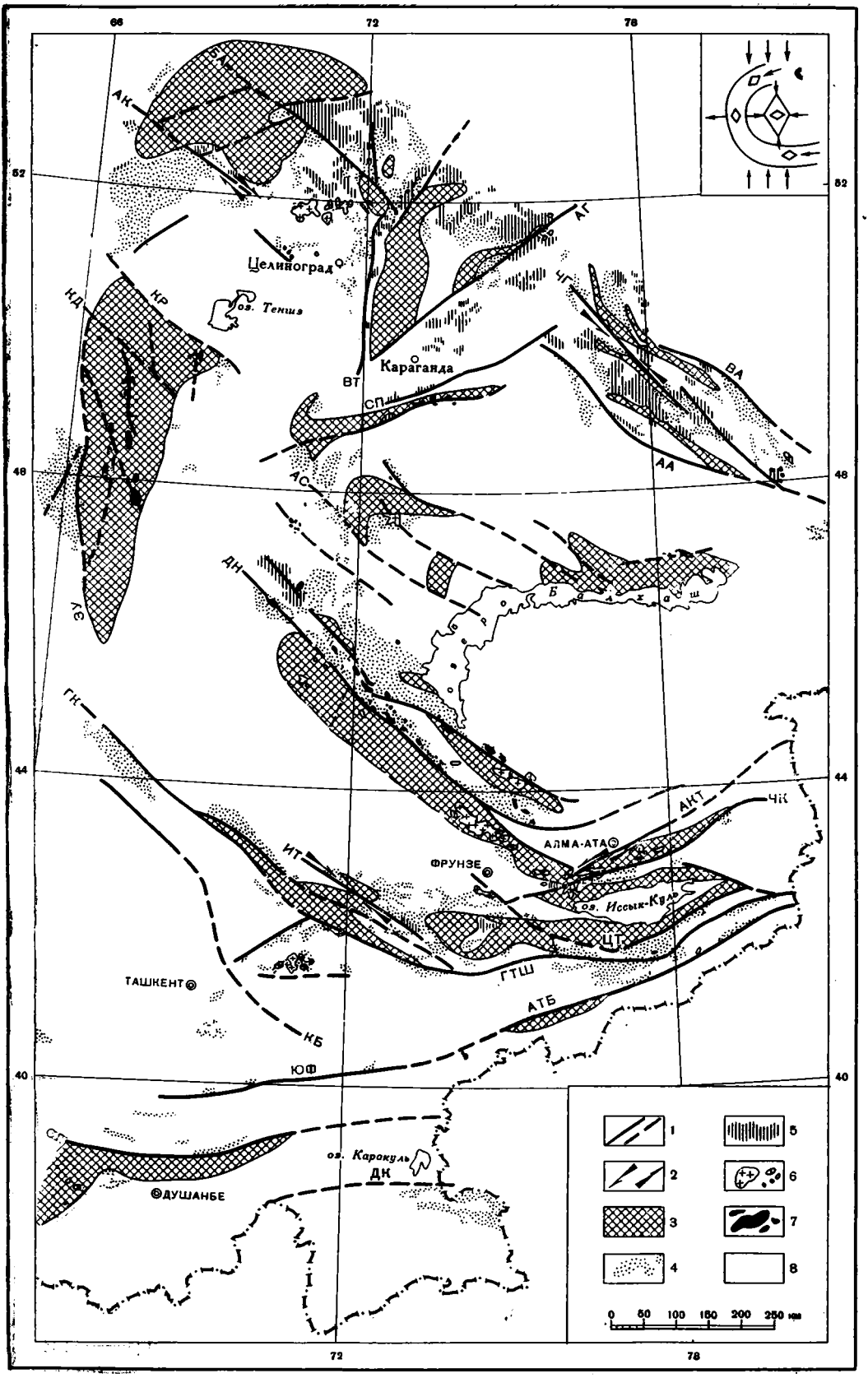
Необходимо также отметить, что и в основании некоторых впадин, как показало глубинное сейсмическое зондирование, «гранитный» слой сильно пережат и имеет форму двояковогнутой линзы. Интересно, что «гранитный» и, отчасти, «базальтовый» слои под впадинами бывают рассечены очень пологими тектоническими поверхностями, составляющими продолжение вскрытых тектонических поверхностей между впадинами и фронтальными надвигами. Вероятно, движения по таким поверхностям в какой-то мере влияли на уменьшение мощности глубинных горизонтов под впадинами. Основной же причиной этого, как уже отмечалось выше, нужно считать отток гранитного материала из-под раздвиговых впадин в соседние районы (к зонам надвигов).

Разумеется, далеко не каждую впадину можно отнести к классу раздвигов. Необходимо подчеркнуть, что сюда относятся только те из них, которые расположены позади региональных глубинно-надвиговых зон, осложнены структурами растяжения и характеризуются значительными пережимами глубинных горизонтов. Наравне с надвигами, сдвигами и сбросами раздвиги, очевидно, существовали в различные эпохи, но лучше всего оказались выражены те из них, которые сформировались в заключительные этапы развития геосинклинальных областей.

Раздвиговые зоны с широким развитием эффузивного магматизма и небольших гранитоидных интрузий мы относим к категории мезоглубинных структур. Такова, например, Токрауская впадина Центрального Казахстана. В отличие от нее межгорная Ферганская впадина, заполненная осадочными толщами, может соответствовать эпиглубинным раздвиговым зонам. Гипоглубинные раздвиги в Казахстане и Средней Азии к настоящему времени пока не обнаружены.

## 2. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ В ПАЛЕОЗОЕ, МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

В настоящее время доказано и общепризнано, что глубинные разломы земной коры развивались столь же длительно, как и ограниченные ими площадные структуры. Однако в большинстве работ, посвященных описанию разломов, все же остается неясным, как именно


66
72
78
52
48
44
40
АК
БА
Целиноград
оз. Тенгиз
КД
КР
ЗУ
ВТ
Караганда
АГ
ЧГ
ВА
СП
АА
АС
ДН
Б а л х а ш
ГК
АКТ
ЧК
АЛМА-АТА
ФРУНЗЕ
ИТ
оз. Иссык-Куль
ЦТ
ГТШ
ТАШКЕНТ
АТБ
КБ
ЮФ
оз. Каракуль
ДК
ДУШАНБЕ
1
2
3
4
5
6
7
8
0 50 100 150 200 250 км

происходило формирование разломов в отдельные интервалы времени, как при этом они изменялись пространственно, морфологически и, наконец, как динамически и кинематически они соотносились друг с другом.

Состояние знаний о геологии разломов Казахстана и Средней Азии, как нам кажется, позволяет проанализировать историю развития не только отдельных нарушений (что в значительной мере уже было проделано в предшествующих разделах монографии), но и различных их групп и систем.

Для этой цели автор составил серию схематических карт (фиг. 90—97), отражающих современное положение глубинных разломов разного возраста и типа на рассматриваемой территории. Безусловно, положение разломов в связи с большими горизонтальными перемещениями масс горных пород от этапа к этапу неоднократно изменялось. Подсчитано, например, что горизонтальные перемещения по надвигам герцинид на каледониды или альпид на герциниды составляли в сумме десятки километров. Автор не смог отобразить эти перемещения на каждой из схем, однако это не помешало выяснению общей весьма сложной картины развития глубинных разломов.

Ниже излагаются результаты сопоставления глубинных разломов по следующим этапам: раннепалеозойскому, силурийскому, девонскому, позднедевонскому—раннекаменноугольному, позднепалеозойскому, триасово-юрскому, мел-палеогеновому и неоген-четвертичному. Для каждого этапа приведено описание основных групп существовавших тогда разломов, рассмотрены их соотношения и высказаны некоторые соображения о механизме их образования. Анализируются все изменения разломов от этапа к этапу, зафиксированные в их распространении, размерах, перемещениях крыльев, внутреннем выполнении и т. д.

## Раннепалеозойские разломы

В начале палеозоя территория Казахстана и Средней Азии была покрыта сеткой разломов нескольких направлений. Многие из них зародились еще в протерозое и продолжали развитие в кембрии и ордовике.

Особенности проявления и распространения разломов, а также механизм их образования в значительной мере зависели от характера строения отдельных районов. Поэтому в работе рассмотрены основные местные группы разломов — Кокчетавская, Улутауская, Северо-Тянь-Шаньская, Карагандинская, Западно-Прибалхашская, Чингизская и Южно-Тянь-Шаньская (фиг. 90) [1].

В Кокчетавском районе (Северный Казахстан) кембро-ордовикские разломы простирались в северо-западном и северо-восточном направлениях. Они устанавливаются главным образом по распространению нижнепалеозойских спилито-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 симпатическая корка, с участками сиаля, в современном разрезе которой, по

[1] На фиг. 90—97 в правом верхнем углу помещена схема палеодинамики Казахстана и Средней Азии (по наиболее крупным этапам).

Фиг. 90. Раннепалеозойские разломы Казахстана и Средней Азии.

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — поднятия раннего палеозоя; *4* — области седиментации; *5* — зоны вулканической активности; *6* — интрузии гранитоидов; *7* — базиты и гипербазиты; *8* — территории, занятые более молодыми породами.

Буквенные обозначения к фиг. 90—97, 99 см. на фиг. 77

данным Р. А. Борукаева и Е. Д. Шлыгина, широко представлены амфиболиты, диабазовые и андезитовые порфириты, гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты архея и протерозоя общей мощностью свыше 15 *км*. По данным глубинного сейсмического зондирования они составляют сейчас одно целое с подкорковым слоем (Беспалов, 1964). Разломы рассекали эту первозданную корку и уходили еще на какую-то глубину. Являясь проводниками магматических продуктов ультраосновного и основного состава, они, вероятно, представляли собой гипогенные зоны растяжения (глубинные сбросы). По некоторым разломам, например по Акканбурлукскому (*АК*[1]), предполагаются правосторонние сдвиговые подвижки.

Территория Кокчетавского района и вообще всего Северного Казахстана была расчленена разломами северо-западного и северо-восточного простираний на ромбовидные в плане глыбы. По величине углов между перекрещивающимися разломами (50—60 и 120—130°) можно предположить, что длинные диагонали ромбовидных глыб простирались субширотно, а короткие — субмеридионально.

Улутауская группа разломов, занимающая ныне западную часть Центрального Казахстана между оз. Тенгиз и нижним течением р. Сарысу, состояла в основном из разломов северо-северо-западного и северо-северо-восточного направлений. В Байконурском геосинклинальном прогибе разломы разделяют сейчас блоки с различными разрезами терригенных, терригенно-карбонатных и кремнисто-сланцевых толщ нижнего палеозоя, мощность которых местами скачкообразно изменяется от 10 до 1—2 *км*; местами разломы ограничивают полосы вулканогенных пород верхнего ордовика. В пределах Улутауского 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 Карсакпайского синклинория и Улутауского антиклинория. Около него известны также отдельные штоки нижнепалеозойских гранитоидов. Мощность нарушенных разломами докембрийских метаморфических отложений составляет 10—15 *км* (Штрейс, 1960).

Разломы Улутауской группы в раннем палеозое представляли собой либо гипоглубинные сбросы, либо приподнятые зоны растяжения с неясной амплитудой смещения по вертикали и достигали на глубине по крайней мере подошвы «базальтового» слоя. Они расчленили весь район на систему ромбов, сильно вытянутых в меридиональном направлении. Величины острых углов в пересечениях разломов северо-северо-западного и северо-северо-восточного простираний колеблются в пределах 25—40°. Основной (Западно-Улутавский) разлом, скорее всего, существовал как взброс с приподнятым восточным крылом.

Северо-Тянь-Шаньская группа раннепалеозойских разломов охватывает бассейн оз. Иссык-Куль и соседние по широте районы. Разломы сосредоточены в пределах Кунгей-Заилийского и Сусамыр-Терскейского поднятий и в Киргизско-Иссык-Кульском прогибе. В плане полоса всех этих структур дугообразно выпукла к югу.

Главными направлениями раннепалеозойских разломов Северного Тянь-Шаня являются северо-восточное и северо-западное. Одни разломы (например, Центрально-Терскейский — *ЦТ*) пролегали между площадями размыва и геосинклинальной седиментации, другие разделяли подвижные блоки, в которых осадконакопление, судя по колебаниям мощностей слагающих их отложений, шло с разной скоростью. Вдоль третьих (Чилико-Кеминский — *ЧК*) расположились штоки гранитоидов

[1] Здесь и далее все буквенные обозначения соответствуют обозначениям разломов, принятым на фиг. 77, 90—97.

и основных пород, четвертые (Ичкелетауский — *ИТ*) контролировали вулканизм и т. д.

Большинство разломов формировалось в обстановке растяжения, обусловленного длительным ростом основных поднятий. В зонах некоторых разломов, например Чилико-Кеминского, в связи с колебательным характером движений их крыльев усилия растяжения чередовались с усилиями сжатия. По крайним западным и северным разломам происходили небольшие сдвиговые подвижки, отмеченные перистыми структурными рисунками. В разломах северо-западного простирания (Ичкелетауском) сдвиговые смещения были направлены по ходу часовой стрелки, в разломах северо-восточного простирания (Актюзском — *АКТ*) — против хода часовой стрелки.

Как и Кокчетавский район, Северный Тянь-Шань раннепалеозойскими разломами был расчленен 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 глубинных разломов Кокчетавской, Улутауской и Северо-Тянь-Шаньской групп их объединяет одна общая особенность, а именно: они предопределили ромбический структурный рисунок нарушенных ими районов. Если эти группы глубинных разломов соединить в одну зону, то получится огромная дуга, выпуклая на запад и на юго-запад и открытая на восток. С юга эта дуга ограничена наиболее крупным разломом, известным под названием линии Николаева (см. рис. 90, *ГК—ГТШ*). Последний, дугообразно выгнутый на юг и на юго-запад, в разрезе, вероятно, круто наклонен на север и северо-восток (данные ГСЗ).

О правомерности такого объединения упомянутых раннепалеозойских разломов говорят все геологические данные. В пределах дуги сосредоточены крупнейшие древние поднятия (антиклинории), сложенные метаморфическими толщами докембрия: Кокчетавское, Арганаты-Улутауское, Карсакпайское, Малокаратауское, Сусамыр-Терскейское (внешняя дуга) и Еректау-Ниязское, Атасуйское, Чу-Илийское, Кунгей-Заилийское (внутренняя дуга). Вдоль них также дугообразно вытянуты и геосинклинальные прогибы — Калмыккульский, Байконурский, Большого Каратау, Киргизский и другие, выполненные формацией нижнепалеозойского флиша мощностью до 5—10 *км*.

Дугообразное строение северо-западных районов Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня отмечено рядом исследователей и нашло отображение на многих тектонических схемах и картах. Эта часть Казахстана и Средней Азии считается областью каледонской складчатости (Богданов, 1959; Огнев, 1959, и др.). Цикл геосинклинального развития в ее пределах закончился в конце ордовика, после чего она 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 включает в себя разломы Ангренсорский (*АГ*), Спасский (точнее, Байдаулет-Карасорский, см. выше), разлом Тектурмасского антиклинория и другие более мелкие. Разломы вытянуты в северо-восточном направлении и ограничивают северный сегмент большой каледонской дуги с его юго-восточной, внутренней стороны. Наиболее крупным из них был Ангренсорский (его длина достигала 400 *км*), соединявшийся с Шидертинским разломом, выделенным О. А. Мазаровичем (1963).

В кембрии и ордовике разломы Карагандинской группы представляли собой зоны растяжения, по которым внедрялись 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 правые и левые глубинные сбросы.

К разломам Карагандинской группы на юго-западе причленялась под углом 60—70° (в плане) Западно-Прибалхашская группа разломов выдержанного северо-западного простирания. 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 гипербазитов так называемого Чу-Балхашского пояса. Местами вдоль них внедрились тела гранитоидов, довольно значительные по площади в Чу-Илийских горах, и происходили выбросы вулканических продуктов основного состава.

Разломы Атасу-Жамшинского водораздела (Атасуйский и другие, меньшие по величине) контролировали отдельные выходы основных и ультраосновных пород и разграничивали местные прогибы и поднятия. Некоторые из них, лежащие на продолжении разломов Северного Прибалхашья, на прилагаемой схеме соединены с последними под Токрауской верхнепалеозойской впадиной. Такое допущение весьма возможно для раннепалеозойского времени. Крайние восточные разломы рассматриваемой группы простирались в восток-северо-восточных румбах.

Разломы Западно-Прибалхашской группы разделили район на систему субпараллельных блоков (грабенов и горстов), которые в течение кембрия и ордовика были подвержены преимущественно вертикальным колебаниям 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, отделенные от первых верхнепалеозойскими Токрауской и Северо-Балхашской впадинами. На схеме разломы Чингиза, как и Западно-Прибалхашской группы, вытянуты с юго-востока на северо-запад и под разными углами сочленяются с разломами Карагандинской группы. Угол сочленения тех и других восточнее г. Караганды составляет 110—120°, но севернее, в районе оз. Ангренсор, уменьшается до 80°.

Главными разломами Чингизской группы в раннем палеозое являлись Аягуз-Ащисуйский (*АА*), Чингизский (*ЧГ*) и Восточно-Аркалыкский (*ВА*). Вдоль их сместителей вытянуты 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 осадочных образований.

Разломы не параллельны друг другу, поэтому ограниченные ими участки в плане напоминают клинья и вытянутые остроугольные блоки. Внутренние конседиментационные структуры блоков, т. е. поднятия и прогибы (или антиклинории и синклинории), также не параллельны разломам и причленяются 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 на кембро-ордовикском этапе являлся левосторонним сдвигом. 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 внутреннюю часть Центрального Казахстана (Джунгаро-Балхашскую провинцию В. Ф. Беспалова, 1956), несколько вытянутую в субмеридиональном направлении. В ее пределах были сосредоточены основные кембрийские геосинклинали (Борукаев, 1954), разделенные и ограниченные узкими антиклинориями (Тектурмасским, Атасуйским, Чингизским, Кентерлауским, Кунгейским), а в силуре здесь имело место мощное осадконакопление. В целом внутренняя часть Центрального Казахстана, заполнявшаяся кремнисто-яшмовой и флишевой формациями, в раннем палеозое представляла собой относительно каледонской дуги сильно расчлененную обширную впадину. Это наложило отпечаток на общую рисовку разломов Карагандинской, Западно-Прибалхашской и Чингизской групп и по существу объединило их в одну систему, которую можно противопоставлять разломам каледонской дуги.

Южно-Тянь-Шаньская группа глубинных разломов, в отличие от всех вышеописанных, выглядит более просто. В раннем палеозое наиболее отчетливо выделялись разломы Южно-Ферганский (*ЮФ*), Атбашинский (*АТБ*) и Северо-Гиссарский (*СГ*). Простирание этих разломов субширотное и северо-восточное с некоторым выпячиванием всей системы к юго-востоку. На юге, возможно, существовал Дарваз-Каракульский разлом (*ДК*) также субширотного направления, на севере — Кумбельский (*КБ*), вытянутый с юго-востока на северо-запад; последний, по-видимому, соединялся с разломом, который шел вдоль р. Сыр-Дарьи и ограничивал с юго-запада геосинклинальный прогиб Большого Каратау.

Центральные части района занимал возвышенный Гиссарский горст, сложенный метаморфическими породами докембрия, от которого к северу и югу спускались конседиментационные ступени. Северо-Гиссарский и Южно-Ферганский разломы ограничивали ступень, где происходило накопление карбонатно-глинистых осадков нижнего — среднего кембрия; мощность последних в современных Туркестанском и Алайском хребтах достигает 5 *км*, тогда как в Гиссаре отложения этого возраста неизвестны.

В зоне Южно-Ферганского разлома в раннем и позднем кембрии локально вспыхивала вулканическая деятельность. Атбашинский разлом отделял массив мусковитовых гнейсов от Нарынской раннепалеозойской впадины, где накопилось до 5680 *м* кембрийских терригенных (внизу с вулканогенными прослоями) отложений. Атбашинский разлом по характеру проявлений был сходен с Южно-Ферганским; оба эти нарушения, по-видимому, составляли одну зону протяженностью около 1200 *км*.

Раннепалеозойские поднятия и прогибы, судя по ныне сохранившимся их остаткам, вытягивались параллельно основным разломам. Последние, очевидно, существовали как сбросы со значительными вертикальными подвижками крыльев. Магматизм в Южном Тянь-Шане не получил широкого распространения. По-видимому, связанные с разломами зоны растяжения не достигали глубоких магматических очагов (очагов плавления).

Изложенные данные о характере, распространении и ориентировке раннепалеозойских глубинных разломов Казахстана и Средней Азии позволяют высказать несколько соображений о механизме их образования.

Всякие попытки решения этого сложнейшего вопроса, как нам кажется, должны строиться с учетом объемной конфигурации крупнейших геоструктурных элементов, в пределах которых разломы распространены. Такими крупнейшими элементами, очертания которых на

раннепалеозозойском этапе вырисовывались довольно четко, являлись каледонское геоантиклинальное поднятие (Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань), в плане дугообразно выпуклое на юго-запад, а также находящаяся в полукольце этого поднятия внутренняя впадина или геосинклинальная область (Караганда — Балхаш — Алма-Ата).

В пределах каледонской дуги, как уже было отмечено, глубинные разломы в раннем палеозое образовали ромбическую сетку, длинные оси ячей которой отчетливо повторяют очертания дуги. Внутренняя впадина представляет собой громадный ромб, состоящий, грубо говоря, из системы вложенных друг в друга ромбов убывающих размеров. Ориентировка разломов впадины изменяется таким образом, что острые углы ромбов, направленные по краям структуры по меридиану, к ее центру становятся направленными по широте.

Различия в ориентировке раннепалеозойских разломов каледонской дуги и внутренней впадины указывают на то, что те и другие формировались в разных динамических условиях.

Если придерживаться представлений механики о том, что направление вектора напряжений совпадает с биссектрисой острого угла пересекающихся или сходящихся разломов, то следует признать, что в каледонской дуге местные сжимающие усилия были направлены по ее оси, растягивающие — перпендикулярно к оси, а сами глубинные разломы первоначально заложились как крупные трещины скалывания. На концах каледонской дуги, в Кокчетавском районе и Северном Тянь-Шане, сдвиговые перемещения по плоскостям трещин северо-западного направления были правосторонними, а трещин северо-восточного направления — левосторонними. Главные действующие силы сжатия были меридиональными. Раскрытие разломов и заполнение их гипербазитами и другим магматическим материалом произошло в связи с дальнейшим ростом каледонской дуги по вертикали, наиболее интенсивным в конце ордовика.

Во внутренней впадине Центрального Казахстана глубинные разломы первоначально зародились тоже как гигантские трещины скалывания, но при более сложном взаимодействии напряжений. В соответствии с главными меридиональными напряжениями сжатия впадина получила форму меридионально вытянутого ромба, но по мере ее прогибания и поднятия каледонской дуги центральные участки впадины подверглись местному субширотному сжатию, чем и была обусловлена ромбическая сетка разломов с субширотным простиранием длинных биссектрис. В связи со сжатием этой сетки в районе Чингиза начались левосторонние подвижки по разломам северо-западного направления.

Не нужно, однако, думать, что роль всех разломов, образующих ромбические сетки на каледонской дуге и во внутренней впадине, была одинаковой в раннем палеозое. Наиболее протяженные краевые разломы (проходящие по внешним краям дуги каледонских поднятий) — Главный Тянь-Шаньский (*ГТШ*), Главный Каратауский (*ГК*), Западно-Улутавский (*ЗУ*), а также краевые разломы внутренней впадины — Джалаир-Найманский (*ДН*), Ангренсорский (*АГ*), Чингизский (*ЧГ*) — несомненно представляли собой разломы первого порядка. Некоторые из них существовали уже в докембрии, и не исключено, что на этом отделенном и пока малоизученном этапе направления напряжений в зонах таких разломов неоднократно изменялись, как и в раннем палеозое. Остальные разломы принадлежали к системам нарушений 2-го порядка.

Механизм образования субширотных разломов растяжения Южно-Тянь-Шаньской группы в значительной степени определялся, вероятно, Гиссарским поднятием, но могли быть и иные связи, поскольку этот район входил в другую, Урало-Южно-Тянь-Шаньскую дугу (в работе этот вопрос не разбирается).

Намеченная палеодинамическая обстановка формирования глубинных разломов на поднятиях и во впадинах Казахстана и Средней Азии при всей сложности данной проблемы не противоречит фактическому материалу по этой территории. Последние экспериментальные данные и результаты детальных полевых исследований в других областях (Сигтер, 1960; Chang Wen-yu, 1961, и др.) также указывают на аналогичный механизм формирования трещин в пределах сопряженных положительных и отрицательных структур.

## Силурийские разломы

Конец ордовика и силур в Казахстане и Средней Азии ознаменовались рядом геологических событий, которые закрепили начавшееся в раннем палеозое расчленение территории на несколько крупных тектонических элементов.

В связи с завершением каледонского цикла геосинклинального развития на западе и севере Казахстана и в Северном Тянь-Шане, а также с всеобщим воздыманием этой территории соответствующая ей структурная дуга обозначались как мощное геоантиклинальное поднятие.

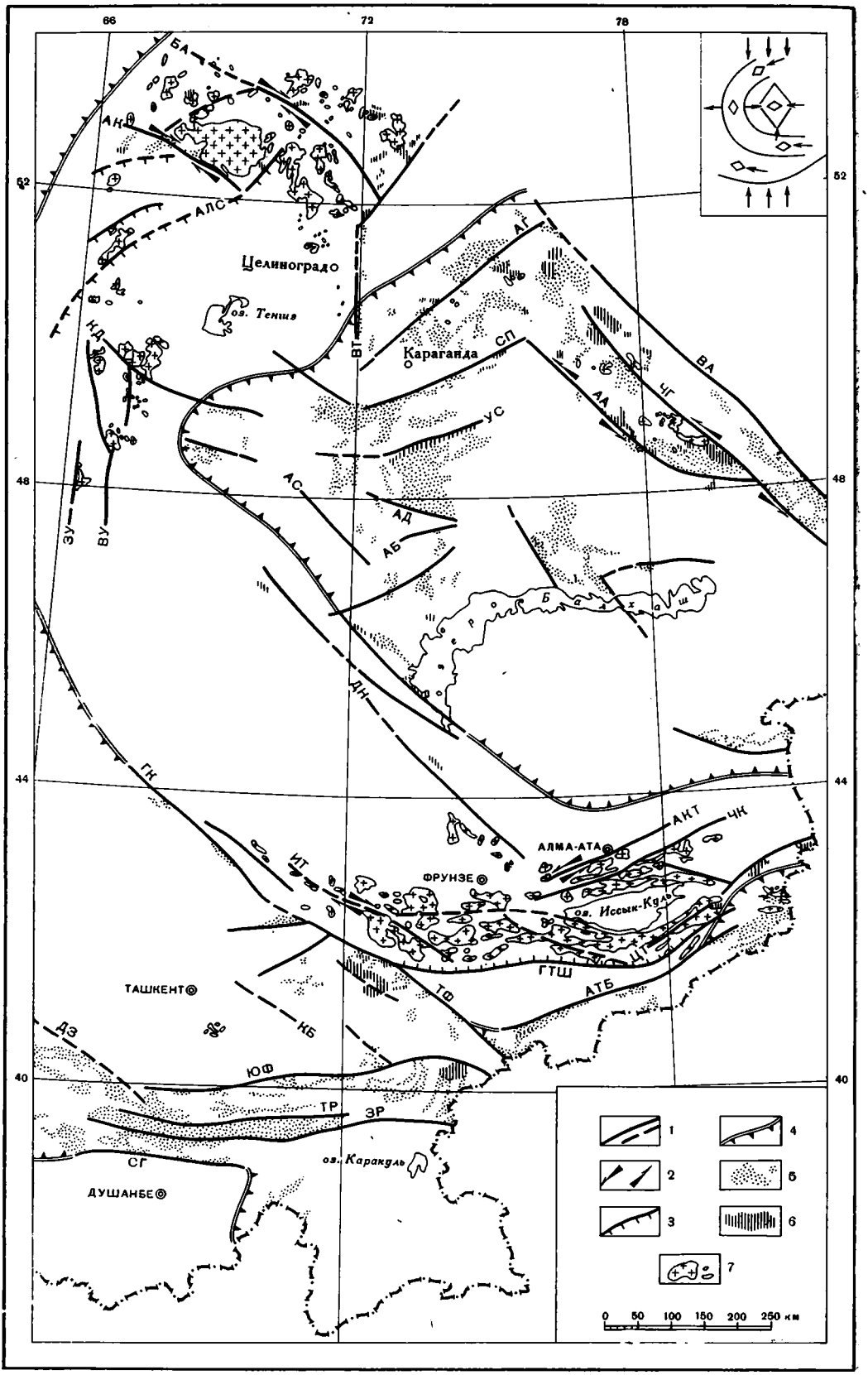
Разрастание поднятия сопровождалось почти повсеместным гранитоидным магматизмом. На севере и западе Казахстана произошло внедрение так называемого крыккудукского комплекса, представленного главным образом батолитами диоритов и кварцевых диоритов с подчиненными телами габбро, габбро-диоритов и роговообманково-биотитовых гранитов. В Северном Тянь-Шане в результате нескольких внедрений были образованы огромные массивы гранитов и гранодиоритов (Чичкано-Колбинский, Сусамырский, Терскейский, Кунгейский, Иссык-Кульский), ныне занимающие около 33% всей площади; местами с ними ассоциируют тела габбро и сиенит-диоритов. Гранитоиды геоантиклинального поднятия в целом наметили единый, мощный и также дугообразно изогнутый магматический пояс, прерывающийся лишь в низовьях рек Чу и Сарысу, где он, вероятно, перекрыт более поздними отложениями палеозоя и мезо-кайнозоя.

В силуре на многих участках геоантиклинального поднятия седиментация прекратилась, а там, где она продолжалась, накопились маломощные (не более 1,5 *км*) пестроцветные молассоиды (нижняя молассовая формация) или пирокластические и эффузивные, преимущественно кислые континентальные образования. Они легли с угловым несогласием на размытые складчатые толщи докембрия и нижнего палеозоя.

Области к северо-востоку и к югу от геоантиклинального поднятия в силуре энергично прогибались. Во внутренней впадине Центрального Казахстана отложилась мощная, до 5—8 *км*, зеленоцветная терригенная (флишоидная) толща с линзами известняков и по краям с залежами андезитовых и диабазовых порфиритов. В Южном Тянь-Шане сформировалась широко распространенная толща карбонатно-терригенных отложений, обогащенная эффузивами вблизи геоантиклинального поднятия (Баубаш-Ата, Атбаши). Максимальная мощность этой толщи достигает 5—6 *км*.

Общая картина распространения глубинных разломов (фиг. 91) сохранилась в том же виде, в каком она была в раннем палеозое, но отдельные группы разломов в течение силура претерпели некоторые преобразования.

В Кокчетавской группе глубинных разломов резко обособились новые разломы северо-восточного простирания, например Александровско-Дороговский (*АЛС*) и другие, пространственно связанные с интрузиями гранитоидов, ориентированными вдоль сместителей и конкордантно с ними. Эти разломы на современных профилях в большинстве


66
72
78
52
48
44
40
БА
АН
ТТАЛС
Целиноградо
оз. Тенгиз
НД
ЗУ
ВУ
ВТ
Караганда
СП
АГ
ВА
ЧГ
АА
УС
АС
АД
АБ
Б а л х а ш
ДН
ГК
ИТ
АЛМА-АТА
АКТ
ЧК
ФРУНЗЕ
оз. Иссык-Куль
ЦТ
ГТШ
АТБ
ТФ
ТАШКЕНТ
ДЗ
КБ
ЮФ
ТР
ЭР
СГ
оз. Каракуль
ДУШАНБЕ
1
2
3
4
5
6
7
0 50 100 150 200 250 км

своем наклонены к юго-востоку. Вместе с Акканбурлукским швом, который в силуре сохранил свою роль правого сдвига, они обусловили не только поднятия нижнепалеозойских толщ Калмыккульского синклинория и Джаркаинагачского антиклинория, но и их смещение к северо-западу. Как отмечалось выше, амплитуда горизонтального перемещения в течение силура достигла 50 *км*.

В зоне Барлыколь-Атансорского (*БА*) разлома также начались сдвиговые подвижки, о чем можно судить по расположению в его крыльях отдельных гранитоидных тел крыккудукского комплекса, удлиненных в субмеридиональном направлении. Заполненные ими полости, видимо, могут рассматриваться как оперяющие разлом местные зоны растяжения. Острые углы между ними и сместителем разлома открыты на северо-восточном крыле к северо-западу, на юго-западном — к юго-востоку. Это характеризует Барлыколь-Атансорский разлом как правый сдвиг.

Глубинные разломы Улутауской группы были лучше всего выражены в Арганаты-Улутауском антиклинории, где вдоль них, чуть восточнее меридиана 66°, внедрилось несколько гранитных массивов. Одни из них расположились на восточном крыле Западно-Улутавского (*ЗУ*) разлома, другие — вдоль Восточно-Улутавского (*ВУ*), третьи — в крыльях Каиндинского (*КД*). 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, как и в раннем палеозое, несколько приподняты. Наиболее высокое положение занимало, видимо, северное крыло Каиндинского разлома; этот разлом далеко распространился на Сарысу-Тенизский водораздел, где его простирание изменилось на субширотное; здесь на его южном крыле шло отложение пестроцветных терригенных отложений.

В северном Тянь-Шане основные направления силурийских глубинных разломов совпали с направлениями разломов раннего палеозоя. 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 некоторые гранитоидные тела имеют субширотное направление, что, вероятно, было связано с заложением субширотных дизъюнктивных линий. Перистый структурный рисунок эродированной кровли нижнепалеозойских толщ в зонах Ичкелетауского (*ИТ*) и Актюзского (*АКТ*) разломов позволяет предполагать наличие вдоль них сдвиговых подвижек. 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, но роль ее двух основных отрезков — разломов Главного Каратауского и Главного Тянь-Шаньского — в силуре существенно изменилась. Первый в направлении с северо-запада на юго-восток надстроился Таласо-Ферганским разломом и образовал вместе с ним зону единого глубинного сброса 1-го порядка, длина которого превышала 700 *км*. Северо-восточное крыло этого нового шва было приподнято, а в юго-западном крыле заложился прогиб, заполненный кремнисто-глинистыми, карбонатно-терригенными и вулканогенными отложениями мощностью более 2 *км* (Баубаш-Ата). Зона Главного Тянь-Шаньского

---

Фиг. 91. Силурийские разломы Казахстана и Средней Азии.

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — направление наклона надвигов; *4* — контуры крупнейших поднятий силура; *5* — области седиментации; *6* — зоны вулканической активности; *7* — интрузии гранитоидов позднего ордовика — силура

разлома, имевшая субширотное простирание, на всем протяжении оказалась приподнятой. К северу и югу от нее осадконакопление прекратилось; и лишь по гранитоидам, интрудировавшим северное крыло разлома, можно предполагать, что относительно южного оно воздымалось и, возможно, было круто надвинуто к югу. Местами в зоне сохранились сместители, наклоненные на север.

При всех изменениях глубинных разломов Кокчетавского, Улутауского и Северо-Тянь-Шаньского районов их структурный рисунок остался подчиненным конфигурации дугообразного геоантиклинального поднятия.

В Карагандинской группе глубинных разломов, в связи с некоторым расширением внутренней геосинклинальной впадины Центрального Казахстана, Ангренсорский разлом оказался почти полностью погребенным. Разлом Тектурмасского антиклинория прекратил свое существование. Изменилось направление вертикальных движений по Байдаулет-Карасорскому разлому Спасской (*СП*) зоны, в юго-восточном, ранее приподнятом крыле которого оформился прогиб, заполнившийся обломочными отложениями силура мощностью в несколько километров. Сформировалась новая, Успенская (*УС*), зона разломов северо-восточного простирания, отделившая Жаман-Сарысуйский прогиб от Тектурмасского антиклинория. Вдоль Успенской зоны в конце силура начались вулканические извержения, положившие начало накоплению узкой полосы кислых эффузивов и их туфов, довольно быстро выклинивающихся в южных румбах (по мере удаления от разлома).

Глубинные разломы Западно-Прибалхашской группы сильнее всего изменились в силурийский период. Джалаир-Найманский грабен был приподнят и стал областью размыва, а из ограничивавших его в ордовике двух разломов остался один. Этот шов 1-го порядка по диагонали пересек нижнепалеозойские толщи грабена. Близ него участками протекала вулканическая деятельность, а в юго-западном крыле, в Чу-Илийских горах, внедрились небольшие гранитоидные интрузии. Вдоль северо-западного берега оз. Балхаш параллельно Джалаир-Найманскому разлому зародился еще один дизъюнктив, отделивший Джалаир-Найманское поднятие от Прибалхашского прогиба, где шло накопление вулканогенно-осадочных отложений — рифовых известняков, порфиритов и туфов мощностью в несколько сотен метров.

В самом Прибалхашском прогибе и немного восточнее него возникли разломы северо-восточного направления, в частности Акбастауский (*АБ*) и другие: они нарушили систему раннепалеозойских разломов северо-западного простирания, остатки которых в виде небольших зон — Аксоран-Акджальской (*АД*) и Атасуйской (*АС*) — уже не играли значительной роли в тектонике района. Из них наиболее рельефным был первый разлом, ограничивавший Жаман-Сарысуйский прогиб с юго-запада.

Глубинные разломы Чингизской группы — Аягуз-Ащисуйский, Чингизский и Восточно-Аркалыкский — почти не изменились. Центральная полоса седиментации несколько сместилась к юго-западу и расположилась в основном между Аягуз-Ащисуйским и Чингизским разломами. Благодаря этому внутренняя впадина Центрального Казахстана обрела более отчетливое восточное замыкание. По-видимому, в связи с этим Восточно-Аркалыкский разлом разросся далеко к северо-западу, образовав прямой угол с Ангренсорским разломом Карагандинской группы.

В зону Чингизского разлома внедрилось несколько мелких гранитоидных интрузий, а местами в ней вспыхивала вулканическая деятельность; вулканиты 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 (или, по крайней мере, горизонтальные напряжения): именно они могли предопределить появление местных зон растяжения, с которыми была связана полосовая вулканическая деятельность. Как и в раннем палеозое, сдвиговые подвижки по Чингизскому и Аягуз-Ащисуйскому разломам были направлены, скорее всего, против хода часовой стрелки.

Ориентированные в северо-западном и северо-восточном направлениях глубинные разломы краевых частей внутренней впадины Центрального Казахстана — Чингизский, Джалаир-Найманский, Ангренсорский и Актюзский — образовали огромный ромб, несколько удлиненный по меридиану. В то же время другие разломы внутренней впадины, например Успенский и Аксоран-Акджальский, Акбастауский и Аксоран-Акджальский, Аягуз-Ащисуйский и субширотный разлом Восточного Прибалхашья, перекрещиваясь, наметили ромбическую сетку с субширотным простиранием длинных диагоналей ромбов.

В зоне Южного Тянь-Шаня количество субширотных разломов в силуре заметно увеличилось. Кроме ранее существовавших Южно-Ферганского (*ЮФ*) и Северо-Гиссарского, в тектоническом рельефе нашли выражение разломы Туркестанский (*ТР*) и Зеравшанский (*ЗР*), которые поделили район на три субширотно вытянутых и неравномерно погруженных блока. При этом направление вертикального смещения по Южно-Ферганскому разлому изменилось на противоположное, т. е. ранее опускавшееся северное крыло разлома стало воздыматься.

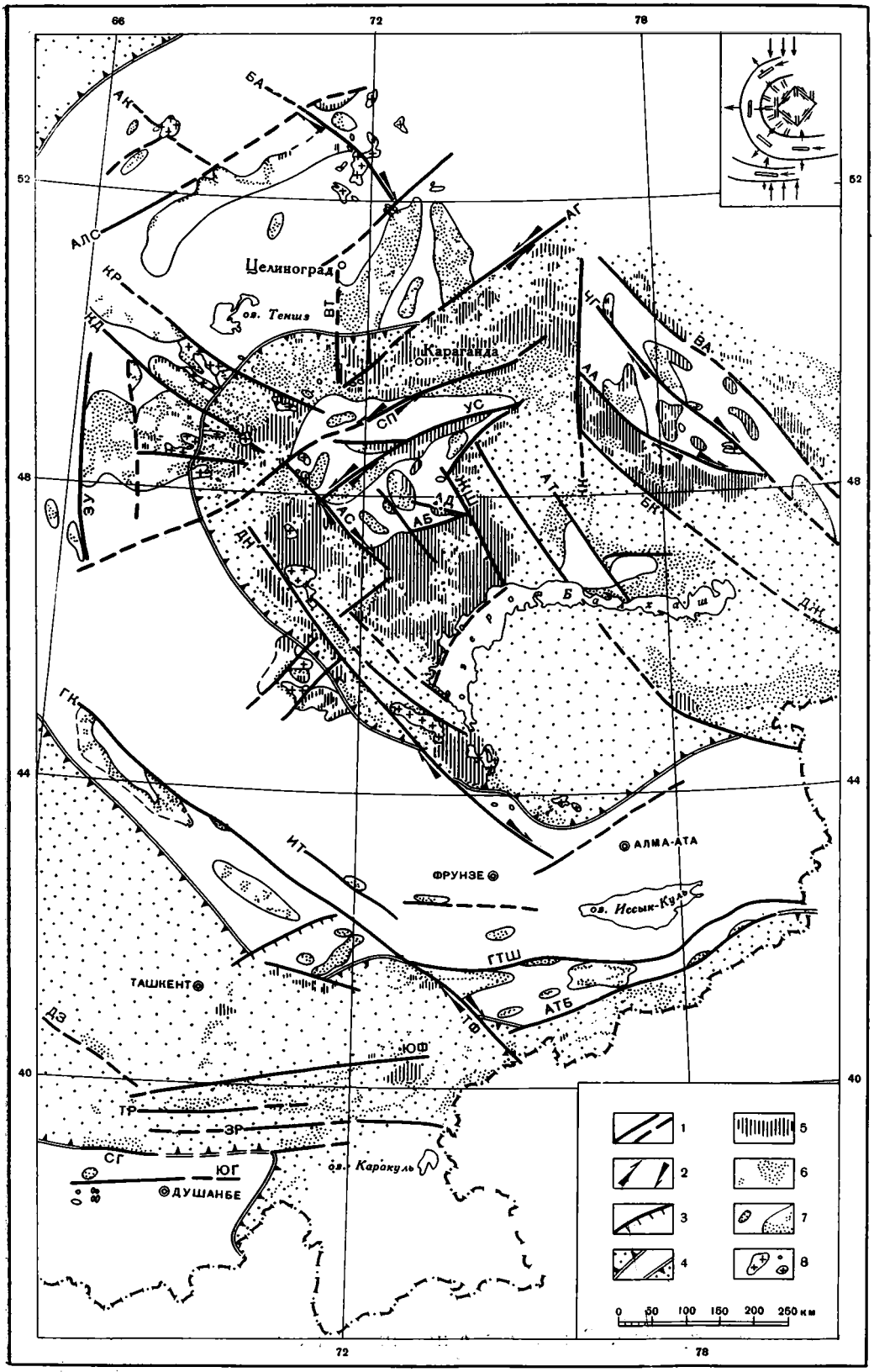
Наиболее погруженным был центральный блок между Туркестанским и Зеравшанским разломами, где отложились терригенные осадки мощностью свыше 3,5 *км*. К северу от него отложенная мощность не превысила 1850—2900 *м*, к югу — 1400 *м*. Магматической деятельности в связи с указанными разломами не было, и только в зоне Южно-Ферганского разлома небольшие следы ее отмечаются для самого конца силура.

Появление диагонального Таласо-Ферганского разлома 1-го порядка повлекло за собой разделение Срединного Тянь-Шаня на две половины и, соответственно, разрыв и изоляцию Южно-Ферганского и Атбашинского разломов, которые в раннем палеозое составляли один огромный шов. В связи с этим же изменилось геологическое положение важнейшей структурной линии В. А. Николаева, и роль южной границы поднятия Северного Тянь-Шаня легла на Атбашинский разлом. К северу от последнего осадконакопление прекратилось, к югу же образовался крупный прогиб, параллельный разлому, с мощностью отложений до 5800 *м*. С Атбашинским разломом, возможно, было связано внедрение небольших гранитных интрузий, известных на востоке Тянь-Шаня.

Новообразованием Южно-Тянь-Шаньской группы стал еще Джизакский (*ДЗ*) разлом северо-западного простирания, который ограничивал крайний западный участок Туркестано-Алайской структурно-фациальной подзоны. Как показывает фиг. 91, Джизакский, Кумбельский и Таласо-Ферганский разломы северо-западного простирания и субширотные разломы южного обрамления Ферганы расположились по ромбической сетке, биссектрисы острых углов которой получили субширотную ориентировку. В то же время те и другие были соответственно параллельны краям Северо-Тянь-Шаньского и Гиссарского поднятий.

Ромбические структурные рисунки в расположении глубинных разломов Казахстана и Средней Азии в силурийское время дают достаточный материал для суждения о распределении напряжений. Структурные рисунки в принципе мало отличаются от раннепалеозойских, и, по-видимому, механизм формирования разломов в силуре остался неизменным.

В каледонском поднятии глубинные разломы распределились по дуге большого полукруга. Сжимающие напряжения были направлены вдоль оси поднятия, по биссектрисам острых углов ромбической сетки. Как и


66
72
78
52
48
44
40
БА
АК
АЛС
КР
КД
ЗУ
Целиноград
оз. Тенгиз
ВТ
АГ
Караганда
СП
УС
ЧГ
ВА
АА
АТ
КК
БК
АС
АБ
АД
ЖШ
ДН
ГК
ИТ
ФРУНЗЕ
АЛМА-АТА
оз. Иссык-Куль
ГТШ
АТБ
ТФ
ТАШКЕНТ
ДЗ
ЮФ
ТР
ЗР
СГ
ЮГ
ДУШАНБЕ
оз. Каракуль
1
2
3
4
5
6
7
8
0 50 100 150 200 250 км

в раннем палеозое, эти напряжения были обусловлены субмеридиональным (вероятно, общепланетарным) сжатием.

В расположении краевых разломов внутренней впадины Центрального Казахстана, которые составили субмеридионально вытянутый ромб, мы также видим признаки общепланетарного субмеридионального сжатия.

С переходом к энергично прогибавшимся частям внутренней впадины субмеридиональное сжатие сменялось сжатием субширотным. Это нашло отражение в переориентировке биссектрис острых углов ромбической сетки на 90°.

Полярно различный характер напряжений и деформаций дугообразного каледонского поднятия и внутренней впадины не противоречит законам механики и подтверждается экспериментальными данными (Chang Wen-Yu, 1961).

В зоне Южного и отчасти Среднего Тянь-Шаня сжимающие напряжения были субширотными согласно имевшему здесь место ромбическому структурному рисунку глубинных разломов. Разломы принадлежали другому дугообразному тектоническому элементу, с внешней стороны облекавшему геоантиклинальное поднятие Улутау — Северный Тянь-Шань. Широтные разломы (Северо-Гиссарский, Зеравшанский, Туркестанский) развивались как зоны растяжения, диагональные (Джизакский, Кумбельский, возможно, Южно-Ферганский) — как зоны скалывания.

## Девонские разломы

Формирование разломов девонского времени протекало на фоне довольно существенных изменений структурного плана, сложившегося в предшествующие геологические периоды.

Каледонское геоантиклинальное поднятие Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань несколько расширилось за счет воздымания и присоединения к нему новых районов на внешней стороне структурной дуги. На юге его ограничивал Атбашинский разлом, на юго-западе — Сыр-Дарьинский разлом (выделенный Н. И. Николаевым, Г. И. Макарычевым и другими по границе нижнепалеозойского прогиба Большого Каратау), на западе — ныне погребенные разломы Тургайского прогиба. С внутренней стороны поднятие ограничивалось разломами Ангренсорским и Джалаир-Найманским.

На большей части поднятия в первой половине девона осадконакопление не происходило. В это время воздымание было максимальным, причем местами оно сопровождалось внедрением гранитоидов — сравнительно небольших и разрозненных интрузивных тел, известных близ некоторых разломов на Сарысу-Тенизском водоразделе, на севере Казахстана и в зоне Главного Каратауского разлома.

В связи с воздыманием геоантиклинального поднятия отдельные участки в его пределах вдоль разломов стали проседать. В среднем — позднем девоне по оси поднятия возникло несколько глубоких грабен-синклиналей — Кийминский прогиб, параллельный Александровско-Дороговскому (*АЛС*) разлому, Тамдинско-Шагырлинский прогиб в восточном крыле Западно-Улутавского (*ЗУ*) разлома, впадина близ Кирейского (*КР*) и Каиндинского (*КД*) разломов на Сарысу-Тенизском водоразделе, а также в окрестностях Чуйской глыбы, в Большом Каратау и в бассейне Нарына вдоль линии Николаева (фиг. 92).

Фиг. 92. Девонские разломы Казахстана и Средней Азии.

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — направление наклона надвига; *4* — контуры крупнейших поднятий девона; *5* — зоны вулканической активности; *6* — области седиментации; *7* — контуры впадин; *8* — интрузии гранитоидов

Впадины были заполнены красноцветными терригенными (верхняя молассовая формация) и вулканогенно-осадочными образованиями. Сюда относятся жаксыконская, тюлькубашская и другие свиты, с угловым несогласием перекрывшие породы нижнего палеозоя и докембрия. Мощность этих отложений местами достигала 2,5—4,5 *км*. Впадины, ближайшие к внешнему краю каледонского поднятия, расположились параллельно его дугообразной оси, ближайшие к внутреннему краю — 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 растущем геоантиклинальном поднятии или в его краях, представляли собой структуры растяжения.

Разломов, которые имели бы характер трещин скалывания в пределах поднятия не установлено. Исключение составляет лишь Барлыколь-Атансорский (*БА*) разлом северо-западного простирания, входящий в Кокчетавскую группу глубинных разломов. Он сохранился с силура как правый сдвиг, что можно предполагать, исходя из расположения в его крыльях субмеридионально вытянутых гранитоидных тел, внедрившихся по оперяющим разлом трещинам растяжения.

В Кокчетавской группе главная роль стала принадлежать Александровско-Дороговскому разлому северо-восточного простирания. Северо-западный Акканбурлукский разлом, который в силуре был правым сдвигом, в девоне проявлялся слабо и, скорее всего, в виде сброса с приподнятым северо-восточным крылом; в это крыло внедрился гранитный шток.

В зонах Западно-Улутавского, Каиндинского и Кирейского разломов в связи с образованием прогибов, заполненных средне-верхнедевонскими отложениями, изменился знак вертикальных перемещений крыльев. В данной группе основная роль стала принадлежать разломам северо-западного и широтного направления, которые вышли далеко к востоку за пределы каледонской дуги. Большинство удлиненных тел девонских гранитоидов вытянуты по этим разломам или им параллельны.

В Северном Тянь-Шане многие каледонские разломы были залечены, и по девонским образованиям здесь уже нельзя наметить их ромбического структурного рисунка. Основные разломы простирались параллельно внешнему краю дуги. Ичкелетауский (*ИТ*) разлом, ранее развивавшийся как сдвиг, по-видимому, превратился в сброс.

Внутренняя область Центрального Казахстана в течение 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 этого массива вдоль внутреннего края каледонского геоантиклинального поднятия в виде дуги заложился глубокий прогиб, заполненный мощными, до 3—4 *км* и более, вулканогенными толщами (порфиритовой формацией). Этот прогиб получил название «девонского вулканического пояса» (Богданов, 1959). К востоку и юго-востоку от массива сформировалась обширная миогеосинклиналь, в которой отложилась толща сероцветных терригенных осадков мощностью в несколько километров. С широко развитыми здесь зеленоцветными отложениями силура эта толща связана постепенными переходами. А на склонах и своде Чингизского антиклинория шло накопление еще одного вулканического комплекса, заполнившего несколько впадин близ разломов Чингизской группы.

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 была ориентирована перпендикулярно внутреннему краю каледонского геоантиклинального поднятия и описывала соответственно этому большой полукруг с поперечным расположением нарушений. По краям Чуйской глыбы эти 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 лав, но многие сохранились, обнаруживая связь с распространением эффузивов и особенно их жерловых фаций. Так, например, по краям Чуйской глыбы вдоль них вытягиваются полосы кислых эффузивных пород среднего девона (Маркова, 1961). На Сарысу-Тенизском водоразделе, как установлено В. Г. Тихомировым и Э. И. Тихомировой (1961), разломы ограничивают небольшую (центральную) впадину северо-западного простирания с мощной, до 3,2 *км*, вулканогенно-осадочной толщей среднего—верхнего девона. По обе стороны от этой впадины отложения того же возраста представлены красноцветными терригенными породами значительно меньшей мощности. Параллельно Тентекскому меридиональному сбросу в Карагандинском прогибе протягивается полоса прижерловых, связанных с разломами кристаллокластических липарито-дацитовых туфов, а также отдельные субвулканические тела и гранитные интрузии (Богданов и др., 1960).

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 рассекали его границы наискось, под острыми углами. Во-вторых, они развивались не как зоны растяжения, а как конседиментационные сдвиги. Разломы северо-восточного направления представляли собой левые сдвиги (Байдаулет-Карасорский разлом Спасской зоны), а разломы северо-западного направления — правые сдвиги (например, Джалаир-Найманский разлом).

Некоторые из отмеченных выше 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 некковых фаций и вторичных кварцитов (Темиртау — Колхозное) между Шидертинским и Байдаулет-Карасорским левыми сдвигами, установленную О. А. Мазаровичем (1963).

Таким образом, девонский вулканический пояс является очень сложным гетерогенным сооружением, возникшим по разломам нескольких систем, в связи с воздыманием каледонской дуги (Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань) и прогибанием прилегающих к ней районов внутренней впадины Центрального Казахстана, с одновременным проявлением в последних горизонтальных подвижек по наиболее крупным разломам.

Атасу-Тектурмасский массив внутренней впадины Центрального Казахстана рассекали разломы северо-восточного и северо-западного направлений, сходившиеся почти под прямыми углами. Здесь разместились юго-западный отрезок Спасской зоны смятия и разломы Успенский, Аксоран-Акджальский, часть Атасуйского и Акбастауский, причем последний проходил по границе массива с девонским вулканическим поясом.

Успенский разлом, который в силуре был левым сбросом, в девоне превратился в левый сдвиг. В южном его крыле усилилась вулканическая деятельность, которая контролировалась веером перистых трещин отрыва. В северном крыле под действием двух параллельных сдвигов — Успенского и Спасской зоны — образовалась широтная трещина

растяжения, также заполненная эффузивами. В зонах Атасуйского и Аксоран-Акджальского разломов изменилось направление вертикальных перемещений крыльев.

В девонской миогеосинклинали, расположенной к востоку и юго-востоку от Атасу-Тектурмасского массива, глубинных дизъюнктивных дислокаций не было. Здесь, возможно, существовал магматически пассивный Актасский (*АТ*) разлом северо-западного простирания, разделявший местные поднятия и впадины; его юго-западное крыло, ранее опускавшееся, в девоне несколько приподнялось.

В районе Чингиза основными глубинными нарушениями продолжали оставаться разломы Восточно-Аркалыкский, Чингизский и Аягуз-Ащисуйский, которые стимулировали вулканическую активность. По Р. А. Борукаеву (Борукаев и др., 1962), в осевой части Чингизского антиклинория эффузивы жединского — эйфельского ярусов (кайдаульская свита), слагали разрозненные небольшие поля, а по периферии антиклинория — сплошную полосу мощностью до 3,5—4,5 *км* (жедин, кобленц, эйфель, живет), протягивавшуюся почти без перерыва в северо-западном направлении более чем на 250 *км*. В промежутках между теми и другими располагалась полоса с вулканогенно-осадочным типом девонского разреза.

Юго-западной границей распространения эффузивных пород служил Баканасский (*БК*) разлом, ранее неизвестный, отделивший их от терригенных отложений девонской миогеосинклинали. Этот дизъюнктив был, по-видимому, правым сбросом и составлял с Джунгарским (*ДЖ*) разломом одно целое.

Другие разломы Чингизской группы в девоне были выражены в качестве правых сдвигов, на что указывает перистое по отношению к ним расположение изолированных площадей девонских эффузивов, вытянутых субмеридионально. До этого же, как отмечалось выше, Чингизский и Аягуз-Ащисуйский разломы существовали как левые сдвиги и характеризовались иным пространственным положением фациальных границ в их крыльях.

Соотношение девонских вулканических полей Чингиза и девонского вулканического пояса окончательно не выяснено. Судя по данным Р. А. Борукаева, они соединяются на северо-востоке Казахстана. А. А. Богданов же обрывает вулканический пояс меридиональным Карадон-Темиршинским разломом (Богданов и др., 1963).

Меридиональный разлом, разделивший структуры северо-восточного и северо-западного простираний, выделен В. Ф. Беспаловым под названием Центрально-Казахстанского. В работах Д. Н. Казанли, Ю. А. Колмогорова и других он фигурирует в виде зоны повышенных линейно вытянутых градиентов силы тяжести, у Г. Н. Щербы — как Токрауская зона ступенчатого перегиба земной коры с амплитудой в несколько километров. При этом положение и длина разлома толкуются неодинаково.

В нашем представлении, Центрально-Казахстанский разлом как геологическая структура имеет местное значение. Впервые он проявился в девоне и в то время представлял собой сброс с просевшим западным крылом. На сравнительно коротком расстоянии он безусловно разделял разломы Чингизской и Карагандинской групп.

Девонские глубинные разломы Чингиза, Караганды и Западного Прибалхашья, несмотря на появление новых нарушений и на целый ряд других перемен в связи с дифференциацией структур внутренней впадины Центрального Казахстана, по-прежнему ограничивали эту часть рассматриваемой территории. Только теперь они, несколько изменив ориентировку, обрисовали в плане не ромб, как было в силуре и особенно в раннем палеозое, а квадрат.

Структурный рисунок Южного Тянь-Шаня целиком определялся группой субширотных разломов. К востоку от Таласо-Ферганского шва главной структурной линией был Атбашинский разлом, который, как и

в силуре, ограничивал поднятие Северного и части Срединного Тянь-Шаня. К западу наибольшее значение имели разломы Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский и Южно-Гиссарский. Они расчленили все пространство к северу от древнего Гиссарского поднятия на несколько блоков — ступеней с разными типами разрезов девонских отложений.

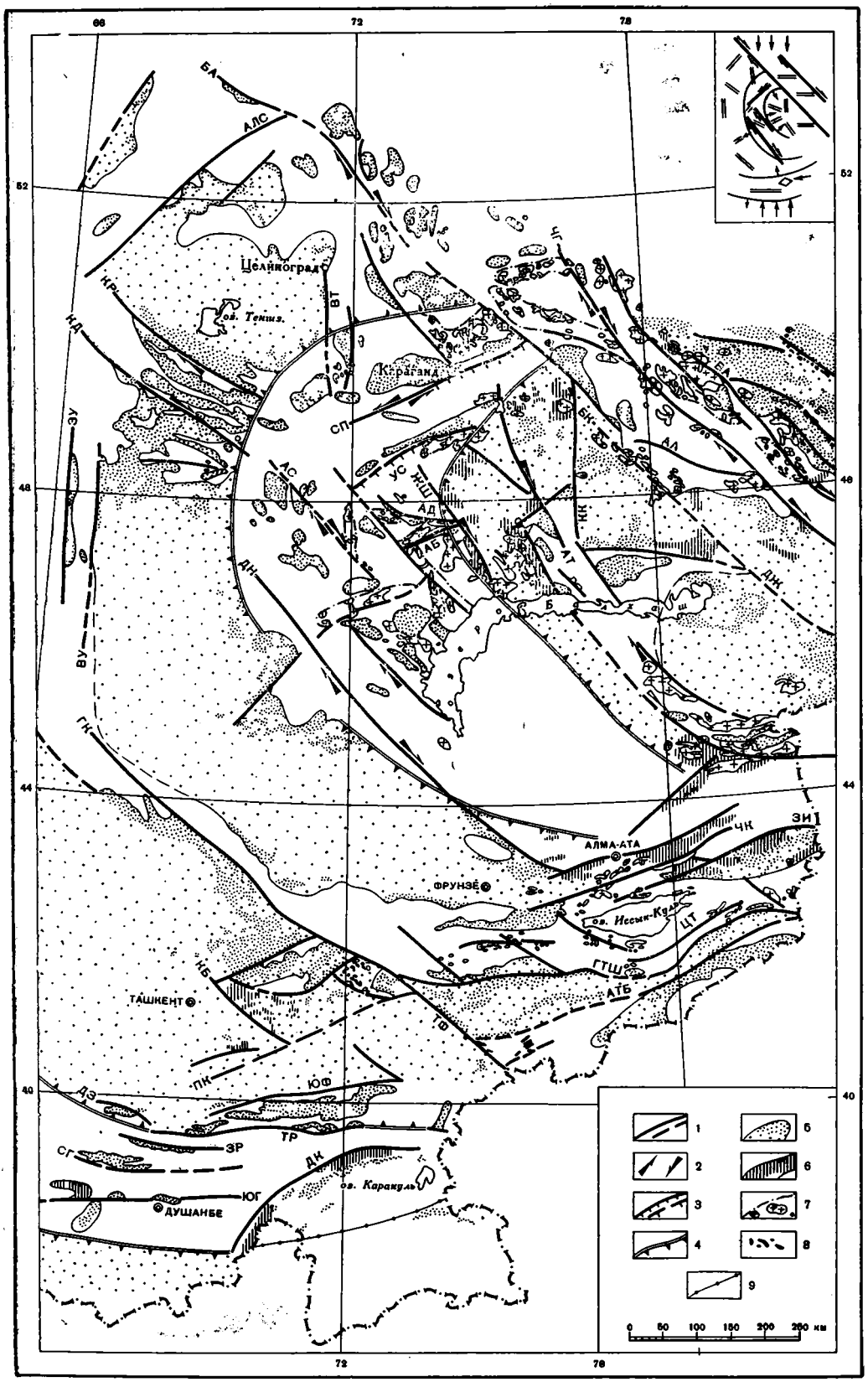
Основная область седиментации была заключена в сильно просевшем блоке между Южно-Ферганским и Туркестанским разломами, где накопилось свыше 1000 *м* карбонатных осадков, местами с мощными (до 3000 *м*) эффузивами (араванская свита). Севернее располагалась Кураминско-Ферганская суша, южнее — Туркестано-Зеравшанский горст (последний в силуре был глубоко погружен, и его воздымание вызвало изменение знака вертикальных движений по Туркестанскому и Зеравшанскому разломам). Другой девонский прогиб меньшего размера образовался на северном крыле Северо-Гиссарского разлома. Прогибы простирались в основном параллельно разломам. Они возникли в условиях растяжения в связи с усиленным ростом Гиссарского поднятия и смежных районов. Это характеризует упомянутые разломы как глубинные сбросы.

Непосредственно по Таласо-Ферганскому разлому в девоне, по-видимому, происходили правосторонние сдвиговые смещения. Вследствие этого на юго-западном его крыле (в Чаткало-Пскемском районе) участки максимального прогибания в течение девона последовательно мигрировали к северо-западу, волнообразно сместившись не менее чем на 50 *км*. Они, возможно, сопровождались надвигами по оперяющим разлом трещинам северо-восточного простирания. За пределами этих трещин далее к северо-западу, в девонских структурах Большого Каратау, никаких признаков горизонтальных движений мы не знаем.

Приведенные данные о девонских глубинных разломах Казахстана и Средней Азии обрисовывают следующий механизм их формирования и распределение обусловивших их напряжений. Воздымавшееся каледонское поднятие Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань испытывало вдоль своей оси напряжение сжатия, а перпендикулярно к ней — растяжение. Это послужило непосредственной причиной проседаний на крыше поднятия, которые локализовались в форме продольных прогибов, расположенных по дуге поднятия. В девонском вулканическом прогибе (поясе), также имевшем форму дуги, напряжения сжатия распределялись по радиусам к этой дуге. Они обусловили возникновение радиальных в плане трещин растяжения, которые послужили каналами эффузивных излияний. Часть радиальных трещин распространилась в область геоантиклинального поднятия.

На остальной площади Центрального Казахстана преобладающими были горизонтальные движения. Благодаря квадратной сетке главных разломов общепланетарное напряжение сжатия, которое и в девоне было субмеридиональным, разрешилось в форме сдвигов — левых по разломам северо-восточного простирания и правых по разломам северо-западного простирания. Это, в свою очередь, повлекло за собой возникновение местных зон растяжения — меридионального направления непосредственно у сместителей сдвигов и субширотного направления в промежутках каждых двух параллельных сдвигов. По этим трещинам также поступало некоторое количество вулканогенного материала.

Разломы Южно-Тянь-Шаньской группы формировались в девоне в обстановке поперечного растяжения, что было обусловлено, с одной стороны, воздыманием Гиссарского поднятия, а с другой — воздыманием Северного Тянь-Шаня. Воздымание указанных структурных областей происходило, видимо, на фоне субмеридионального (общепланетарного) сжатия, на что указывают правосторонние сдвиговые подвижки по Таласо-Ферганскому разлому.


66
72
78
52
48
44
40
БА
АЛС
Целиноград
ов. Тенгиз.
КР
КД
ВТ
Караганд
СП
ЗУ
ВУ
АС
УС
ЖШ
АД
АБ
ДН
ГК
БК
АЛ
КК
АТ
ДЖ
ЧК
ЗИ
АЛМА-АТА
ФРУНЗЕ
ов. Иссык-Куль
ЦТ
ГТШ
АТБ
КБ
ТАШКЕНТ
ТФ
ПК
ЮФ
ДЗ
ТР
ЗР
СГ
ДК
ЮГ
ДУШАНБЕ
ов. Каракуль
1
2
3
4
5
6
7
8
9
0 50 100 150 200 250 км

## Разломы позднего девона — раннего карбона

В конце девона и особенно в начале карбона структурный план территории Казахстана и Средней Азии был кардинально переработан (фиг. 93).

Каледонское геоантиклинальное поднятие, в предшествующие этапы во многом определявшее глыбовую тектонику всей области, в это время начало усиленно распадаться и практически перестало существовать. На его месте возникли обширные впадины — Тенизская, Джезказганская, Чуйская, Большого Каратау, Чаткальская, Нарынская, Восточно-Киргизская, Заилийская и некоторые другие, где накапливались карбонатные и карбонатно-терригенные отложения, в отдельных местах частично красноцветные или угленосные, а в Северном Тянь-Шане — вулканогенно-осадочные (порфировая формация). Мощность этих отложений местами (на западе Центрального Казахстана) достигла 3—4,5 *км*. Несколько приподнятыми остались лишь район Малого Каратау — Терскей-Алатау и отдельные блоки Улутауского и Кокчетавского массива, в пределах которых осадконакопления не было.

Погружения на месте каледонского геоантиклинального поднятия подчеркнули конфигурацию следующей к востоку позитивной структуры — Атасу-Тектурмасского массива, который сильно приподнялся и принял форму выпуклой к западу дуги. К этой же дуге причленился и девонский вулканический пояс, представлявший до этого глубокий прогиб.

На большей площади вновь возникшей герцинской дуги седиментация прекратилась, но она еще продолжалась в некоторых довольно глубоких впадинах, например в Карагандинской, Успенской, Аксоран-Акджальской, Джаильминской и других, которые продолжали формироваться в условиях всеобщего поднятия новой структуры. Мощность накопившихся в них угленосных и карбонатно-терригенных отложений (фамен, турне, визе) достигла 1—1,5 *км*, а в Карагандинском угленосном бассейне превысила 2 *км*. Воздымание Атасу-Тектурмасской дуги сопровождалось гранитоидными интрузиями, известными восточнее Караганды, на Атасу-Жамшинском междуречье и в других пунктах.

Восточнее, в полукольце герцинского Атасу-Тектурмасского поднятия, расположился сложно построенный геосинклинальный прогиб, охвативший районы Токрауской впадины, Прибалхашья и Джунгарского Алатау. Прогиб отличался сильной расчлененностью внутреннего тектонического рельефа, в повышениях которого вдоль разломов внедрились гранитные штоки. Стратиграфическому разрезу верхнего девона — нижнего карбона этой структурной единицы свойственны типичный для вторичных геосинклиналей состав морских терригенных, терригенно-вулканогенных и вулканогенных отложений, их огромная (до 6,5—7 *км*) мощность, сильная кремнистость и незначительное развитие карбонатных пород, а также большое количество перерывов и угловых несогласий.

Еще далее к востоку возникло длинное и узкое Чингизское поднятие, которое в виде ломтевидного блока в плане простиралось с юго-востока на северо-запад почти на 1000 *км* (до Восточно-Кокчетавского прогиба и далее), имея ширину 100—150 *км*. Оно отделило все отмеченные выше

---

Фиг. 93. Разломы Казахстана и Средней Азии в позднем девоне — раннем карбоне.

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — направление наклона надвигов; *4* — границы крупнейших поднятий; *5* — области седиментации; *6* — зоны вулканической активности; *7* — интрузии гранитоидов; *8* — интрузии базитов и гипербазитов; *9* — предполагаемое местоположение Дарваз-Каракульского разлома

структурные элементы Центрального Казахстана от Зайсано-Иртышского прогиба. Седиментация на Чингизском поднятии шла лишь в небольших изолированных впадинах, где накапливались главным образом карбонатно-терригенные отложения небольшой мощности. В наиболее поднятые участки внедрились гранитоиды.

В тектонике Южного Тянь-Шаня основная роль по-прежнему принадлежала древнему Гиссарскому поднятию, которое расширилось за счет причленения блоков современных Зеравшанского и Туркестанского хребтов. В фамене, турне и визе пространство к северу от этого поднятия было занято мелководным морем, которое распространилось до реликтового Северо-Тянь-Шаньского поднятия. Мощность карбонатно-терригенных отложений этого возраста в Чаткало-Нарынской зоне немного превысила 3 *км*.

Южнее находился длительно развивавшийся Северо-Памирский прогиб, заполненный вулканогенно-осадочной толщей мощностью около 5 *км*. Несколько мелких (1—2 *км*) прогибов оставалось еще в пределах Гиссарского поднятия.

Девонско-раннекаменноугольные преобразования структурного плана территории Казахстана и Средней Азии происходили, как и в предшествующие этапы, в тесной связи с дальнейшим развитием глубинных разломов.

В Кокчетавском районе важное значение имели разломы северо-восточного простирания — Александровско-Дороговский и другие, на юго-восточных крыльях которых разместились местные прогибы. Северо-западный Акканбурлукский сдвиг к этому времени был залечен и в дальнейшем не проявлялся.

Тенизская впадина была ограничена тремя разломами: на северо-западе частью Александровско-Дороговского, на юго-западе Кирейским, на востоке Восточно-Тенизским. Опорное бурение и геофизические работы показали, что днище впадины разломами северо-западного и северо-восточного простираний также было расчленено на блоки, в разной степени опущенные относительно друг друга. На ряде блоков констатировано отсутствие карбонатных отложений фамена и некоторых горизонтов нижнего карбона.

Западно-Улутавский разлом в тектоническом рельефе был выражен слабо, зато очень активно проявился Восточно-Улутавский, ставший западной границей глубокой Джезказганской впадины. Оба эти нарушения представляли собой глубинные сбросы. Примыкавший к ним район Сарысу-Тенизского водораздела, господствовавший над Тенизской и Джезказганской впадинами, был рассечен системой разломов северо-западного и субширотного простирания. Он состоял из нескольких субширотных структур растяжения — горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, косо расположенных относительно двух, наиболее крупных северо-западных разломов — Кирейского и Каиндинского. Последние, видимо, представляли собой правые сдвиги или сбросо-сдвиги.

В районе Чуйской глыбы, по ее северо-западному краю, довольно резко выделялся небольшой разлом северо-восточного простирания, который существовал и раньше. Он разделял участки размыва и седиментации и был отчетливо выражен в виде сброса, поперечного к Джалаир-Найманскому разлому.

Главный Каратауский и Главный Тянь-Шаньский разломы воссоединились в одной структурной линии, которая была дугообразно выгнута к югу. Она служила границей реликтового Северо-Тянь-Шаньского поднятия и сильно прогнувшейся Чаткало-Нарынской зоны. Морфологически эта линия была выражена сбросом длиной около 1200 *км* с просевшим южным крылом. Что же касается Таласо-Ферганского разлома, ранее связанного с Главным Каратауским, то он в это время развивался самостоятельно и представлял собой сравнительно небольшой сброс

с опущенным северо-восточным крылом. Местами вдоль него внедрились мелкие интрузивные тела кислого и основного состава.

В структуре Северо-Тянь-Шаньского поднятия большое значение вновь получила ромбическая сетка глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний, заложенная еще в раннем палеозое и временно не проявлявшаяся в первой половине девона. Активизировались также некоторые субширотные нарушения. Вдоль разломов вытянулись прогибы с вулканогенно-осадочным выполнением (Заилийский, Актюзский) и местные гранитоидные пояса (Чилико-Кеминский, Центрально-Терскейский и др.). Морфологически разломы конца девона — начала карбона можно было бы квалифицировать как трещины скола, в действительности же это были трещины растяжения. Они лишь повторили старый, ранее существовавший ромбический каркас, но развивались на фоне относительного роста Северо-Тянь-Шаньского поднятия.

Все сказанное в отношении девонско-каменноугольных разломов Кокчетава, Улутау и Северного Тянь-Шаня, в предшествующие периоды объединенных в одном геоантиклинальном поднятии, достаточно четко иллюстрирует характер дальнейшего усложнения его глыбовой структуры. Глубинные разломы располагались теперь уже не на поднятии, а по краям переуглубленных впадин внутри поднятия, вдоль прежней его оси и перпендикулярно к ней. В то же время на сохранившихся в приподнятом положении участках Северного Тянь-Шаня, также параллельно остаткам каледонской дуги, восстановилась ромбическая сетка разломов.

На площади новообразованного (герцинского) Атасу-Тектурмасского геоантиклинального поднятия глубинные разломы распределялись более упорядоченно. Прежде всего здесь исчезла сеть коротких разломов различных направлений, с которыми была связана интенсивная вулканическая деятельность предшествующего этапа, а все остальные нарушения, претерпев ряд изменений, обособились в две системы соответственно северо-западного и северо-восточного направлений.

Главной дизъюнктивной линией северо-западного направления был Джалаир-Найманский разлом, проходивший близ внешнего юго-западного края герцинской дуги. Границу геоантиклинального поднятия он рассекал наискось, только гипсометрический уровень его крыльев стал иным по сравнению с тем, каким он был в начале девона: на северо-западном отрезке ранее опускавшееся юго-западное крыло разлома сильно приподнялось, а на юго-восточном отрезке ранее приподнятое то же крыло, наоборот, опустилось. В целом же Джалаир-Найманский разлом оставался шарнирным нарушением и развивался как правый сдвиг, на что указывает перистое расположение локальных конседиментационных поднятий и мульд в его крыльях.

Среди других, более мелких разломов этого же направления выделялся Атасуйский правый сдвиг. В соответствии с горизонтальным движением его крыльев по часовой стрелке приразломные конседиментационные впадины и отдельные 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 систему нарушений северо-восточного направления входили разломы Спасский, Успенский и Атасу-Жамшинского междуречья. Спасский разлом, в течение девона заметно укоротившийся, с юга ограничивал Карагандинский прогиб. На юго-западе он отличался перистым структурным рисунком, характеризующим его как левый сдвиг, а на северо-востоке, в связи с углублением Карагандинского прогиба, по нему произошло надвигание масс пород к северу. Именно по этой причине, о чем

уже говорилось выше, зоны максимального прогибания Спасско-Карагандинской области в среднем — позднем девоне и раннем карбоне были волнообразно смещены к северу на 30—40 *км*, разновозрастные фациальные границы снизу вверх по разрезу испытали в плане закономерное вращение против часовой стрелки, а базальные горизонты всех девонских свит, сложенные продуктами разрушения более южных зон, от фазы к фазе проникали все дальше и дальше в сторону надвигания (также не менее чем на 30—40 *км* за весь девон). О длительности надвигания по Спасской зоне говорят и неодинаковые значения амплитуд сближения фациальных зон разного возраста, которые тем больше, чем древнее фациальные зоны.

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.

Разломы Атасу-Жамшинского междуречья, весьма незначительные по размерам, всецело подчинялись более крупным соседним разломам северо-западного направления. Например, Акбастауская зона представляла собой взброс или сброс с приподнятым северным крылом, занятым гранитами. Аксоран-Акджальский разлом, простиравшийся субширотно, был сбросом между субпараллельными северо-западными сдвигами — Моинтинским и Жамшинским.

Глубинные разломы геосинклинального прогиба, обрамленного герцинской дугой и Чингизским блоком, простирались в разных направлениях — в северо-западных и северо-северо-западных румбах, меридионально и субширотно, с юго-запада на северо-восток и т. д. В целом прогиб походил на вытянутую в северо-западном направлении глубокую чашу с внутренними поднятиями, осложненную системой радиальных в плане швов. Последние были вулканически активны и представляли собой зоны растяжения (являлись сбросами, возможно, раздвигами). Меридиональный Центрально-Казахстанский разлом в начале этапа был перебит разломами Чингиза и сохранился как небольшое нарушение на юге, около долины р. Кусак. Актасский разлом оказался погребенным (до этого он существовал как правый сброс). В Джунгарском Алатау вдоль двух северо-западных разломов разместился гранитный пояс; субширотная ориентировка отдельных массивов в последнем позволяет предполагать их внедрение под действием пары сил, направленных против хода часовой стрелки.

Большим событием конца девона — начала карбона в Восточном Казахстане явилось образование огромного (длиной свыше 1200 *км*) шва северо-западного простирания, в который кулисно объединились разломы Барлыколь-Атансорский, Аягуз-Ащисуйский, Баканасский и Джунгарский. Это был самый крупный девонско-каменноугольный глубинный разлом, который отделил герцинскую дугу с обрамлявшими ее на западе и востоке впадинами от Чингизского ломтевидного блока. В последнем следов Ангренсорского и Центрально-Казахстанского разломов мы уже не находим.

Перемещения блоков по упомянутому разлому происходили в разных участках различно. На северо-западе (Барлыколь-Атансорский участок) меридиональная ориентировка местных впадин Восточно-Кокчетавского прогиба говорит о том, что разлом проявлялся как правый сдвиг. В остальной же части это был левый сброс с глубоко и неравномерно просевшим юго-западным крылом. Здесь с разломом была связана вулканическая деятельность, а на Баканасском участке по нему внедрилась группа малых гранитных интрузий.

Остальные разломы Чингизской группы — Чингизский, Восточно-Аркалыкский и другие с перистыми структурными рисунками — принадлежали к числу правых сдвигов или сбросо-сдвигов. Как результат действия горизонтальной пары сил, между ними возникли субширотные зоны растяжения, которые частично были заполнены терригенно-карбонатным, частично гранитным материалом.

В разломах Южного Тянь-Шаня больших перемен не произошло. Они по-прежнему оставались сбросами, только одни из них несколько укоротились, другие, наоборот удлинились. Подавляющее большинство разломов (Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский, Южно-Гиссарский) рассекают Гиссарское поднятие, а некоторые (Южно-Ферганский и Дарваз-Каракульский) проходят по его краям.

Как показывает фиг. 93, в зоне каждого из этих нарушений, на том или другом его крыле, протягивался узкий и протяженный прогиб. По положению последних можно предполагать, что на своде поднятия разломы падали навстречу друг другу, а на его склонах — в противоположные стороны. В зонах Южно-Гиссарского и Дарваз-Каракульского разломов действовали вулканы. К северу от Гиссарского поднятия, в Срединном Тянь-Шане впервые появился Прикураминский (*ПК*) разлом, отделивший от остальной территории Кураминско-Чаткальскую подзону, где в конце визе также вспыхнула вулканическая деятельность. В зоне Атбашинского разлома в связи с возрождением линии Николаева изменился знак вертикальных колебаний: погружавшееся в начале девона южное крыло в конце его стало воздыматься.

Пространственное размещение и структурные сочетания разломов Казахстана и Средней Азии в конце девона — начале карбона, как и в предшествующие периоды, были обусловлены субмеридиональными общепланетарными напряжениями сжатия, действовавшими по меридианам, и вертикальными движениями главных структурных элементов, которые создавали, вернее регулировали, местные горизонтальные напряжения.

Под воздействием общепланетарного субмеридионального сжатия крупнейшие разломы северо-западного простирания приобрели характер правых сдвигов, разломы же северо-восточного направления оказались левыми сдвигами.

В связи с поднятием герцинской дуги прилежащие к ней бортовые части Тенизской, Джезказганской и Чуйской впадин претерпели поперечное, направленное по радиусам горизонтальное сжатие, вследствие чего трещины растяжения прошли перпендикулярно внешнему краю герцинской дуги. В то же время проседание указанных впадин стимулировало развитие более крупных разломов растяжения, параллельных ее внешнему краю (а также оси ранее существовавшей каледонской дуги).

Герцинское поднятие было подвержено в основном субмеридиональному сжатию, обеспечившему сдвиго-надвиговые перемещения (соответственно правые и левые) по разломам северо-западного и северо-восточного направлений и субширотные разрывы растяжения между каждой парой параллельных сдвигов. Нечто аналогичное происходило и в Чингизском блоке. В геосинклинальной же впадине Токрау-Джунгарского Алатау, где господствовали растягивающие усилия проседания, разломы были ориентированы перпендикулярно внутреннему краю герцинской дуги, а близ диагонального Чингизского поднятия направлялись под острыми углами к Баканасскому разлому.

Интересно, что проседание впадин к западу от герцинской дуги не сопровождалось вулканической активностью разломов, тогда как восточнее дуги, тоже во впадине, вулканизм пробудился в ряде мест (очевидно, тектонические процессы здесь были более глубинными). Формирование впадины на востоке, по-видимому, определялось начавшимся в

конце девона — начале карбона оттоком гранитного материала из-под нее в пределы герцинского поднятия на западе.

В Средней Азии формирование глубинных разломов шло иначе. Субмеридиональное региональное сжатие вызвало коробление коры, которое обусловило заложение и развитие субширотных поднятий и прогибов. Разломы оказались приурочены к поднятиям и развивались под воздействием местных субмеридиональных растягивающих усилий. В Северном Тянь-Шане это были крупные трещины отрыва, наложенные на ромбический каркас древних трещин скалывания, в Гиссаре — система субширотных трещин отрыва.

### Позднепалеозойские разломы

Поздний палеозой явился заключительным этапом формирования ряда разломов и ограничиваемых ими глыбовых структур, после которого во многих, главным образом более северных районах рассматриваемой территории, наступило продолжительное затишье.

В Казахстане развитие глыбовых структур шло по плану, намеченному в конце девона — начале карбона. На месте распавшейся каледонской дуги продолжались интенсивные проседания, связанные с формированием континентальных Тенизской, Джезказганской, Чуйской и некоторых других впадин.

Тенизская впадина имела треугольную форму и ограничивалась тремя сбросами: на северо-западе Александровско-Дороговским, на юго-западе Кирейским, на востоке Восточно-Тенизским. Впадина заполнялась пестроцветными терригенами, 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 на нее походила. Ее границами были меридиональный Восточно-Улутавский разлом и часть северо-западного Джалаир-Найманского, которые в позднем палеозое 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, ограниченный протяженным субширотным сбросом. По данным электроразведочных и сейсморазведочных работ, к северу от этого вала мощность отложений верхнего палеозоя достигает 5—6 *км*, к югу — около 2 *км* (Саргаскаев, 1963).

Полоса опусканий на западе Центрального Казахстана дугообразно опоясывала герцинское геоантиклинальное поднятие. Размах вертикальных движений по разломам суммарно составил не менее 10 *км*. Однако ни по одному из разломов, сопровождавших и стимулировавших эти опускания, не было магматических внедрений. После силурийско-девонского магматизма глыбовые структуры западных районов Казахстана были, очевидно, консолидированы, и глубинные разломы потеряли связь с глубокими магматическими очагами. Некоторые разломы, например Барлыколь-Атансорский, вообще перестали существовать как активные тектонические нарушения.

В противоположность этому в пределах Атасу-Тектурмасского герцинского поднятия магматическая активность развернулась чрезвычайно широко, повторяясь в течение нескольких фаз. В конце палеозоя сформировались Каркаралинский гранитоидный узел, Калдырминский удлиненный в плане массив, ряд массивов в Северо-Западном Прибалхашье и многие другие. В целом гранитоиды образовали огромный Центрально-Казахстанский пояс, выпуклый, как и объемлющая его герцинская дуга, к западу. Длина пояса от Чуйской впадины до р. Иртыша превысила 1000 *км*, ширина достигла 200 *км* (фиг. 94).

Осадконакопление на площади Атасу-Тектурмасского геоантиклинального поднятия, за исключением некоторых мест, полностью прекратилось, почти не было здесь и вулканической деятельности. Морфологически поднятие выглядело в виде системы мощных хребтов, которые поставляли обломочный материал в области опускания на западе и востоке Центрального Казахстана. Небольшие остаточные прогибы сохранились лишь в Карагандинском бассейне и на Атасу-Жамшинском междуречье.

Основным глубинным нарушением герцинской дуги был Джалаир-Найманский разлом, на 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; в таком положении он сохранился до настоящего времени. Сдвиговые подвижки по разлому, столь характерные для него в девоне — начале карбона, в позднем палеозое приостановились.

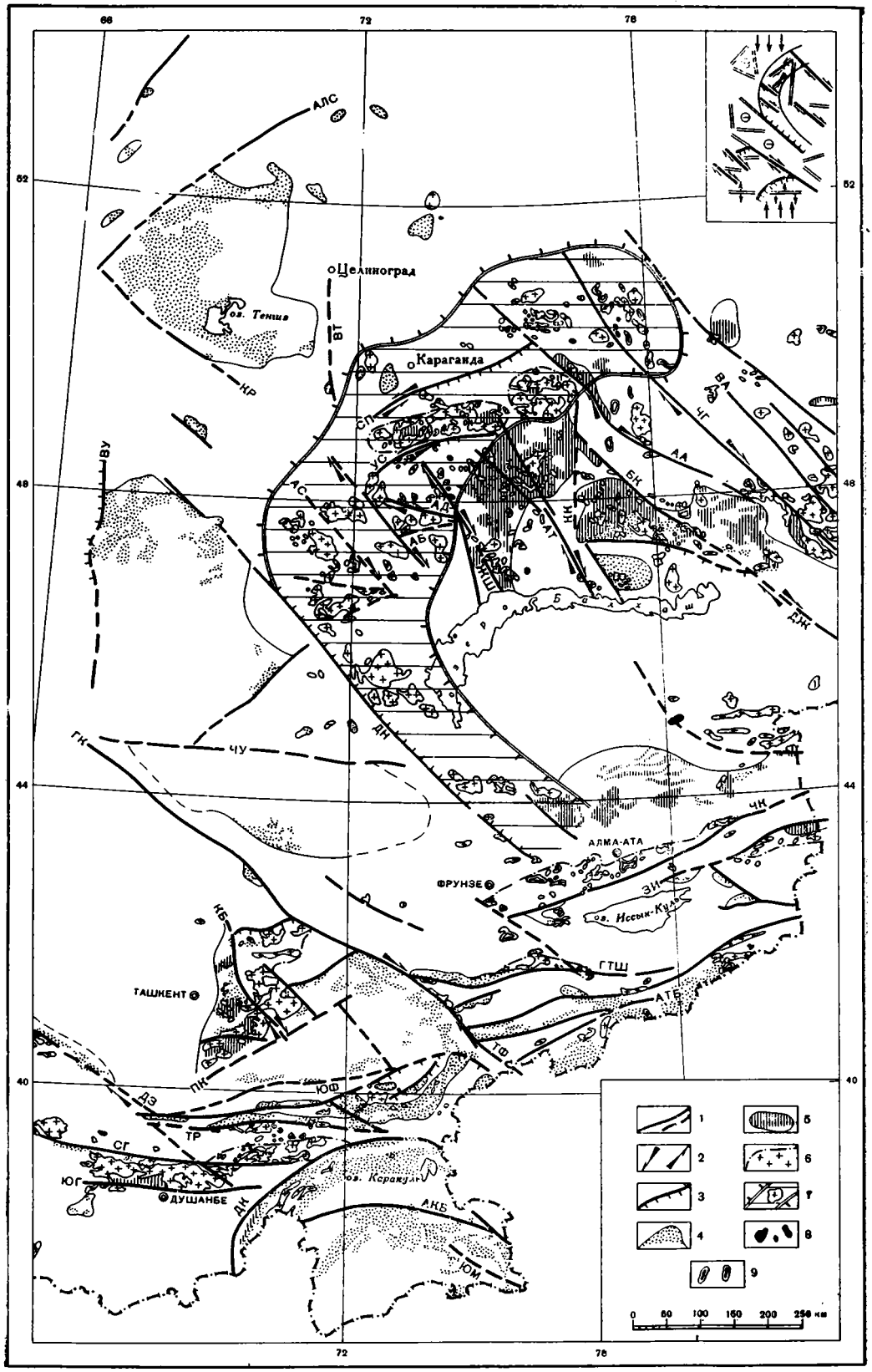
Восточнее Джалаир-Найманского разлома и параллельно ему проходили Атасуйский и Моинтинский разломы, контролировавшие расположение нескольких небольших гранитоидных тел. Граниты вытягивались под острыми углами к сместителям разломов и были связаны с оперяющими последние трещинами растяжения, на что указывают удлиненная форма в плане и вертикальные контакты гранитов. В этом смысле наиболее интересны субширотные массивы Сарытау, Кзылтау и Атарские, заключенные между Атасуйским и Моинтинским разломами. Они позволяют считать, что данные разломы на позднепалеозойском этапе были правыми сдвигами. Правым сдвигом стал и Аксоран-Акджальский разлом запад-северо-западного простирания, который на предшествующем этапе был левым сбросом. На это указывает целый ряд признаков, в том числе расположение небольшого среднекаменноугольного прогиба в зоне данного разлома.

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 надвиганием толщ в северных румбах. Отложения верхнего девона — нижнего карбона были перекрыты девонскими эффузивно-осадочными толщами, причем как те, так и другие претерпели сильную рассланцовку и динамометаморфизм. Одновременно девонские фациальные зоны сдвинулись по Байдаулет-Карасорскому разлому против хода часовой стрелки, и в южном крыле последнего образовались косые (присдвиговые) трещины растяжения, по которым внедрились Топарский гранитоидный массив и эффузии андезитов.

Вдоль Успенской зоны внедрился Калдырминский гранитный батолит и происходили выбросы вулканических продуктов.

Для проникновения к дневной поверхности они воспользовались трещинами растяжения, косо расположенными относительно главного сместителя. В современных обнажениях углы между главным сместителем и трещинами разного возраста открыты то к северо-востоку, то к юго-западу. Это показывает, что в позднем палеозое сдвиговые подвижки имели переменный характер (были то правыми, то левыми). Продолжалось также и надвигание к северу, благодаря чему 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


66
72
78
52
48
44
40
АЛС
Целиноград
оз. Тенгиз
ВТ
Караганда
КР
ВУ
СП
УС
АС
АД
АБ
ЖШ
АТ
КН
БК
ВА
ЧГ
АА
ДЖ
ДН
ГК
ЧУ
ЧК
АЛМА-АТА
ФРУНЗЕ
ЗИ
оз. Иссык-Куль
КБ
ГТШ
ТАШКЕНТ
АТБ
ТФ
ПК
ЮФ
ДЗ
ТР
СГ
ЮГ
ДУШАНБЕ
оз. Каракуль
ДК
АКБ
ЮМ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
0 50 100 150 200 250 км

ряда и гранитов, а также некоторые вулканы были связаны с этими разломами.

Чингизское поднятие предшествующего этапа в связи с затуханием Барлыколь-Атансорского разлома значительно сократилось по длине и полностью обособилось от более северных каледонских структур. Оно как бы служило юго-восточным продолжением восточного конца герцинской дуги, отчего последняя в плане приобрела форму открытой к юго-востоку подковы. Разломы Чингизской группы — Аягуз-Ащисуйский и Чингизский — развивались как правые сдвиги, о чем свидетельствует меридиональная ориентировка гранитных интрузий на их крыльях. Зона Восточно-Аркалыкского разлома была приподнята и отражалась в тектоническом рельефе слабо.

Пространство внутри герцинского подковообразного поднятия — районы р. Токрау, Северного Прибалхашья и Джунгарского Алатау — в течение верхнего карбона и перми было расчленено на несколько впадин и поднятий. Во впадинах накапливались пестрые по составу вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (порфировая формация) мощностью до 3—4 *км* и более. В поднятия внедрились граниты, которые в виде отдельных штоков встречаются также внутри и по краям впадин.

Для характеристики разломов наиболее интересны три впадины — Токрауская, Северо-Балхашская и Баканасская. Первая из них заложилась в тылу Успенской и Спасской надвиговых зон, на пересечении их с разломами северо-западного направления. Она была вытянута субмеридионально и отличалась широким развитием пересекавшихся трещин растяжения, заполненных вулканогенным материалом; нами она интерпретируется как зона крупного глубинного раздвига. Северо-Балхашская впадина вытягивалась субширотно вдоль края Тюлькуламского поднятия на северном берегу оз. Балхаш. От поднятия она отчленялась субширотным сбросом растяжения, который в таком виде существовал еще в девоне, а от Токрауской впадины ее отделял субмеридиональный Центрально-Казахстанский разлом. Баканасская впадина являлась как бы юго-восточным продолжением Северо-Балхашской, но была отделена от нее северо-западным Баканасским разломом.

Геологические съемки показали, что в Баканасской впадине преобладают вулканогенные толщи более основного состава; здесь же наибольшее распространение получили самые поздние верхнепалеозойские эффузивы. Геологическая позиция Баканасской и Северо-Балхашской впадин (см. фиг. 94) свидетельствует об их разобщенности Баканасским разломом по ходу часовой стрелки, поэтому последний для конца палеозоя может быть интерпретирован как правый сдвиг. С другой стороны, субширотная ориентировка впадин, которые все же составляли единую негативную зону между северо-западными Чингизским и Актасским разломами, свидетельствует, соответственно представлениям об эллипсоиде деформаций, о правосторонних подвижках и по этим разломам. Правым сдвигом стал и Джунгарский разлом, о чем можно судить по системе оперяющих его даек.

Актасская зона наискось рассекала Токраускую впадину и Кентерлауский древний антиклинорий. На юго-востоке с этой зоной было связано внедрение малых гранитоидных интрузий, на северо-западе по ней происходили вулканические извержения. Зона состояла из нескольких

---

Фиг. 94. Разломы Казахстана и Средней Азии в позднем палеозое

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — направление наклона надвигов; *4* — области прогибания и седиментации среднего карбона — перми; *5* — зоны вулканической активности; *6* — интрузии гранитоидов; *7* — Центрально-Казахстанский гранитоидный пояс; *8* — интрузии базитов и гипербазитов; *9* — интрузии щелочных пород

разломов и имела ярко выраженное перистое строение, с широким развитием трещин разных систем и нескольких порядков. Полосы эффузивных образований местами вытягивались 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 заключительные фазы развития заполнились дайковым материалом. Глыбовые движения по разломам Актасской зоны носили, таким образом, сложный сбросо-сдвиговый характер, с частыми изменениями знака движения. В целом же зона, как и на предшествующем этапе, существовала в форме правого сдвига, что вполне согласуется с явлениями субширотных проседаний в Северном Прибалхашье.

Поздний палеозой в Средней Азии был временем ее максимального тектонического расчленения, проявлений магматизма и движений как горизонтальных, так и вертикальных. Именно на этом этапе здесь впервые была создана та сложная гетерогенная структура, которая сейчас отличает Среднюю Азию от многих других районов СССР.

Морфология и ориентировка среднеазиатских разломов определились их принадлежностью к тому или иному тектоническому региону. На площади Северо-Тянь-Шаньского поднятия господствующей попрежнему была ромбическая сетка разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Вдоль Чилико-Кеминского разлома его северное, ранее опускавшееся крыло приподнялось, и в него внедрилось очень много гранитных и щелочных интрузий, а на южном крыле заложился небольшой прогиб. Заполненный вулканогенно-осадочной толщей, этот прогиб протянулся также вдоль Заилийского (*ЗИ*) разлома. Аналогичные структурно-негативные и магматические образования расположились и по другим разломам ромбической сетки. Преобладающими в этом районе были восходящие движения, и разломы в своем большинстве носили характер зон растяжения. Как отражение малой амплитуды нисходящих движений, мощность пород, накопившихся в приразломных прогибах, едва превышала 1—1,7 *км* (ортокская и шамсинская свиты).

Главный Тянь-Шаньский разлом представлял небольшую линию субширотно-волнистого простирания по южной границе Северо-Тянь-Шаньского поднятия. Зона разлома была интрудирована альбитофирами, габброидами и гранодиоритами, причем имеются указания на то, что их внедрение распространялось не по вертикали, а преимущественно в северном направлении (например, в районе оз. Сон-Куль). Для позднепалеозойского этапа развития В. А. Николаев рассматривал этот разлом как надвиг. Надвигание к северу сопровождалось воздыманием южного крыла разлома, которое перед этим занимало гипсометрически наиболее низкое положение.

В Нарынской подзоне и еще южнее, в Кокшаале, преобладали разломы северо-восточного направления, и план их расположения не имел ромбического рисунка. Главным здесь был Атбашинский разлом, вдоль которого вертикально внедрились удлиненные гранитные интрузии. По мере воздымания южного крыла Главного Тянь-Шаньского разлома направление вертикальных движений по сместителю Атбашинского разлома постепенно менялось на обратное. При этом участки максимального прогибания за каменноугольный и пермский периоды полностью переместились с его северного крыла на южное и далее, в Кокшаальскую подзону.

Северо-Тянь-Шаньское поднятие и Нарынская подзона на западе наискось ограничивались Таласо-Ферганским разломом. Последний вос-

соединился с Главным Каратауским и вместе с ним снова образовал огромный по протяженности структурный шов первого порядка.

С юго-западной стороны Таласо-Ферганского разлома расположился довольно глубокий прогиб, заполнившийся флишоидами мощностью 6—6,5 *км*. На северо-западе вдоль разлома прогиб сменился Чаткало-Пскемским поднятием, интрудированным несколькими гранитоидными телами. Последние в совокупности составили небольшой пояс, дугообразно выпуклый в сторону Большого Каратау. Огибавшая этот пояс снаружи Майдантальская зона разломов, вероятно, представляла собой зону надвигов. На сочленении Алайского и Ферганского хребтов возник ряд прогибов, простиравшихся от Таласо-Ферганского разлома к юго-западу и западу. Как отмечалось выше, прогибы с течением времени постепенно мигрировали к северу, как бы скользя вдоль Таласо-Ферганского разлома. При этом здесь же получили распространение позднепалеозойские надвиговые и покровные структуры, амплитуда которых, по Г. С. Поршнякову (1962), превысила 12 *км*.

По всем имеющимся данным, Таласо-Ферганский разлом в позднем палеозое развивался как правый сдвиг, с неравномерно погруженным, а местами приподнятым юго-западным крылом. Не случайно поэтому миграция зон максимального прогибания в частных впадинах по обе стороны разлома была направлена соответственно сдвигу, по ходу часовой стрелки. Более подвижным было юго-западное крыло разлома, сдвигание которого сопровождалось надвигами. Отмеченный выше Майдантальский надвиг явился той границей к северо-западу, от которой сдвиговое смещение не распространилось.

В Срединном Тянь-Шане заметную роль начал играть Кумбельский разлом северо-западного простирания. Он проходил по краю Чаткало-Пскемского поднятия, отчленив от него субмеридиональную Каржантау-Кураминскую впадину. Эта впадина в позднем палеозое стала ареной напряженного вулканизма и заполнилась эффузивами и эффузивно-осадочными отложениями многокилометровой мощности (порфировой формацией); сюда же вторглись гранитоиды нескольких генераций, из которых многие были связаны с разломами, например с Баштавакским и др.

Вулканогенные комплексы начальных этапов вулканизма на востоке Каржантау-Кураминской впадины были рассечены и передвинуты по горизонтали разломами Кумбельской зоны. Затем по сместителям этих сдвигов поступили новые порции магматического материала, также в свою очередь рассеченные и сдвинутые по ходу часовой стрелки, но уже на меньшее расстояние.

Область позднепалеозойского магматизма Кураминско-Чаткальского региона к югу, в Фергану, по-видимому, не переходила. Границей ее распространения служил Прикураминский разлом с колебательным характером движения крыльев, но с тенденцией преобладающего опускания ферганского крыла, особенно в самом конце палеозоя.

В Южном Тянь-Шане, к западу от Таласо-Ферганского разлома сформировалось несколько приразломных прогибов и поднятий, вытянутых субширотно. Наиболее значительным был Карачатырский прогиб, заложившийся на северном крыле Южно-Ферганского разлома. Мощность флишоидных отложений в его пределах составила 3,5—4,5 *км*. Другой прогиб аналогичного характера — Сурметашский — вытянулся вдоль Туркестанского разлома также на северном его крыле. Наконец, на северном крыле Южно-Гиссарского разлома заложился вулканогенный прогиб того же названия с мощностью эффузивно-осадочных образований до 4,5 *км*.

Значительная глубина перечисленных прогибов, ограниченных Южно-Ферганским, Туркестанским и Южно-Гиссарским разломами, характеризует последние как структуры растяжения, в основном как

ступенчатые сбросы. С конца девона до конца перми они оставались выдержанными морфологически в одном стиле, но их вертикальная амплитуда к концу палеозоя заметно возросла.

С некоторыми из разломов Южного Тянь-Шаня были пространственно связаны гранитные интрузии. В этом отношении наибольшее значение имел Северо-Гиссарский разлом, вдоль которого внедрился крутонаклоненный Гиссарский гранитный плутон. Часть небольших гранитоидных и щелочных интрузий разместилась по линиям Туркестанского и Зеравшанского разломов. Последний, однако, занимал гипсометрически очень высокое положение и в тектоническом рельефе почти не получил отражения — оба его крыла были приподняты и размывались.

В конце палеозоя в Южном Тянь-Шане существенное значение приобрела система разломов северо-западного простирания. Наиболее важным среди них оказался Джизакский (*ДЗ*) разлом с цепочками малых гипербазитовых тел и гранитами в приподнятом юго-западном крыле. Перистая ориентировка связанных с ним магматических образований указывает на то, что преобладающими здесь были сдвиговые подвижки. Разломы северо-западного простирания пролегли также в западной части Алайского хребта и на востоке хр. Каратегина. В совокупности с субширотными разломами они расчленили Южный Тянь-Шань по ромбической сетке. Длинные диагонали ячей этой сетки в общем были вытянуты широтно.

В позднем палеозое Памир представлял собой крупный седиментационный бассейн, где шло накопление осадочных, главным образом терригенно-карбонатных пород, мощность которых достигла 7 *км* (Дарваз). Вдоль наиболее прогнутого северного края бассейна пролегал Дарваз-Каракульский разлом; по нему местами извергались эффузивы и внедрялись небольшие порции габброидной и гранитоидной магмы. На юге осадконакопление было более слабым; в Центральном Памире, например, мощность верхнепалеозойских отложений едва превысила 1 *км*. Здесь, по границе Северного и Центрального Памира, проходила Акбайтальская (*АКБ*) зона разломов. Наиболее прогнутые участки между Дарваз-Каракульским и Акбайтальским разломами находились в тылу позднепалеозойских надвиговых структур Алая и представляли собой, скорее всего, раздвиговую зону. Ее современное положение, конечно, не отвечает тому, каким оно было в конце палеозоя (тогда она размещалась значительно южнее). На Юго-Восточном Памире, за раздвигом, по-видимому, проявлялся еще один разлом — Аксу-Мургабский, имевший северо-западное простирание. В его крыльях сейчас замечается некоторое несоответствие строения пермских отложений, но в общем это тоже была зона седиментации, захватившая оба крыла разлома.

Выявленная позднепалеозойская картина пространственных соотношений разломов на территории Казахстана и Средней Азии укладывается, как это было и с предыдущими этапами, в довольно простую динамическую схему. Главным действующим напряжением было общепланетарное сжатие, направленное по меридианам. Наиболее крупные диагональные разломы северо-западного направления «работали» как правые сдвиги, а разломы северо-восточного направления — как левые сдвиги.

По некоторым из сдвигов северо-восточного направления одновременно совершались значительные надвиговые подвижки. Если разломы перекрещивались под тупыми углами, то в таких местах возникали сопряженные динамические системы (динамопары) сдвиг — надвиг. Тыловые части подобных систем были наиболее благоприятны для заложения зон раздвигов, ориентированных в зависимости от ориентировки динамопар. Довольно крупные субширотные раздвиги и сбросы растяжения появлялись также в блоках между параллельными правыми сдви-

гами северо-западного простирания, как результат напряжений, действовавших в центре блоков против хода часовой стрелки.

Под гнетом общепланетарного субмеридионального сжатия обширные сегменты земной коры вовлекались в вертикальные движения значительной амплитуды. При этом в областях наиболее интенсивного проседания или воздымания развивались сбросы растяжения, план расположения которых частично был подчинен плану предшествующего этапа, а частично находился под контролем субмеридионального сжатия. По мере прогибания впадин некоторые краевые разломы были превращены в круто наклоненные надвиги или взбросы.

### Триасово-юрские разломы

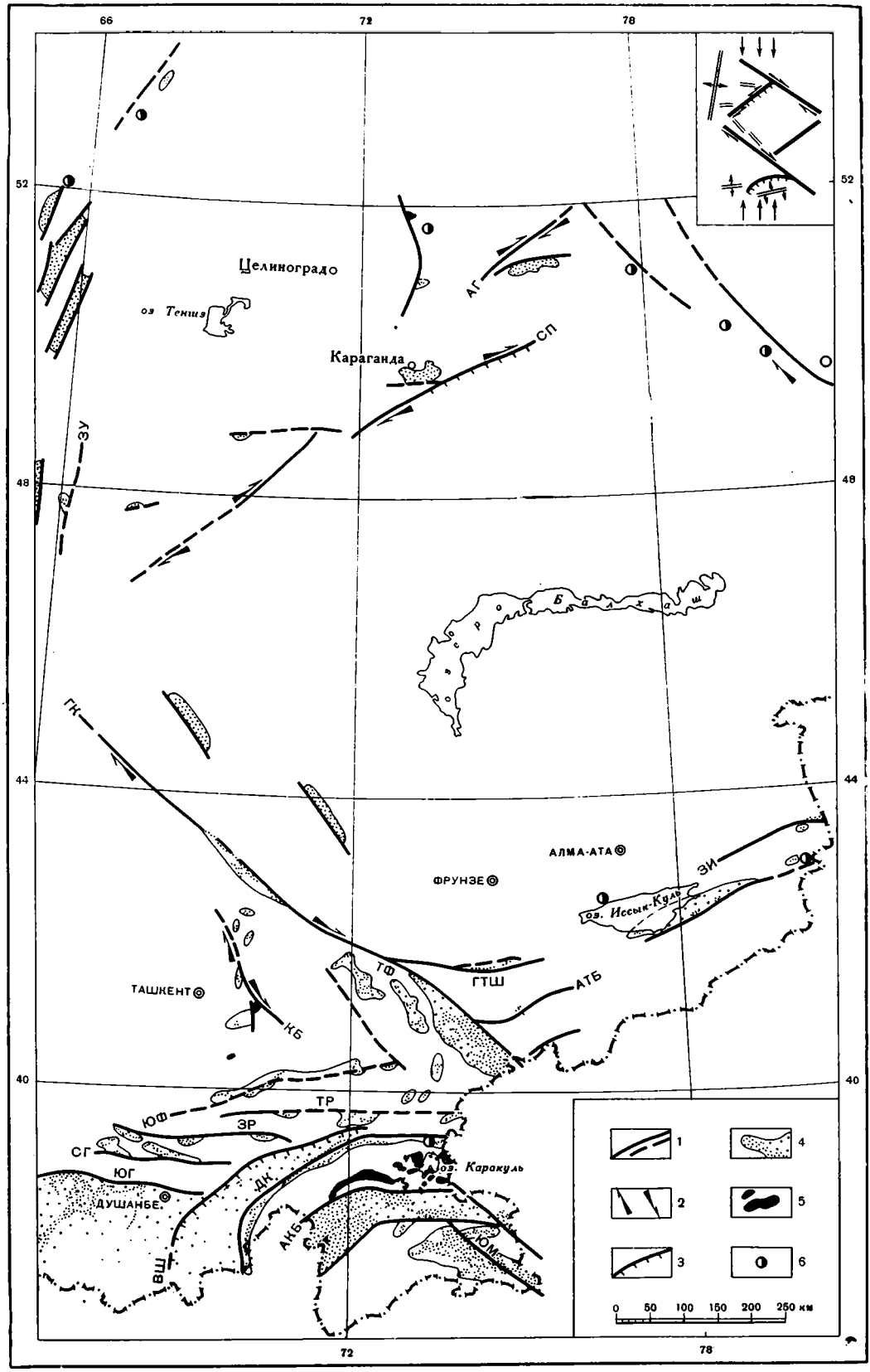
Начиная с мезозоя, в Казахстане и Северном Тянь-Шане герцинские структуры причленились к каледонским, и вся эта территория превратилась в жесткую платформу. В триасе и юре господствующим сооружением стал обширный и плоский Казахский свод, осложненный платформенными структурами и постепенно погружавшийся на северо-восток, запад и юг (Шатский, 1951). В пределах свода количество разломов резко сократилось.

В переходной 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, Сарыузеньской и др. Наиболее глубокой была Майкюбенская впадина с мощностью отложений от 1,5 до 2,4 *км* (Бувалкин, 1960), тогда как в других впадинах мощность не превышала нескольких сотен метров. В конце лейаса угленосные отложения претерпели слабую складчатость. В Карагандинской впадине, например, верхняя конгломератовая свита рэт-юрского разреза легла с размывом, но почти горизонтально, на дубовскую и нижнюю конгломератовую свиты, углы падения слоев в которых достигали 5—15°.

Почти все впадины имели субширотную ориентировку и ограничивались либо с северной стороны, либо с южной второстепенными разрывами. Они возникли в основном как новообразования, наложившиеся как на положительные, так и на отрицательные складчато-глыбовые сооружения предшествующих этапов. В Карагандинском бассейне, по Н. С. Шатскому (1951), мезозойская мульда оказалась смещенной относительно палеозойских структур к северу, и ее южный борт расположился на каменноугольных слоях, а северный — на лавах девона.

Простое строение и однообразное закономерное расположение триасово-юрских впадин по отношению к Спасскому разлому (фиг. 95) 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, как известно, были дислоцированы на юге сильнее, чем на севере. Сдвиговые и надвиговые смещения происходили, вероятно, не одновременно, а в разные фазы.

Другая полоса седиментации локализовалась на западной окраине Казахского массива, где возникло несколько субмеридиональных грабенов — Бурлукский, Байконурский и другие, с наибольшей мощностью (в первом) до 600 *м*. Угленосные отложения под углами 5—15° были смяты в складки меридионального простирания и сопряжены в крыльях со сбросами; здесь, в современных срезах, падение слоев возрастает до


66
72
78
52
48
44
40
Целиноградо
оз. Тенгиз
Караганда
АГ
СП
ЗУ
оз. Балхаш
ГК
АЛМА-АТА
ФРУНЗЕ
оз. Иссык-Куль
ЗИ
ТАШКЕНТ
КБ
ТФ
ГТШ
АТБ
ЮФ
ТР
ЗР
СГ
ЮГ
ДУШАНБЕ
ДК
оз. Каракуль
АКБ
ЮМ
ВШ
1
2
3
4
5
6
0 50 100 150 200 250 км

35° и более. На севере, в этой же полосе, по правому берегу р. Ишим описаны выходы оливиновых базальтов и долеритов мощностью 16 и 23 *м*, возраст которых считается триасовым. Они тоже вытянуты в северо-северо-восточном направлении и приурочены к разломам. Очевидно, по границе Казахского массива и Тургайского прогиба проходила региональная глубинная зона разломов растяжения. К этой системе 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 (андезито-базальтов, долеритов и др.). Эффузивы известны в Кайнаминском, Семейтауском, Чарском, Западно-Калбинском и в других районах, расположенных юго-восточнее, за рамкой прилагаемой схемы. По А. Г. Гокоеву (1952), извержения в этих районах происходили перед верхней юрой или нижним мелом. Полоса эффузивных пород совпадала с крупнейшим Зайсано-Иртышским разломом, отделявшим раннегерцинскую Обь-Зайсанскую зону от каледонид Северного Казахстана. По расположению отдельных эффузивных тел можно предполагать, что этот разлом проявлялся как правый сдвиг. Возможно, он был сочленен со Спасским разломом, а вместе они составляли динамическую систему (динамопару). Разломы сопрягались под тупым углом, благодаря чему в Спасской зоне произошли правосторонние сдвиговые смещения, вызвавшие, в свою очередь, растяжение (к юго-западу) в Зайсано-Иртышской зоне. С аналогичной картиной динамических соотношений мы сталкивались выше, при рассмотрении верхнепалеозойской Успенско-Актасской динамопары.

В Северном Тянь-Шане преобладала система разломов северо-восточного простирания, которые, как и в Казахстане, сказывались на распределении угленосных осадков по площади. Наиболее существенным был разлом по южному берегу оз. Иссык-Куль. В северном крыле этого разлома сформировался прогиб с мощностью отложений до 500 *м*, а в восточной части разлома на Ойкарагайском буроугольном месторождении, на дневную поверхность были выведены щелочные вулканические породы; здесь юрские пласты вздернуты и имеют наклон от 2—5 до 35—40°.

Параллельно Южно-Иссык-Кульскому разлому протягивался Заилийский разлом, также ограничивавший с юга небольшой юрский прогиб. В начале мезозоя он стал менее значительным, чем был в палеозое, и направление вертикальных смещений его крыльев стало иным. То же самое произошло с Атбашинским и Главным Тянь-Шаньским разломами, расположенными еще южнее. В триасе и юре они сократились по длине и изменились морфологически, представляя собой всего лишь небольшие сбросы, оперявшие Таласо-Ферганский разлом.

Таласо-Ферганский разлом соединялся с Главным Каратауским. Образованный ими структурный шов проходил по юго-западной окраине консолидированной массы Западного Казахстана и Северного Тянь-Шаня и представлял нарушение первого порядка. В Большом Каратау в зоне разлома развился щелевидный Леонтьевский грабен, выполненный песчано-конгломератовой угленосной толщей нижней, средней и верхней юры, мощностью около 1,5 *км*. На востоке Ферганы в юго-западном

Фиг. 95. Разломы Казахстана и Средней Азии в триасе и юре.

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — направление наклона надвигов; *4* — участки прогибания и седиментации; *5* — интрузии гранитоидов; *6* — эффузивы мезозоя

крыле разлома был заложен еще более глубокий угленосный прогиб, мощность рэт-юрских отложений в пределах которого составляет 4—5 *км*. На северо-восточном крыле разлома, в некотором удалении от сместителя, геофизическими работами установлены два односторонних грабена, выполненных юрскими отложениями.

Простирание перечисленных грабенообразных структур несколько более северо-западное, чем простирание Таласо-Ферганского разлома. В геометрическом плане они составляют с ним острые углы, которые в северо-восточном его крыле открыты к северо-западу, а в юго-западном — к юго-востоку. Очевидно, в триас-юрское время разлом на всем своем протяжении (включая и каратауский отрезок) проявлялся в качестве правого сдвига. Об этом же говорят данные структурно-фациального анализа складок волочения в юго-западном крыле разлома. В триас-юрское время эти складки, будучи генетически связанными с разломом, росли и контролировали распределение угленосных отложений.

К югу от Таласо-Ферганского разлома глыбовые движения носили более дифференцированный характер: здесь сохранились почти все разломы позднепалеозойского этапа, и амплитуда их была довольно значительной (о чем можно судить хотя бы по глубине приразломного Восточно-Ферганского прогиба).

В структуре Кураминско-Чаткальского района заметная роль принадлежала Кумбельскому разлому северо-западного простирания. Вдоль него расположилось несколько небольших впадин с юрскими угленосными отложениями мощностью до 200 *м* и внедрился послепермский (?) Бабайтаудорский граносиенит-порфировый массив. На юго-западном крыле разлома образовался небольшой меридиональный сброс, который рассек Бабайтаудорский массив и служил восточной границей Ангренского угольного бассейна (средняя юра). Продолжая позднепалеозойское развитие, Кумбельский разлом в триасе и юре существовал как затухающий правый сдвиг.

В Туркестано-Алайском, Зеравшанском и Гиссарском районах господствовала система субширотных сбросов, веерообразно расширявшаяся с запада на восток. Ее составляли Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский, Южно-Гиссарский и другие более мелкие разломы. Дизъюнктивы северо-западного простирания, частично проявлявшиеся здесь в конце палеозоя, в триасе и юре бездействовали.

Субширотные разломы находились на территории, несколько приподнятой над Ферганской и Таджикской депрессиями. В отдельных разобщенных участках здесь шло накопление континентальных угленосных отложений, причем от центральных участков к северу и югу их мощность возрастала. Седиментация происходила главным образом в зонах и на крыльях разломов, причем отложения сохранились до наших дней в разрозненных грабен-синклинальных структурах. В зоне Южно-Ферганского разлома их максимальная мощность достигла 1200 *м*, в зоне Туркестанского — 600 *м*, в грабене между Зеравшанским и Северо-Гиссарским разломами — до 1350 *м*. Южно-Гиссарский разлом служил северной границей распространения триасово-юрских карбонатно-терригенных отложений, мощность которых в юго-западных отрогах Гиссара достигала 1,3—2 *км*; местами здесь отлагались гипсоносные, местами — угленосные прослои, но в целом седиментация шла в условиях морского бассейна.

Общая геологическая позиция субширотных разломов позволяет относить их к структурам растяжения, какими они были и в палеозое. На триасово-юрском этапе их ранее опускавшиеся крылья приподнялись, а приподнятые — опустились.

В начале мезозоя оформился Вахшский (*ВШ*) разлом, разделивший структуры Туркестано-Гиссарской системы и Северного Памира. В это

же время в его зоне появились первые признаки надвиговых смещений, о чем можно судить, во-первых, по закономерной миграции нижнемезозойского Заалайского прогиба на север и, во-вторых, по ненормальному положению в северных районах триасовых разрезов с теплолюбивой флорой. Разумеется, современное положение Вахшской зоны не отвечает тому, какое она занимала в начале мезозоя. Зона находилась значительно южнее и, возможно, располагалась вблизи Южно-Гиссарского разлома, который впоследствии был ею перекрыт.

Вахшская зона являлась важным тектоническим рубежом. К северу от нее на плоском поднятии в грабенах накапливались континентальные угленосные отложения, а южнее происходили мощные орогенические движения. Непосредственно позади Вахшской надвиговой зоны и параллельно ей простирался Дарваз-Каракульский разлом. Зона разлома имела форму грабена и заполнялась пестроцветно-терригенной, вверху гипсоносной толщей мощностью от 1,8 *км* (Заалай) до 3 *км* (Дарваз). Местами здесь эпизодически вспыхивала вулканическая деятельность (андезиты, туфы, основные эффузивы сорбулакской и мынтекинской свит).

Прилегавшая к Дарваз-Каракульскому разлому Северо-Памирская зона, в позднем палеозое сильно прогнутая, в начале мезозоя превратилась в высокий хребет и стала размываться. В районе оз. Каракуль и несколько западнее она была интрудирована гранитоидами триаса — юры, которые локализовались в ядрах и крыльях антиклинальных и синклинальных складок под жестким контролем разрывных нарушений.

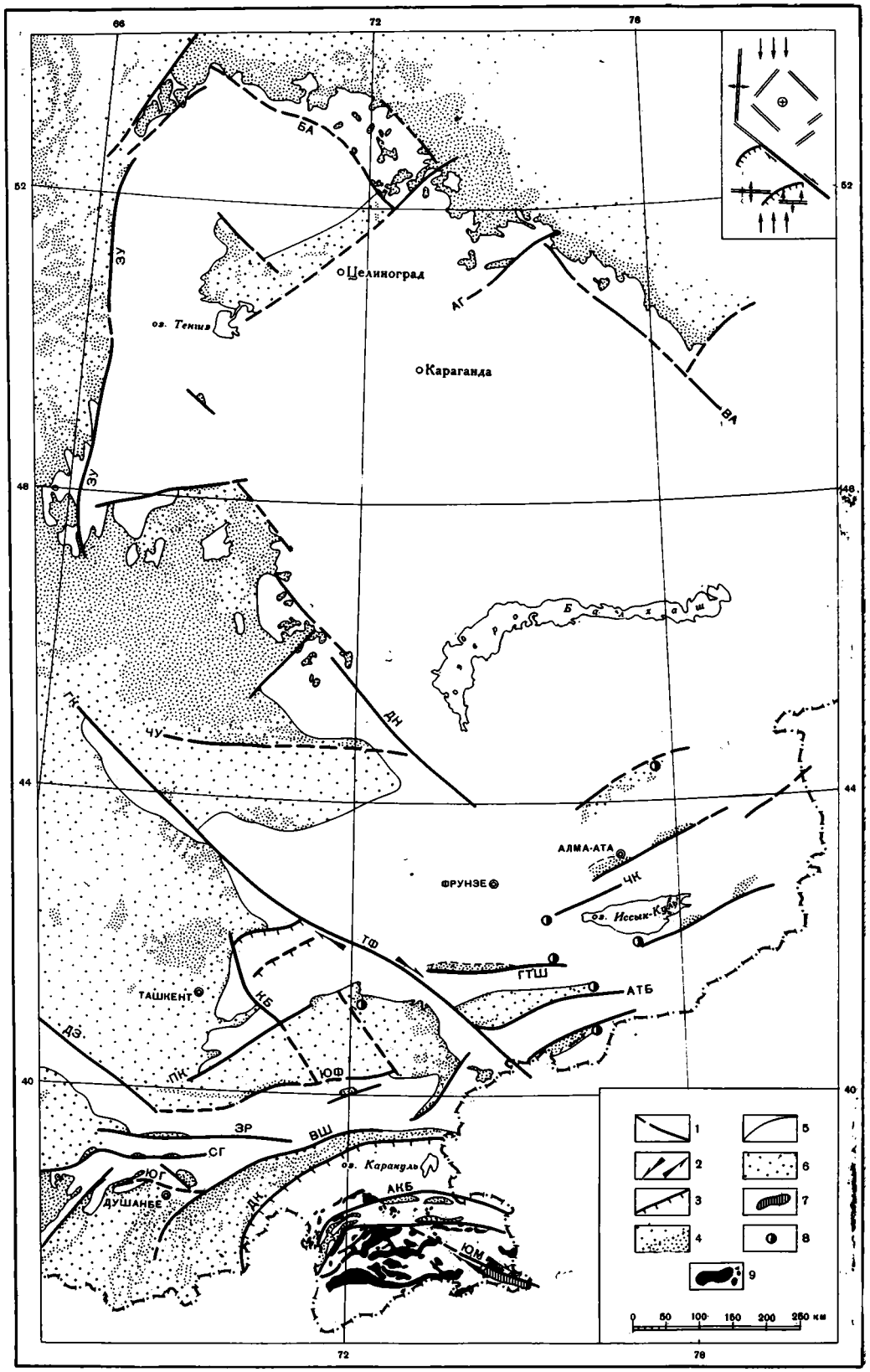
Мощное поднятие Северного Памира сопровождалось глубоким прогибанием Центрально-Памирской зоны, где накопилось до 5 *км* карбонатно-терригенных отложений. Проходивший между Северным и Центральным Памиром Акбайтальский разлом, который перед мезозоем являлся левым сбросом, в связи с поднятиями на севере превратился в правый сброс, причем большую часть времени он оставался структурой растяжения.

Нижнемезозойское прогибание не только охватило Центральный Памир, но и распространилось на Юго-Восточный Памир, где происходило формирование Аксу-Мургабской зоны разломов. С этой зоной совпадала полоса рифовых построек, вытянутых, как и разлом, с юго-востока на северо-запад. Разлом обусловил также некоторые несоответствия в разрезах отложений пермо-триаса и особенно юры, которые в его крыльях несколько отличаются по мощности и литологическому составу. Движения по разлому были преимущественно вертикальными, переменного знака.

Как показывает изложенное, общая динамическая обстановка, в которой формировались триасово-юрские разломы Казахстана и Средней Азии, резко отличалась от обстановки конца палеозоя.

Особенно это касается территории Казахстана и Северного Тянь-Шаня (вместе с Нарынской подзоной), глыбовая тектоника которых значительно упростилась. Два направления основных разломов — северо-западное и северо-восточное — образовали здесь в плане ромбовидную фигуру с преобладанием правых сдвигов. Главнейшая роль принадлежала правым сдвигам северо-западного направления, тогда как северо-восточные сдвиги были подчиненными. Лучше всего это видно на примере Спасской зоны, которая под тупым углом была сочленена с Зайсано-Иртышским разломом и благодаря правосторонним подвижкам по нему также приобрела характер правого сдвига. Ромбовидная фигура правых сдвигов в западных районах Центрального Казахстана дополнялась системой меридиональных сбросов растяжения.

Если судить по характеру проявления крупных разломов указанных направлений, то основное поле напряжений было создано общепланетарным субмеридиональным сжатием. Кроме того, в каждом из разло-


66
72
78
52
48
44
40
БА
ЗУ
Целиноград
оз. Тенгиз
АГ
Караганда
ВА
ЮУ
ГК
ЧУ
ДН
Б а л х а ш
АЛМА-АТА
ФРУНЗЕ
ЧК
оз. Иссык-Куль
ТФ
ГТШ
АТБ
ТАШКЕНТ
НБ
ДЭ
ПК
ЮФ
ЗР
ВШ
СГ
ЮГ
ДУШАНБЕ
оз. Каракуль
ДК
АКБ
ЮМ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
0 50 100 150 200 250 км

мов возникали свои, местные напряжения, обусловленные движениями их крыльев. Они вызывали формирование оперяющих зон растяжения и предопределили структурные рисунки зон разломов.

Область распространения южнотяньшаньских субширотных разломов, несколько приподнятая над Ферганской и Таджикской депрессиями, в результате вертикальных движений испытала местное субмеридиональное растяжение. В то же время в более южных районах Средней Азии, в частности по Вахшско-Таласо-Ферганской (или Вахшско-Каракорумской) динамопаре разломов первого порядка, продолжались горизонтальные (сдвиг+надвиг) смещения, которые опять-таки подчинялись закономерности общепланетарного субмеридионального сжатия. Как результат этого сжатия в тылу названной динамопары возникли новые местные зоны растяжения и проседаний.

Таким образом, несмотря на все отличительные особенности раннемезозойских разломов Казахстана и Средней Азии, при их формировании (как и в предыдущие этапы) оставалось неизменным непрекращавшееся субмеридиональное сжатие.

## Мел-палеогеновые разломы

В меловое и палеогеновое время рассматриваемая территория была расчленена на три области — Казахстан, Тянь-Шань и Памир, резко отличавшиеся одна от другой по стилю глыбовой тектоники.

В Казахстане продолжалось дальнейшее выравнивание рельефа путем размыва палеозойских структур и заполнения впадин отложениями. В то же время здесь несколько усилилось воздымание Казахского свода в целом, который приобрел более четкие очертания и был со всех сторон окружен устойчивыми зонами прогибания и седиментации. В этих зонах сформировался сплошной платформенный чехол, в состав которого вошли континентальные пестроцветные песчано-глинистые отложения нижнего и верхнего мела, морские пески и глины палеоцена и эоцена и континентальные песчано-глинистые отложения олигоцена (последние местами накапливались также и в пределах Казахского свода).

Казахский свод почти со всех сторон был ограничен разломами, отделившими от участков размыва зоны седиментации (фиг. 96). На западе четко выделялся субмеридиональный Западно-Улутавский разлом протяженностью до 600 *км*. Он служил восточной границей Тургайского пролива, в ближайших участках которого суммарная мощность мел-палеогеновых отложений, по-видимому, превышала 300 *м*, а в наиболее прогнутой его части, по данным бурения, достигла 1 *км*.

На сочленении Казахского массива с Чу-Сарысуйской депрессией проявился Джалаир-Найманский разлом. В начале мезозоя он бездействовал, но теперь несколькими кулисами обновился только на своем северо-западном отрезке. Здесь к нему причленялись северо-восточные разломы р. Сарысу и окраины Чуйской глыбы.

В разрезе Чу-Сарысуйской депрессии в настоящее время выделяют отложения верхнего мела и палеогена суммарной мощностью не менее 0,5 *км*. По направлению к Джалаир-Найманскому разлому их мощность несколько убывает, но указанная цифра все же в какой-то мере характе-

---

Фиг. 96. Разломы Казахстана и Средней Азии в мелу и палеогене.

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — направление наклона надвигов; *4* — области прогибания и седиментации; *5* — границы мел-палеогеновых отложений с более древними породами; *6* — территории, занятые чехлом более молодых отложений; *7* — средние и кислые эффузивы; *8* — пункты нахождения базальта; *9* — гранитоидные интрузии мела — палеогена, возможно, местами более молодые

ризует размах вертикальных глыбовых движений, происходивших в этой части Казахстана.

На северо-востоке Казахстана возродился Барлыколь-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 отложений палеогена. Параллельно Барлыколь-Атансорскому разлому вдоль современных озер Селетытениз и Улькенкарой, вероятно, протягивался еще один разлом, служивший границей распространения сплошного платформенного чехла с большой, по данным бурения, мощностью отложений нижнего мела (650 *м*) и палеогена (местами до 260 *м*).

Третьим действующим разломом северо-западного направления, по-видимому, был Восточно-Аркалыкский. Он отделил с юго-запада Иртышскую полосу накопления континентально-морских отложений палеогена (мощностью около 260 *м*).

Свод Казахского массива участками был, вероятно, рассечен разломами северо-восточного направления. Один из разломов проходил вдоль прямолинейно вытянутого юго-восточного края прогиба, который протягивался от оз. Тенгиз до г. Целинограда и далее. Многочисленные скважины обнаружили в его полосе широкое развитие континентальных отложений олигоцена мощностью до нескольких десятков метров, а в районе Целинограда отмечены мел-палеогеновые отложения мощностью около 250 *м*. Этот разлом, а также Ангренсорский под прямым углом рассекли и прервали зону северо-западных Барлыколь-Атансорского и Восточно-Аркалыкского разломов.

Несколько разломов осложнили юго-восточную окраину Казахского массива. Здесь известны континентальные верхнемеловые, но главным образом олигоценовые отложения. И те и другие нарушены разломами в Илийской впадине. Разлом вдоль хр. Малайсары совпадал с северной границей распространения третично-меловых отложений и существовал, очевидно, как конседиментационное нарушение. На южных склонах этого хребта, кроме того, имела место слабая вулканическая деятельность.

В Тянь-Шане, в силу большой расчлененности его тектонического рельефа, глыбовые движения носили более дифференцированный характер и изменялись от района к району.

В Северном Тянь-Шане и Нарынской подзоне Срединного Тянь-Шаня, составлявших единый приподнятый массив, главные разломы имели субширотное и северо-восточное направление. Среди них особенно выделялись Актюзский, Южно-Иссык-Кульский, небольшой субширотный отрезок Главного Тянь-Шаньского, Атбашинский и некоторые другие нарушения. Все эти разломы служили ограничениями зон накопления отложений киргизского красноцветного комплекса [1].

В составе грубообломочных осадков данного комплекса преобладали грубые пески, скопления гальки и алевриты общей мощностью в первые сотни метров, причем в низах его встречаются прослои белых мергелей и известняков, а вблизи разломов — залежи базальтов. Выходы базальтов известны почти во всех депрессиях — Иссык-Кульской, Джумгольской, Нарынской, в долине р. Аксай и в других местах. Мощность базальтов определяется десятками метров, а протяженность их пластов по простиранию достигает 10—15 *км*.

Зоны седиментации киргизского красноцветного комплекса протягивались в основном параллельно перечисленным выше разломам, что позволяет их считать структурами растяжения. На это же указывает

[1] О стратиграфической принадлежности комплекса высказывались разные точки зрения, но наиболее правильным надо считать мнение С. С. Шульца, который определил его возраст как третично-меловой.

расположение впадин и разломов на разраставшемся поднятии Северного Тянь-Шаня.

Совершенно иным глыбовое строение было на площади от Каратау до Ферганы включительно, отделенной от структур Северо-Тянь-Шаньского поднятия Таласо-Ферганским и Главным Каратауским разломами. Эта площадь почти целиком (исключая узенькую полоску на месте современных Ферганского и Каратауского хребтов) занимала пониженное гипсометрическое положение и в позднемеловое и палеогеновое время неоднократно захлестывалась с запада морскими трансгрессиями. В Восточной Фергане накопилось до 1,5—2 *км* карбонатно-терригенных отложений, а в юго-западных предгорьях Большого Каратау — около 0,6 *км*. Преобладающими здесь были разломы северо-западного простирания, но одновременно формировались и северо-восточные, подчиненные первым, с которыми они составляли в плане квадратную сетку.

Основная роль принадлежала Таласо-Ферганскому разлому, по которому, как в триасе и юре, продолжались правосторонние сдвиговые смещения. Вследствие этого на его крыльях, особенно на юго-западном (в Восточной Фергане), мезо-кайнозойские складки волочения формировались одновременно с осадконакоплением. Наиболее интенсивным рост складок был в меловое время, о чем говорит значительное (в несколько раз) уменьшение мощности меловых отложений на их сводах по сравнению с крыльями и мульдами. В палеогене же, когда море полностью затопило складки, их воздымание ощущалось слабее. Сдвиги, по-видимому, не распространялись в зону Главного Каратауского разлома, затухая и трансформируясь в надвиги северо-восточного простирания на краю Арысской впадины. Иного объяснения отсутствию правых сдвигов по Главному Каратаускому разлому мы не находим.

Параллельно последнему, по краю Каржантау-Кураминской впадины, вытягивался Кумбельский разлом. На его юго-западном крыле накопилось до 50 *м* морских терригенно-карбонатных отложений палеогена, а на северо-востоке седиментации ни в мелу, ни в палеогене практически не было. Это крыло на всем протяжении разлома поднималось и размывалось. Соответственно Кумбельский разлом для мел-палеогенового этапа определяется как сброс, хотя в триас-юрское время и ранее он развивался как правый сдвиг.

На востоке Ферганы, возможно, существовал еще один разлом (сброс) северо-западного простирания, проходивший вдоль наибольшего мелового прогиба предгорий Ферганского хребта, где мощность континентально-морских отложений достигает 1600—1740 *м*. Этот разлом, видимо, был вулканогенным: к зоне его проявления в районе Карагундайской антиклинали (р. Нарын) пространственно тяготеет пласт анальцимового базальта, залегающий в низах мелового разреза.

В качестве сбросов, ограничивающих области седиментации меловых и палеогеновых отложений, к юго-западу от Таласо-Ферганского сдвига выделяются Прикураминский и Джизакский разломы.

На площади Туркестано-Гиссарского поднятия, разделявшего Ферганскую и Таджикскую депрессии, разломы вытягивались широтно. Краевой Южно-Ферганский разлом непосредственно разграничивал поднятие и Ферганскую впадину, в прилежащих частях которой мощность отложений мела и палеогена достигла 580 *м*. Оба крыла Туркестанского разлома вышли на уровень денудации и размывались. Вдоль Зеравшанского разлома образовался узкий, выклинивающийся к востоку грабен с мощностью терригенных и терригенно-карбонатных отложений в несколько сотен метров. Аналогичный прогиб простирался вдоль активного Северо-Гиссарского шва. Южно-Гиссарский разлом, расположенный по краю Таджикской депрессии с мощностью отложений мела

и палеогена до 1,5—2 *км*, был выражен слабо. По-видимому, он был рассечен разломами северо-восточного простирания, в понижениях вдоль которых Южно-Таджикское море языками эпизодически проникало в Гиссар.

Как и в предшествующий этап, разломы Туркестано-Гиссарского поднятия развивались в форме сбросов. Однако у некоторых из них (например, у Южно-Ферганского и Зеравшанского), судя по расположению рэт-юрских, меловых и палеогеновых отложений с обеих сторон сместителей, знак вертикальных движений не оставался постоянным. В тех случаях, когда крылья разломов выходили на один гипсометрический уровень, в них возникали местные боковые стрессы, а вследствие этого более древние породы надвигались на отложения юры и мела. Такие надвиги, имеющие небольшую амплитуду, известны в Туркестанском хребте и на южных склонах Гиссарского хребта.

Из всего сказанного достаточно четко вырисовывается мозаичный и гетерогенный характер глыбовой тектоники Тянь-Шаня в мелу и палеогене, с развитием продольных, поперечных и диагональных (относительно структурно-фациальных зон) линий разломов с различной направленностью горизонтальных и вертикальных движений по их сместителям и с довольно большими амплитудами смещений. Именно это в значительной мере отличало структуру Тянь-Шаня от монолитного и менее подвижного Казахского свода.

На Памире разломы мел-палеогенового этапа были еще более активны. Это предопределялось высокой подвижностью многих глыб. Так называемая внешняя зона Памира (восточная часть Таджикской депрессии и хребты Вахшский, Петра Первого и Заалайский) представляла собой крупный межгорный прогиб между Вахшским и Дарваз-Каракульским разломами, дугообразно выпуклыми к северо-западу. Мощность красноцветных нижнемеловых и морских мел-палеогеновых отложений в этом прогибе достигла 2,5—3 *км*. Они накапливались в нескольких фациальных зонах, легко устанавливаемых как для нижнего мела, так и для верхнего мела и палеогена. В настоящее время выяснено, что фациальные зоны Внешнего Памира заметно сближены с фациальными зонами Южного Гиссара и с сушей Гиссарского хребта. Сближение осуществлялось через Вахшский разлом, и его горизонтальная амплитуда тем больше, чем древнее сближенные фациальные зоны. Таким образом, Вахшский разлом для мел-палеогенового этапа вырисовывается как крупный конседиментационный надвиг. Максимальная его амплитуда к концу палеогена составляла не менее 50 *км*.

В противоположность внешней зоне остальная территория Памира была в основном приподнята и неоднократно интрудировалась большим количеством гранитоидных тел — штоков, пластовых залежей, трещинных плутонов и т. д. Они сосредоточились в центральных и наиболее южных, ранее прогибавшихся районах и в массе оказались южнее, чем триас-юрские интрузии.

Северной границей Памирского поднятия служила дуга Дарваз-Каракульского надвига, перекрывавшая фации внешней зоны Памира. Свод поднятия осложнял грабен Центрально-Памирской структурно-фациальной зоны, заложившийся еще в начале мезозоя, но теперь ставший более мелким. Современная мощность меловых отложений в грабене (палеоген здесь отсутствует), равная 1,5—2 *км*, более или менее отражает незначительный размах вертикальных движений по ограничивающим его разломам. Наибольшим из них был Акбайтальский, проходящий по северной стороне грабена, где амплитуда погружения была несколько больше, чем на юге. Формирование грабена и его разломов находилось в связи с ростом Памирского поднятия и, главным образом, в связи со смещением поднятия по поверхности Дарваз-Каракульского надвига к северу.

На Юго-Восточном Памире продолжалось развитие Аксу-Мургабского разлома. По нему в конце мела и в палеогене извергались вулканические продукты среднего и кислого состава, образовавшие на юго-западном крыле тешикташскую свиту мощностью в несколько сотен метров. Предполагают, что в меловое и особенно палеогеновое время Аксу-Мургабский разлом развивался как правый сдвиг.

Общая динамическая обстановка мел-палеогенового этапа на территории Казахстана и Средней Азии регулировалась как горизонтальными, так и вертикальными движениями глыб, что вполне иллюстрирует сказанное выше.

В связи с воздыманием обширного Казахского массива по краям и частично на своде открылись крутые и протяженные трещины растяжения. В большинстве они совпали с разломами древних этапов. Разломы двух главных направлений — северо-западного и северо-восточного — образовали в плане квадратную сетку. На западе продолжалось унаследованное развитие субмеридиональных сбросов растяжения. Сдвиговые же подвижки полностью прекратились, а связанные с ними разломы затухли. В Северном Тянь-Шане в результате аналогичных восходящих движений сложилась сетка субширотных и северо-восточных разломов растяжения.

Горизонтальные перемещения широко развернулись только к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома. Этот разлом был выражен правым сдвигом, и с ним были связаны дугообразные надвиги северо-восточного простирания. Наличие сопряженных динамических систем сдвиг—надвиг в Чаткало-Пскемском районе и на Памире свидетельствует о преобладании в этой части Средней Азии меридиональных горизонтальных напряжений сжатия.

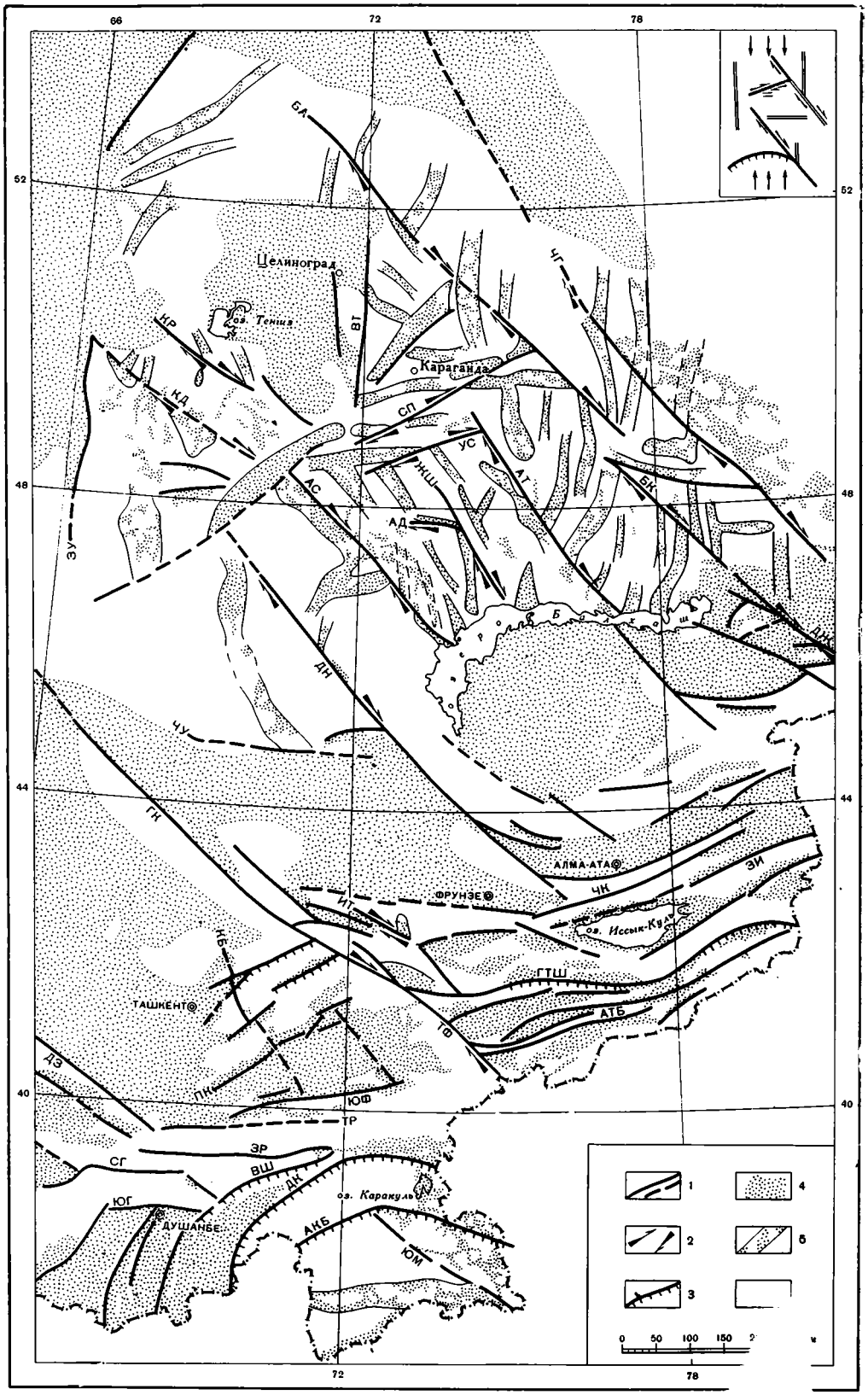
Как следствие меридионального сжатия, в тылу динамопар разрослись структуры растяжения, представленные сочетанием сбросов и впадин. В некоторых районах Южного Тянь-Шаня, находившихся вне сферы влияния динамопар, структуры растяжения формировались в связи с воздыманием и проседанием отдельных участков земной коры. Благодаря колебательному характеру вертикальных движений (вверх — вниз) некоторых блоков в зонах разделявших их разломов периодически возникали небольшие горизонтальные стрессы, создавшие местные структуры сжатия.

### Неоген-четвертичные и современные разломы

С конца олигоцена Казахстан и Средняя Азия вступили в новый этап оживления тектонических движений. Вся территория начинает воздыматься, море уходит буквально из всех районов, обособляются многочисленные крупные и мелкие блоки и с особенной резкостью проступают столь же многочисленные разломы. В Казахстане они возникают и обновляются в условиях высокой платформы, отличаясь небольшими амплитудами. В Средней Азии фоном разломообразования явились мощные орогенные движения.

Казахстан по-прежнему представляет собой сводовую структуру, почти со всех сторон окруженную обширными зонами проседания и седиментации. По общим геологическим данным и данным бурения, на западном, северном и восточном склонах Казахского нагорья, а также в Тургае, Кулундинской и Барабинской степях и в Павлодарском Прииртышье откладывается до 150—200 *м* неоген-четвертичных отложений. На юго-востоке и юге мощность этих отложений резко возрастает — до 1,5 *км* в Зайсанской, 2 *км* в Илийской и 5 *км* в Чуйской впадинах.

Но Казахский свод не остается монолитным, как было в мелу и палеогене, а осложняется серией узких прогибов с аллювиально-делювиальными и озерными отложениями мощностью в десятки метров


66
72
78
52
48
44
40
Целиноград
оз. Тенгиз
Караганда
БА
ВТ
ЧГ
КР
КД
СП
УС
ЖШ
АТ
БК
АС
АД
ЗУ
ДН
ЧУ
ГК
АЛМА-АТА
ФРУНЗЕ
ЧК
ЭИ
ИТ
оз. Иссык-Куль
КБ
ГТШ
ТАШКЕНТ
АТБ
ТФ
ДЗ
ПК
ЮФ
ТР
ЗР
СГ
ВШ
ДК
оз. Каракуль
ЮГ
ДУШАНБЕ
АКБ
ЮМ
1
2
3
4
5
0
50
100
150

(не более 100 *м*). Возникают также большие, изометричные в плане впадины (Тенизская, Балхашская), мощность неоген-четвертичных отложений в которых достигает 100—150 *м*.

По новейшим разломам Казахстана имеется довольно большая литература, характеризующая главным образом отдельные нарушения с обобщением некоторых их диагностических признаков. З. А. Сваричевская (1957, 1960), например, различает три группы признаков разломов: 1) геоморфологические — наличие уступов, на больших расстояниях прямолинейно разделяющих фрагменты поверхностей выравнивания; 2) гидрогеологические — наличие линейно вытянутых уступов с родниками, колодцами, полосами влаголюбивой растительности; 3) геологические — наличие прямых тектонических контактов между древними породами и рыхлыми отложениями шлейфов близ уступов.

Разломы часто разделяют зоны размыва и седиментации, ограничивают с одной или двух сторон межсопочные полосовые понижения. Вдоль них следуют древние долины. Разломы представляют собой, как правило, местные зоны растяжения. В результате сдвиговых подвижек вдоль некоторых уступов, кроме того, наблюдаются горизонтальные смещения реликтовых форм древнего рельефа, дельт древних крупных рек и т. д. Местные прогибы растяжения около таких уступов отличаются перистым расположением. При правых сдвигах азимут простирания «перьев» на 10—45° больше азимута уступа (разлома), при левых сдвигах, наоборот, меньше.

На западе Центрального Казахстана (фиг. 97) развиты преимущественно субмеридиональные неоген-четвертичные разломы — Западно-Улутавский и др. По В. П. Олексенко (1962), современные массивы Улутау, Идыге, Кыштау и Жаксы-Арганаты, расположенные в одной полосе северо-северо-восточного протяжения, имеют горстовое происхождение. Они отличаются сильно расчлененным скалистым рельефом и возвышаются над поверхностью верхнемезозойского мелкосопочника на 450—500 *м*. Границы поднятия проходят вдоль тектонических уступов, наиболее резких с его западной стороны. Высота уступа Кыштау — Жаксы — Арганаты, вычисленная по отметкам пенеплена, равна 140—150 *м*. Еще западнее, вдоль долины р. Сары-Тургай, располагается уступ с высотой 25—40 *м*. Высота восточных уступов не превышает 30—60 *м*. Ряд уступов имеется и внутри поднятия. По ним обычно располагаются выходы подземных вод и происходит обезглавливание древних шлейфов. Мощность окружающих неоген-четвертичных отложений составляет 70 *м*. Таким образом, субмеридиональные разломы Казахстана могут быть определены как сбросы довольно значительной амплитуды, как и в предшествующий этап.

Сарысу-Тенизский водораздел, по наблюдениям Е. Е. Милановского (1957), в связи с обновлением древних разломов претерпел заметные вертикальные перемещения в плиоценовое и, главным образом, в четвертичное время. Это сказалось на положении трех поверхностей, которые были несколько изогнуты: уровня верхнемезозойско-палеогенового пенеплена, кровли миоценовых озерных отложений и поверхности днищ древних долин. В северной части района образовался широтный свод, поднявшийся за плиоцен-антропогеновое время не менее чем на 400 *м*. На его южном крыле имеются два сброса длиной до 20 *км*, один из которых (в урочище Ушкогыл) выражен в виде прямолинейного уступа высотой 15—20 *м*; последний отделяет платообразную поверхность па-

Фиг. 97. Разломы Казахстана и Средней Азии в неоген-четвертичное время.

*1* — главные разломы; *2* — направление сдвиговых перемещений; *3* — направление наклона надвигов; *4* — области прогибания и седиментации; *5* — местные присдвиговые прогибы; *6* — области поднятий

леозойского субстрата от расположенной севернее более низкой аккумулятивной равнины; сброс пересекается на глубину до 15 *м* каньонообразной антецедентной долиной. Через юго-восточную часть района вдоль долины р. Теребутак на расстоянии 20 *км* прослежен еще один разлом, отчетливо дешифрируемый на аэрофотоснимках.

План строения новейшего Сарысу-Тенизского поднятия, как считает Е. Е. Милановский, характеризуется развитием структур двух направлений: на западе — широтных, а на востоке — субмеридиональных. На первых второстепенные прогибы и поднятия ориентированы с юго-востока на северо-запад; здесь максимальная амплитуда вертикальных движений немного превышает 100—120 *м*. На вторых структуры второго порядка вытянуты в северо-северо-восточном направлении, и амплитуда их в два раза больше.

Интересно, что палеозойский Каиндинский разлом приходится как раз на зону сочленения структур двух направлений Сарысу-Тенизского водораздела, о чем уже говорилось выше. На новейшем этапе этот разлом вырисовывается как правый сбросо-сдвиг с опущенным юго-западным крылом, а мелкие впадины второго порядка в его обоих крыльях — как оперяющие структуры растяжения. Аналогичный сбросо-сдвиговый характер имеет, по-видимому, и Кирейский разлом, параллельный Каиндинскому (см. фиг. 97).

Для северной окраины Казахского свода устанавливается ступенчато-глыбовая структура. По Е. Д. Шлыгину и др. (1955, 1959), наиболее высокое гипсометрическое положение здесь занимает блок Кокчетавских гранитных гор. Северный край этого блока поднят на высоту 500 *м*; он подвергался денудации и выражен узким хребтом сплошных гранитных пород. Следующий к северу блок также асимметричен. В его южной части преобладает горно-озерный рельеф, в центральной сохранились элементы древней гидрографической сети, а на севере, в наиболее приподнятых участках, возникла новая гидрографическая сеть, перпендикулярная предыдущей. Приподнятые участки второго блока обрываются отчетливым уступом с двумя террасами и линейным расположением родников, за которым следует третий крайний северный блок. Последний имеет рельеф типичного мелкосопочника, переходящего в равнинные пространства. По даным геофизики и глубоких скважин, фундамент равнины ступенчато погружается в северном направлении.

Те же авторы на северной окраине Казахского свода установили ряд антиклинальных складок с падением слоев морского олигоцена до 10—12°, а миоцена не более 5—6°. Они же отметили грабенообразное залегание третичных отложений к юго-востоку от с. Чистяковка и наличие молодых синклинальных прогибов на месте озер. Было подчеркнуто, что структуры подошвы палеогена и плиоцена совпадают со структурами кровли палеозоя и генетически связаны с подвижками фундамента.

На геологических картах разного масштаба видно, что наиболее значительным из неоген-четвертичных разломов Северного Казахстана является Барлыколь-Атансорский, обновившийся еще в палеогене как правый сброс. Вдоль него с юго-востока на северо-запад расположилось несколько мелких неоген-древнечетвертичных прогибов, причем одни из них вытянулись продольно, а другие диагонально. Последние имеют субмеридиональную ориентировку и связаны с трещинами отрыва, оперяющими разлом. Эти трещины возникли в неогене в результате небольших правосторонних подвижек по разлому.

В Карагандинском районе, согласно исследованиям В. Ю. Малиновского (1961), новейшие, занятые реками прогибы вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлениях. Пересекаясь и сочленяясь под прямыми углами, они намечают ряд глыб, имеющих форму квадра-

тов или прямоугольников. Особо отмечается Шидертинско-Нуринский разлом на стыке нескольких прямоугольников. К северо-западу от него изогипсы кровли озерных отложений миоцена простираются вдоль разлома, на юго-востоке они перпендикулярны ему. С зоной разлома совпадают долины рек Шидерты и Нуры и несколько депрессий между ними. Система долин и депрессий выполнена осадками миоцена мощностью 100—120 *м*. Между Долинской впадиной и Байдаулетским поднятием намечается перепад высотных отметок кровли миоцена с 300—350 до 400—500 *м*. Здесь находится еще один разлом — Джалаирский верхнепалеозойский надвиг, по-видимому, оживленный новейшими движениями.

Среди нарушений Карагандинской группы в неоген-четвертичное время активными были также разломы Спасский и Успенский. По нашим наблюдениям, оба они выражены прямолинейными геоморфологическими уступами высотой до первых десятков метров. В их приподнятых и расчлененных южных крыльях поперечные речные долины обычно узкие, а овраги нередко имеют антецедентный характер, что особенно хорошо выражено в Спасской зоне на левобережье р. Ащису (севернее оз. Карасор) и в ряде участков Успенской зоны. В опущенных северных крыльях разломов, сразу же после уступов, долины расширяются до 3—6 *км*, приобретая черты прогибов с мощным чехлом новейших отложений. В Успенской зоне севернее районного центра Аксы-Аюлы, например, бурением установлено, что мощность неоген-четвертичных отложений равна 93,5 *м*.

Обращает на себя внимание шарнирное строение геоморфологических уступов в некоторых участках Спасской и Успенской зон. Так, например, если следовать вдоль Байдаулет-Карасорского разлома, то можно заметить, что у него оказывается несколько приподнятым то северное крыло над южным, то, наоборот, южное крыло над северным. Соответственно этому участки прогибания, заполненные новейшими осадками, располагаются не параллельно, а в основном субширотно, под острыми углами к разлому (см. фиг. 97). Они как бы оперяют основные разломы и, являясь местными зонами растяжения, позволяют характеризовать их как сдвиги. Пространственная ориентировка Спасского и Успенского разломов и оперяющих их новейших прогибов свидетельствует о преобладании в этом районе горизонтальных смещений (или напряжений) по ходу часовой стрелки.

В южной половине Казахского свода широкое развитие получила система новейших или обновленных разломов северо-западного простирания, которую составляют Джалаир-Найманский, Атасуйский, Жамшинский, Актасский, Чингизский, Джунгарский и некоторые другие разломы.

В зоне Джалаир-Найманского разлома геологосъемочными работами обнаружены молодые грабены, заполненные континентальными отложениями либо неогена (восточнее Чуйской глыбы), либо четвертичного возраста (Хантау — Отар).

Как указывает З. А. Сваричевская (1957, 1960), разведочными канавами здесь в ряде пунктов вскрыт непосредственно тектонический контакт миоценовых красных глин и древних пород (Ергенекты). Контакт отмечен многочисленными родниками, колодцами, полосами камыша и чия. Вообще разломы Бетпак-Далы, по ее мнению, часто ограничивают новейшие куполовидные поднятия, причем нарушенными оказываются шлейфы подножий, сложенные плиоценовыми глинами.

Признаки новейших вертикальных движений улавливаются почти по всей длине Джалаир-Найманского разлома. Вместе с тем из геологических карт видно, что вертикальные движения здесь были шарнирными, т. е. что в зоне разлома приподнято то одно крыло, то другое, как это обычно бывает в сдвиговых зонах. По аналогии с другими нару-

шениями подобного рода данный разлом мы считаем правым сдвигом.

Атасуйский разлом на пространстве от оз. Балхаш до р. Сырысу простирается вдоль полосы новейших понижений. В его юго-западном крыле расположен очень широкий, до 20 *км*, продольный прогиб долины р. Атасу. По З. А. Сваричевской (1957), в основании молодых отложений этой долины на мощной коре выветривания лежат галечники, аналогичные верхнемеловым галечникам водораздельных высот, также залегающим на коре выветривания. Различное современное гипсометрическое положение галечников З. А. Сваричевская объясняет тектоническими движениями.

К северо-востоку от р. Атасу инструментальной нивелировкой (Сарсеков, 1958) выявлено, что высота надпойменных террас р. Моинты увеличивается к ее верховьям: первой — с 0,3 до 1 *м*, второй — с 0,5 до 2,7 *м*, третье — с 2,0 до 3,7 *м*. В русле же этой реки отмечено четыре уступа, высота наибольшего достигает 45 *м*. В совокупности все это указывает на восходящие движения северо-восточного крыла Атасуйского разлома. Однако с неменьшим основанием здесь можно предполагать и наличие горизонтальных подвижек. В северо-восточном крыле Атасуйского разлома имеется несколько разобщенных мелких прогибов, выполненных отложениями неогена и четвертичным пролювием. Прогибы вытянуты строго субмеридионально и связаны с трещинами растяжения; они наделяют разлом структурным рисунком сдвига. По всей вероятности Атасуйский разлом — правый сбросо-сдвиг.

Еще более убедительные данные о новейших сдвиговых подвижках в системе перечисленных разломов северо-западного простирания мы находим в Актасской зоне, детально изученной нами в 1959—1962 гг. Юго-западное крыло этого разлома занято широкой долиной р. Токрау и несколькими депрессиями неогеновых отложений, также вытянутыми в северо-западном направлении. Борта долин и депрессий в отдельных участках исключительно прямые (на аэрофотоснимках как бы проведенные по линейке) и чрезвычайно напоминают обычные тектонические трещины.

Непосредственно в зоне Актасского разлома, сложенной разнообразными эффузивами верхнего палеозоя, современный рельеф скалистый, с явными признаками энергичного расчленения. Здесь очень много всевозможных прямолинейных лощин с кустарниковой растительностью и родниками, а также встречаются протяженные уступы и ступени, наискось рассекающие сеть мелких оврагов и водоразделов между ними.

На левобережье р. Токрау, в бассейне речки Каратал (фиг. 98), один из разрывов северо-западного простирания рассекает систему из двух параллельных оврагов и делит ее на две части, смещенные относительно друг друга по ходу часовой стрелки на 300—350 *м*. В результате смещения северо-восточное крыло разрыва несколько приподнялось и подпрудило юго-западные верховья обоих оврагов. Вдоль сместителя сформировался грабен северо-западного простирания с новейшим делювием, несколько засолонившимся от испарения иногда поступавших сюда вод. Одновременно северо-восточное крыло было дополнительно расчленено с образованием веера новых притоков, ставших вершинами отсеченной северо-восточной части системы двух оврагов.

От оз. Балхаш до Успенской зоны смятия северо-восточное крыло Актасского разлома осложнено несколькими меридиональными прогибами, в которых проложили путь речки Женишкс, Караменды и другие, впадающие с востока в долину р. Токрау. Долины этих речек имеют ширину от 2 до 5 *км* и заполнены неогеновыми глинами и четвертичным аллювием. Но самым существенным является то, что они в некоторых случаях ограничены исключительно четкими, также меридиональными трещинами длиной до 10 *км* и более, прекрасно видимыми на аэрофото-

Фиг. 98. Новейшие сдвиги в Актасской зоне разломов (близ речки Каратал)

снимках и на местности и выступающими как сбросы. Эти структуры растяжения составляют «оперение» Актасского разлома, а их форма и расположение бесспорно свидетельствуют о том, что он представляет собой правый сдвиг. В то же время наличие продольных долин и депрессий в его юго-западном крыле и более расчлененный рельеф северо-восточного крыла указывают и на проявление вертикальных перемещений по разлому.

В зоне Чингизского разлома новейшие движения по некоторым признакам (расчленение поверхностей выравнивания, уступы в рельефе и т. д.), отмечались еще А. Н. Рябининым, А. К. Мейстером и В. И. Яговкиным. В последнее время разведочные работы показали, что уступы непосредственно связаны с разрывными нарушениями. По Г. М. Козловскому (1963), аккумулятивная поверхность урочища Сарыоба в зоне разлома ограничена разрывами северо-западного простирания и денудированным тектоническим уступом гор Карабужир. Высота уступа 1—1,5 *м*, но далее к северо-западу она возрастает до 10—15 и 35—40 *м*. Крутизна уступа 3—6°. В висячем блоке канавами и шурфами вскрыты бурые глины павлодарской свиты неогена, с размывом перекрытые среднечетвертичными галечниками и щебнем, в лежачем блоке — четвертичные отложения, падающие в сторону сместителя под углом 4°. Судя по мощности последних амплитуда вертикального смещения достигает 25—30 *м*. В 120 *км* от урочища Сарыоба по простиранию разлома, в районе речек Букенчи и Кудайберген, удалось установить наползание палеозойских пород на четвертичные пролювиальные отложения (к северо-востоку), с превышением первых над вторыми на 20—25 *м*.

Г. М. Козловский подчеркивает, что новейшие вертикальные движения по разломам в районе хр. Чингиз имеют шарнирный характер. Кроме того, в обоих крыльях Чингизского разлома намечаются узкие, меридионально вытянутые зоны локальных проседаний. При всем этом в целом более опущенным является северо-восточное крыло, что достаточно хорошо видно на фиг. 97. Таким образом, Чингизский разлом обладает свойствами правого сбросо-сдвига.

Последний из казахстанских разломов северо-западного простирания — Джунгарский — для неоген-четвертичного этапа также определен как правый сбросо-сдвиг. Новейшие движения в этом районе после В. А. Обручева изучали З. А. Сваричевская, К. В. Курдюков, В. В. Галицкий, Н. А. Афоничев, В. С. Войтович и другие, отметившие их яркую выраженность.

Альпийский Джунгарский разлом представлен прямолинейным уступом высотой от нескольких десятков метров до 400—1000 *м* и более. У подножия тектонического уступа в пределах Алакульской впадины и Джунгарских ворот абсолютные отметки залегания третичных отложений равны 600—700 *м*, а на бровке уступа близ водораздела Кунгей — 2500 *м*. Денудационная поверхность от уступа полого наклонена к западу.

В Восточном Прибалхашье уступ резко снижается и сходит на нет. Древнечетвертичные галечники местами подняты на 50—60 *м* над окружающей равниной. Южнее оз. Алакуль слои древнечетвертичных отложений приподнятого крыла одного из разрывов зоны, залегающие на размытой поверхности красно-бурых глин, наклонены близ сместителя под углами 55—75° к юго-западу и по мере удаления от него выполаживаются до горизонтального положения. Этот разрыв подсекает также конусы выноса и образует в них небольшие уступы, смещенные в результате сдвиговых подвижек по горизонтали на 15 *м*.

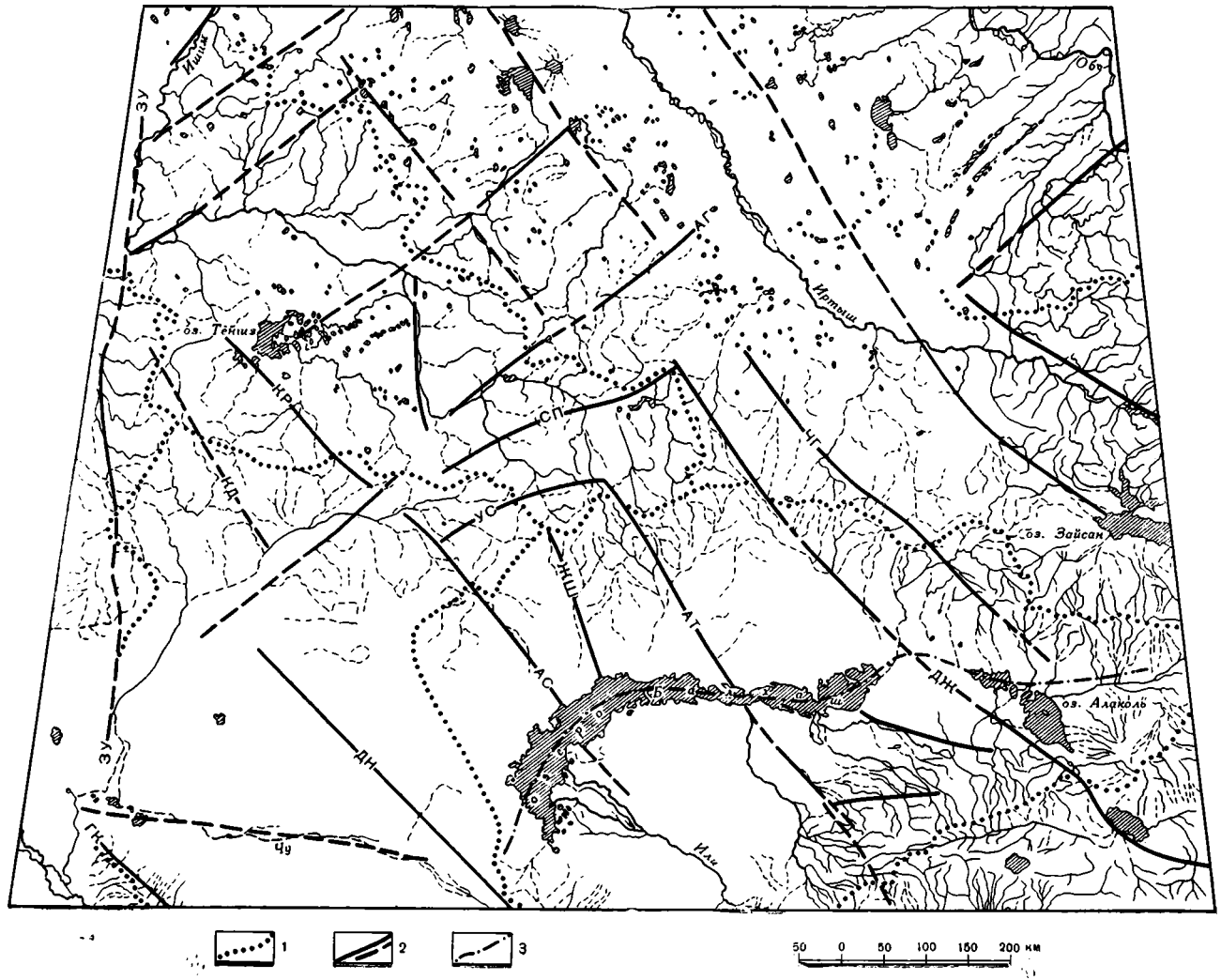
В. С. Войтович (1963) считает, что дельты крупных рек и другие реликтовые формы нижне- и среднечетвертичного рельефа в крыльях Джунгарского разлома были смещены по ходу часовой стрелки в общем на 0,5—1,5 *км*. По нарушенному расположению сухих русел в отложениях верхнечетвертичного предгорного шлейфа у Джунгарских ворот он определил, что амплитуда сдвига в голоцене составила 7—30 *м*.

Как показывает изложенное, новейшие разломы Казахского свода и его окраин укладываются в четыре системы — меридиональную, северо-западную (господствующую), северо-восточную и широтную, с общим преобладанием сдвиговых и сбросовых (возможно, раздвиговых) нарушений небольшой амплитуды. Многие разломы стали активны с конца олигоцена, после довольно длительного периода относительного покоя в мезозое.

Для выяснения верхней возрастной границы глыбовых движений мы совместили на карте новейшие разломы с современной гидрографической сетью (фиг. 99). При этом выяснилась следующая довольно интересная картина.

Разломы четко оконтурили несколько крупных глыб с разнообразными и очень неодинаковыми рисунками речной сети. На северо-востоке, например, в рисунке Барабинской степи преобладают субпараллельные водотоки северо-восточного простирания, тогда как южнее, в усть-Каменогорском районе, мы видим более сложный гидрографический узор, состоящий из элементов нескольких направлений. На севере, в Кокчетавском районе, вдоль разломов северо-западного направления вытянулась главная водораздельная линия рек Ишим и Иртыш, а также полоса понижений с большим количеством озер и речных долин. Гидрографический рисунок здесь изменяется с переходом от глыбы к глыбе. На западе водораздельная линия между оз. Тенгиз и р. Тургай почти совпала с Западно-Улутавским разломом, но в результате неравномерных вертикальных поднятий района смещается от него то к западу, то к востоку. В Карагандинском районе расположение и ориентировка водотоков изменяются с переходом через разломы Ангренсорский (Шидертинский), Спасский и Успенский.

На южных склонах Казахского свода гидрографическая сеть построена несколько иначе. С преобладающими здесь разломами северо-западного простирания совпадают только некоторые основные водотоки, тогда как все мелкие (2-го и 3-го порядков) водотоки субмеридиональны, причем их общий характер во всех межразломных участках остается более или менее постоянным. Однако водораздельная линия, очерчивающая по вершинам этих водотоков замкнутую Балхаш-Алакульскую впадину, на пересечениях с крупными разломами претерпевает в плане ступенчатые изломы, с однообразным смещением северо-восточных отрезков на некоторое расстояние к юго-востоку. Характерно, что такие смещения закономерно повторяются как в северном борту Балхаш-Алакульской впадины, так и в южном. Создается впечатление, что эта новейшая отрицательная структурная форма разбита разломами северо-западного простирания на ряд блоков, несколько передвинутых в горизонтальной плоскости относительно друг друга по ходу часовой стрелки.




Фиг. 99. Гидрографическая сеть и современные разломы Восточного Казахстана

*1* — главные водоразделы; *2* — крупные разломы; *3* — ось Балхаш-Алакульской впадины

Подчиненность современной гидрографической сети Восточного Казахстана глыбовым структурам дает основание считать, что новейшие глыбовые движения, начавшиеся с конца олигоцена, не прекратились до настоящего времени. По-видимому, они совершаются как по вертикали (главным образом на севере), так и по горизонтали (на юге).

В отличие от глыбовых движений Казахстана альпийские движения Тянь-Шаня и Памира измеряются огромными амплитудами. Выровненные мел-палеогеновые поверхности в горах приподняты до 5 *км* и более, а в депрессиях они погребены под толщами неоген-четвертичных моласовых отложений мощностью до 3 *км* (Нарын), 4—4,5 *км* (Иссык-Куль), 5,5 *км* (Фергана) и до 7 *км* (Таджикская впадина). Глыбовые движения здесь сопровождаются резкими сейсмическими явлениями, которые были рассмотрены выше (см. стр. 34—38).

Описанию неотектоники Средней Азии посвящено очень много работ, из которых как обобщающие следует отметить работы С. С. Шульца, В. В. Попова и Ю. А. Скворцова. Общепризнанно, что в формировании современной структуры среднеазиатской горной области главная роль принадлежит вертикальным (колебательным и направленным) движениям, которые сопровождались как складчатыми, так и разломными деформациями нескольких порядков. В последнее время некоторые авторы отмечают факты горизонтальных перемещений по разломам.

В Северном Тянь-Шане вдоль границ гор и впадин вытягиваются мощные зоны дробления, в пределах которых блоки, выкроенные по неоген-антропогеновым разломам, испытывают резкие дифференциальные вертикальные движения (Попов, 1954). Таковы, например, южные борта Чуйской и Илийской впадин, северный и южный борта Иссык-Кульской впадины, северный борт Таримской впадины.

По положению биохимических известняков олигоцена — миоцена и древней поверхности выравнивания В. В. Попов для отдельных районов вычислил следующие амплитуды вертикальных 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 ее борту 5 *км*, по границе Центрального Тянь-Шаня и Тарима 7—8 *км*. Средняя скорость движений в Северном и Центральном Тянь-Шане определена в пределах 0,5—1 *мм* в год.

Для районов Фрунзе, Алма-Аты, Иссык-Куля и Нарынской впадины установлены также ориентировочные вертикальные движения за средний плейстоцен — голоцен и за верхний плейстоцен — голоцен. В первом случае они составляют сооответственно 0,8—1; 0,8—1,5; 0,4—1,0; 0,5—0,8 *км*, а во втором — 0,1; 0,4—0,5; 0,2—0,5 и 0,03—0,5 *км*. Средняя скорость плейстоцен-голоценовых движений определена для района Фрунзе до 8—10 *мм/год*, Алма-Аты 10—15 *мм/год*, оз. Иссык-Куль 3—7 *мм/год*, а верхнеплейстоцен-голоценсвых соответственно по тем же районам — до 4; 20 и 8—10 *мм/год*. Таким образом, глыбовые движения были очень неравномерными.

Как показывает фиг. 97, главные вертикальные разломы (прямые и обратные сбросы) в Северном Тянь-Шане простираются в трех направлениях — субширотном, северо-восточном и северо-западном. Одни из них (Актюзский, Чилико-Кеминский, Заилийский) совпали с древними швами, другие (Южно-Иссык-Кульский) — с более поздними, третьи (например, разломы по южному борту Чуйской впадины) появились впервые.

Наиболее крупными нарушениями Северо-Тянь-Шаньской группы оказались разломы Атбашинский и Главный Тянь-Шаньский. Первый состоит из нескольких сместителей субширотного и северо-восточного простирания, которые обычно интерпретируются как сбросы и взбросы. Второй же, отделяющий Северный Тянь-Шань от Нарынской подзоны,

определен как крупный покровный надвиг. По А. Г. Ласовскому (1958), налегание палеозойского аллохтона на юрских отложениях и трансгрессивное его перекрытие отложениями неогена свидетельствует об образовании покрова в конце мезозоя — начале кайнозоя. Однако повсеместное пологое падение плоскости надвига на северном склоне хр. Кавактау к северу и более крутое южное ее падение на южном склоне хребта говорит об «обволакивании» уже созданного рельефа. Таким образом, возраст надвига может быть и более поздним, чем тот, который принимает А. Г. Ласовский.

В Западном Тянь-Шане в результате восходящих вертикальных движений неогеновые отложения некоторых долин (Ангрен, Чирчик), по данным Ю. А. Скворцова (1950), к началу четвертичного периода были пропилены на глубину 400—500 *м*, а за четвертичный период горы поднялись более чем на 700—800 *м*. Максимальная вертикальная амплитуда перемещений с конца палеогена достигла 10 *км*, из которых на четвертичный период приходится не менее 2,5 *км*.

Изучение речных террас, антецедентных долин, поверхностей смыва и мощных четвертичных отложений в горных долинах и у подножий гор позволили Ю. А. Скворцову сделать вывод, что в течение четвертичного времени тектонические движения осуществлялись не только по вертикали (по сбросам), но и по горизонтали (по надвигам). В качестве примера Ю. А. Скворцов привел надвиги северо-восточного простирания в долине р. Пскем (Скворцов, 1963). Здесь хребты палеозойских отложений, двигаясь навстречу друг другу, полностью перекрыли третичную толщу, некогда занимавшую долину р. Пскем, ширина которой достигала около 10 *км*.

Надвиговые смещения в долине р. Пскем вполне согласуются с правосторонними сдвиговыми подвижками по Таласо-Ферганскому разлому. В. С. Буртман (Буртман и др., 1963) указывает, что следы новейших сдвиговых подвижек наблюдаются на всем протяжении разлома. В долине р. Джиланагач, например, вдоль разлома прослеживается уступ высотой от 1 до 2,5 *м*, который пересекает систему поперечных сухих лощин; последние разобщены и передвинуты вдоль уступа по ходу часовой стрелки на 30 *м*. В левом борту долины р. Пчан виден правый сдвиг нескольких русел на расстоянии около 50 *м*, а в бассейне р. Кылдау водораздельный гребень сместился, возможно, на 100 *м*. Таким образом, Таласо-Ферганский сдвиг и надвиги Чаткало-Пскемского района на новейшем этапе составляли сопряженную динамическую систему (как это неоднократно было и на предшествующих этапах). Что же касается Главного Каратауского разлома, продолжающего Таласо-Ферганский, то в неоген-четвертичное время он был выражен сбросом с опущенным северо-восточным крылом.

В тылу сопряженных Таласо-Ферганского и Пскемского разломов расположено несколько разломов растяжения. По границе Кураминского хребта и Ферганской впадины, например, развивается современный Прикураминский разлом, вдоль которого с юго-запада на северо-восток вытянулся наиболее глубокий неоген-четвертичный прогиб Ферганы. Достаточно сказать, что скважины в этом прогибе на глубинах 2984, 3195, 3503 *м* не вышли из красноцветных отложений массагетского яруса. Сейчас над разломом формируются кулисы брахиантиклиналей. Прикураминский разлом под прямым углом рассечен Кумбельским разломом, который прослежен геофизиками до Южной Ферганы. В Кураминско-Чаткальских горах это правый сброс, в днище Ферганской впадины — флексура, западное крыло которой поднято на 1,5 *км*.

На площади Южного Тянь-Шаня неоген-четвертичные разломы простираются в трех направлениях — субширотно, к северо-западу и северо-востоку. Основная субширотная система приурочена к хребтам между Ферганской и Таджикской впадинами. Ярче всего выражены крае-

вые сбросы этой системы — Южно-Ферганский и Южно-Гиссарский. Внутренние разломы — Туркестанский, Зеравшанский и Северо-Гиссарский — приподняты обоими крыльями и получили только геоморфологическое выражение. Северо-западная система развита главным образом в горах Нуратау, а главный разлом — Джизакский — отделяет Нуратау от Кызылкумской впадины. Северо-восточная система нарушает юго-западные отроги Гиссарского хребта и Таджикскую депрессию (до Вахшского надвига). Разломы представлены взбросами с крутым падением сместителей на северо-запад.

На Памире неоген-четвертичный этап характеризуется значительными горизонтальными перемещениями по крупным дугообразным надвигам — Вахшскому, Дарваз-Каракульскому и Акбайтальскому. Этими надвигами в ряде мест перекрыт молассовый неоген-четвертичный комплекс. Два первых из них существовали как надвиги уже в мелу и палеогене, третий же представлял собой тогда большой сброс между Северо-Памирским поднятием и Центрально-Памирским грабеном. Его превращение в мощный надвиг с развитием чешуйчатых и покровных структур явилось результатом поднятия Центрального Памира при общем смещении к северу слагающих его горных пород. Параллельно этому в тылу Акбайтальского надвига начали формироваться диагональный Аксу-Мургабский сброс с относительно просевшим северо-восточным крылом и субширотный Южно-Памирский прогиб.

Все изложенное в отношении неоген-четвертичных и современных разломов Казахстана и Средней Азии говорит об их большом разнообразии и об исключительно сложной динамической обстановке их формирования.

Происхождение подавляющего большинства разломов вполне объясняется меридиональными напряжениями сжатия (см. фиг. 97). Вследствие меридионального сжатия крупнейшие разломы северо-западного направления проявились как правые сдвиги того же порядка, меридиональные — как зоны сбросов, а субширотно-дугообразные — как зоны надвигов.

Сравнительно небольшие разломы северо-восточного направления, сопряженные под тупыми углами с крупнейшими северо-западными сдвигами (в динамопарах), в условиях меридионального сжатия оказались либо правыми сдвигами, либо надвигами.

Еще более мелкие нарушения расположились в зонах крупных, получив соответствующее этому морфологическое выражение. Таковы субмеридиональные разломы растяжения и сопровождающие их прогибы в крыльях правосторонних северо-западных сдвигов; субширотные разломы и прогибы растяжения в крыльях правосторонних северо-восточных сдвигов, а также в блоках между правыми северо-западными сдвигами; зоны растяжения и проседаний разных направлений в тылу некоторых надвиговых и сдвиго-надвиговых систем.

Часть разломов, особенно в районах с дифференцированными вертикальными движениями большой амплитуды, проявилась в виде субширотных, северо-восточных и северо-западных прямых и обратных сбросов. Они пролегли по краям предгорных и межгорных впадин, заполненных мощными неоген-четвертичными молассами. Непосредственная причина их образования — вертикальные, главным образом восходящие движения больших площадей, на фоне которых по системам старых швов произошло проседание отдельных блоков.

*Глава IV*

# РОЛЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ИХ МЕСТО В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

## 1. СОВРЕМЕННЫЕ ВОЗЗРЕНИЯ НА ЭВОЛЮЦИЮ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДАННЫЕ ПО КАЗАХСТАНУ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Многие исследователи считают, что за последние два миллиарда лет, начиная с позднего архея, в материковой земной коре шло прогрессивное разрастание платформенных областей за счет стабилизации и причленения подвижных геосинклинальных поясов. Платформенные участки обрастали складчатыми зонами, вследствие чего от центров стабилизации к периферии в разрезе и по площади сейчас наблюдается закономерная смена древних геосинклинальных комплексов более молодыми.

Этот процесс в пространстве и во времени протекал направленно, что позволило выявить несколько стадий в развитии геосинклиналей. В трактовке различных исследователей количество и качество стадий неодинаковы. Как известно, сначала были установлены три стадии — первичная, вторичная и остаточная (А. В. Пейве и В. М. Синицын), затем было введено понятие об орогенном этапе (А. А. Богданов, С. С. Шульц), сейчас намечают четыре главные стадии (Хаин, 1964) — начального погружения, предорогенную, раннеорогенную и собственно орогенную; некоторые указывают еще пятую, остаточно-геосинклинальную, и шестую, постгеосинклинальную стадию, непосредственно предшествующие платформенному развитию.

В структуре земной коры были выделены также участки неплатформенного и негеосинклинального развития, которые получили несколько названий — глыбовых областей (Г. Ф. Мирчинк), орогенных областей (С. С. Шульц), областей аркогенеза (Е. В. Павловский), областей тектонической активизации (В. В. Белоусов). По мнению одних исследователей, эти области возникают на месте геосинклиналей, по мнению других,— на платформах разного возраста, по мнению третьих, они существуют независимо от платформ и геосинклинальных складчатых систем (Суворов, 1959а).

Принципиально новую струю в представлении об эволюции земной коры внесли исследования современных островных дуг. Анализ результатов этих исследований позволил Н. П. Васильковскому (1963) разработать следующую схему геосинклинального развития:

1) начальная стадия — формирование океанических дуг, зарождение над глубинными разломами зон поднятий с локальными участками «гранитного» слоя, излияния базальтов и андезитов, начало складкообразовательных процессов;

2) ранняя стадия — разрастание «гранитного» слоя в зонах складчатых поднятий, образование геосинклинальных прогибов, внедрение первых интрузий гипербазитов, наземный андезитовый и подводный базальтовый вулканизм;

3) зрелая стадия — разрастание «гранитного» слоя на бо́льшую часть геосинклинальной области, накопление в прогибах осадков огромной мощности, интенсивная складчатость, наземный, преимущественно андезитовый вулканизм;

4) поздняя стадия — распространение «гранитного» слоя почти на всю область с увеличением его мощности до 40—60 *км*, затухание складчатых процессов, внедрение поздних гранитов и щелочных пород, излияния андезито-липаритовых лав.

По Н. П. Васильковскому, геосинклинальному развитию предшествует догеосинклинальная или океаническая стадия, а завершается оно платформенной стадией, с образованием мощной континентальной коры.

Одна из первых попыток нахождения древних, «ископаемых» островных дуг в нашей стране принадлежит П. Н. Кропоткину, по мнению которого антиклинории Центрального Казахстана в раннем палеозое «несомненно, очень напоминали современные вулканические островные дуги» (1950, стр. 48).

В. А. Кузнецов (1963) на примере Горного Алтая показал, что древние дуги зарождаются в первично-геосинклинальную стадию и развиваются в течение нескольких геологических периодов. В истории геологического развития Горного Алтая он выделил три этапа — салаирский (синий — кембрий), каледонский (конец кембрия — силур) и герцинский (раннегерцинский). В первом этапе геосинклинальная область уже была расчленена на несколько первичных геосинклинальных прогибов и поднятий. По мнению В. А. Кузнецова, зоны развития зеленокаменных вулканогенно-осадочных, сланцевых, спилито-кератофировых и кремнисто-сланцевых толщ этого возраста фиксируют положение геосинклинальных прогибов. Зоны офиолитовых комплексов и гипербазитовые пояса определяют положение наиболее глубоких геосинклинальных трогов, вероятно, подобных желобам вдоль современных островных дуг. Наконец, зоны распространения карбонатных, терригенных и наземных вулканогенных толщ без зеленокаменных изменений выявляют 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 Урало-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, выпуклая в западном направлении. Салаирский этап развития Горного Алтая закончился мощным складкообразованием, прекращением вулканической деятельности и внедрением сначала основных, а затем гранитоидных интрузий.

Каледонский этап в Горном Алтае ознаменовался отложением мощных флишеподобных толщ. В это время структурный план остался неизменным. Центральное дугообразное поднятие возродилось в предаренигскую фазу. По песчано-сланцевым толщам кембро-ордовика образовались кристаллические сланцы и гнейсы, в которые внедрились линейные тела гранитов палингенного происхождения. Граниты и метаморфические породы расположились вдоль швов региональных и глу-

боких разломов по западному и восточному краям дугообразного Бийско-Катунского поднятия, где они образовали мощные зоны смятия.

На 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 простиранием осей внутренних складок и разрывов. Наряду с дугами в юго-западной части области получили развитие прямолинейные разломы северо-западного простирания (правые сдвиги). Структура области в целом приобрела форму виргационного пучка, сильно сжатого на юго-востоке и развернутого на север.

Аналогичные сооружения под названием складчатых дуг отмечены также В. Е. Хаиным (1964). Для территории Евразии, от Сибирской платформы на юг и на восток, В. Е. Хаин намечает байкальские, палеозойские, мезозойские и альпийские складчатые дуги, закономерно сменяющие одна другую.

В Казахстане и Средней Азии для различных отрезков времени от начала палеозоя и до настоящего времени устанавливаются буквально все формы геотектонического развития: платформы, геосинклинальные системы разных стадий, участки негеосинклинального и неплатформенного развития и, самое главное, структурные в том числе островные дуги, с которыми в основном и были связаны все перечисленные формы тектогенеза, включая и системы глубинных разломов.

Дугообразные простирания палеозойских региональных структур Казахстана неоднократно отмечали В. Ф. Беспалов, Р. А. Борукаев, Е. Д. Шлыгин. Наиболее характерной тектонической дугой мы, вслед за В. Ф. Беспаловым (1964), считаем каледонское поднятие Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань, выпуклое к западу и юго-западу, которое в раннем палеозое во многих отношениях были сходно с современными островными дугами.

Известно, например, что островные дуги представляют собой высокие гребни, одиночные, двойные или тройные, длиной в первые тысячи и шириной в первые сотни километров, отделяющие участки сиаля от симы. Такого же порядка структуру представляет и каледонская дуга, длина которой по простиранию превышает 2000 *км*, а ширина достигает 300 *км*. В начале палеозоя эта дуга была двойной, в силуре она превратилась в единое поднятие и в настоящее время отделяет молодую Туранскую плиту от герцинид Центрального Казахстана.

Островные дуги сопровождаются океаническими желобами, расположенными вдоль их выпуклой стороны. Глубина желобов около 10 *км*, ширина до 30—35 *км*, поперечный профиль V-образный, с системой уступов и ступеней. Аналогичный желоб ступенчатого строения мы наблюдаем на выпуклой стороне рассматриваемой каледонской дуги. Он образован узкими миогеосинклинальными прогибами — Байконура и Большого Каратау, с мощностью терригенных, кремнистых и карбонатных отложений раннего палеозоя от 5—6 до 10 *км* (Книппер, 1964; Макарычев, Пазилова, 1963).

В основании современных островных дуг повсеместно обнаруживается присутствие одной или нескольких поверхностей скалывания, наклоненных во внутренние стороны под углом до 50°. К ним приурочены очаги глубокофокусных землетрясений; здесь же обнаруживаются вертикальные глубинные разломы с прерывистыми цепочками интрузий гипербазитов, как, например, на восточном побережье Сахалина (Красный, 1964).

В структуре каледонской дуги подобным разломам может соответствовать полоса деформаций по ее внешнему краю. Разломы этой полосы (Западно-Улутавский, Главный Каратауский и Главный Тянь-Шаньский) в раннем палеозое составляли, по-видимому, единое нарушение,

дугообразно выпуклое к юго-западу, с крутым наклоном в восточных и северо-восточных румбах. В апикальной части этого нарушения обнаружены гипербазитовые интрузии (Западный Улутау). По-видимому, оно же было источником сильнейших землетрясений, о которых можно предполагать по наличию в отложениях нижнего палеозоя Байконура признаков массовых подводно-оползневых явлений, отмеченных А. Л. Книппером (1963).

Вдоль современных островных дуг сосредоточены цепочки действующих вулканов с извержениями преобладающего андезитового состава. Вулканизм обычно охватывает внутреннюю сторону островных дуг и, реже, распространяется на всю дугу.

Эта же особенность свойственна и каледонской дуге Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань, на выпуклой стороне которой вулканических проявлений в раннем палеозое почти не было. Раннепалеозойский вулканизм был сосредоточен здесь главным образом в зонах Джалаир-Найманского и Шидертинского разломов, которые ограничивали каледонскую дугу с внутренней стороны. Мощность вулканогенно-осадочных отложений в этих зонах превышает 8 *км* (Маркова, 1961).

Позади зрелых островных дуг располагаются геосинклинальные прогибы или «окраинные моря», например Японское, компенсирующие, согласно некоторым авторам, горизонтальные перемещения по внешним краевым разломам. Эти негативные структуры построены асимметрично, с наибольшей амплитудой прогибания близ островной дуги и мощностью осадочного слоя до 10 *км*. В плане многие из них имеют веретенообразную или овальную форму.

Нечто аналогичное можно видеть и в Казахстане, в тыловых частях каледонской дуги. В раннем палеозое здесь были сосредоточены главные кембрийские геосинклинали, а в конце ордовика и особенно в силуре формировалась обширная Джунгаро-Балхашская впадина, заполненная в основном терригенными толщами мощностью до 8 *км*. Джунгаро-Балхашская впадина имела форму огромного, несколько вытянутого по меридиану ромба и очень походила на впадины современных «окраинных морей».

Помимо внешнего морфологического сходства каледонской дуги Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань и современных зрелых островных дуг, между ними устанавливается большое сходство и по истории развития.

В развитии каледонской дуги отчетливо намечается, например, стадия первичных или «базальтических» геосинклинальных систем (Пейве, 1961; Пейве и Синицын, 1950). Эта стадия (поздний докембрий — ранний палеозой), начинается с заложения геосинклинальных трогов над разломами в океанической коре[1], характеризуясь накоплением зеленокаменных спилито-кератофировой, кремнисто-яшмовой, затем флишевой, порфиритовой и некоторых других формаций, а также внедрением гипербазитов. По объему первичная стадия оказывается равнозначной двум ранним стадиям геосинклинального цикла, по В. Е. Хаину (1964),— начального погружения и предорогенной. В то же время она вполне отвечает начальной и ранней стадиям развития современных островных дуг в интерпретации Н. П. Васильковского (1963). Продолжительность первичной стадии в разных районах колеблется от 100 до 850 млн. лет.

Стадия вторичных или «гранитоидных», по А. В. Пейве (1961), геосинклинальных систем, охватившая каледонскую дугу в конце ордовика, силуре и раннем девоне, характеризуется всеобщим поднятием территории, внедрением огромных масс гранитоидного материала и образованием брахигеосинклиналей, где отлагаются формации — нижняя и

[1] Может быть, лучше говорить: в тонкой коре.

верхняя молассовые, органогенно-обломочных известняков и наземно-вулканогенная. По продолжительности (70—120 млн. лет) и характеру проявления эта стадия соответствует раннеорогенной и собственно орогенной стадиям геосинклинального цикла в понимании В. Е. Хаина и аналогична зрелой и поздней стадиям развития островных дуг по Н. П. Васильковскому.

Стадия конечного геосинклинального развития, или, по А. В. Пейве и В. М. Синицыну (1950), остаточных геосинклинальных систем, в каледонской дуге приходится на конец среднего палеозоя, в основном на верхний палеозой. Как отмечалось выше, уже в раннем карбоне здесь возникла серия обширных впадин с карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными отложениями, местами красноцветными или угленосными, или, наконец, с примесью кислого вулканогенного материала порфировой формации. Брахигеосинклинали предыдущей стадии сильно расширились и углубились, и это привело к разрушению каледонской дуги, к прекращению ее существования как самостоятельной позитивной структурной единицы. После этого район Кокчетав — Улутау — Северного Тянь-Шаня вступает в стадию платформенного развития. Стадия остаточных геосинклиналей, по-видимому, знаменует собой период умирания древних островных дуг и в современных, им соответствующих структурах аналогов себе пока не находит, так как современные молодые и зрелые дуги в своем большинстве еще не вышли из стадии вторично-геосинклинального развития. Продолжительность остаточной стадии в каледонидах составляет около 100 млн. лет.

Все изложенное с достаточной определенностью позволяет рассматривать каледонское поднятие Кокчетав — Улутау — Северный Тянь Шань как древнюю островную дугу с полным циклом геосинклинального развития. Ей полностью аналогично Бийско-Катунское дугообразное поднятие Горного Алтая, кратко охарактеризованное выше. В области альпийской складчатости на нее морфологически очень походит Балкано-Анатолийская дуга, протянувшаяся от Западного Тавра и массива Мендерес через Грецию, Албанию и по Динаридам почти до Альп. Длина этой дуги, сильно выпуклой к юго-западу, составляет почти 2000 *км*, а ширина — 250—300 *км*. По своему развитию дуга находится в конце вторично-геосинклинальной стадии. Сюда же относится Японская островная дуга. Структуры подобного типа, заложившиеся непосредственно на океанической коре и охватившие огромные пояса Земли, мы называем структурными дугами 1-го рода.

Дугообразную структуру иного характера в Казахстане представляет Атасу-Тектурмасское герцинское поднятие, выпуклое в западном направлении. Приведенное выше его описание для позднего девона — раннего карбона и позднего палеозоя позволяет видеть в нем лишь некоторые морфологические черты островных дуг. Длина поднятия по кривой несколько более 1000 *км*, ширина около 200 *км*. С внешней (выпуклой) его стороны располагается широкая зона проседаний, заполненная карбонатно-терригенными ($D_3$—$C_1$) и пестроцветными терригенными ($Pz_3$) толщами. В какой-то мере эта зона напоминает передовые желоба современных островных дуг с их существенно осадочным выполнением. От Атасу-Тектурмасской дуги она местами отделена поверхностями скалывания, круто падающими под поднятие; таков, в частности, Джалаир-Найманский шов (в позднем палеозое), несколько похожий в этом смысле на глубинные разломы островных дуг. Высокая часть Атасу-Тектурмасской структурной дуги насыщена гранитоидным материалом, что имеет место и в некоторых островных дугах. На внутренней же стороне поднятия, как и в большинстве островных дуг, сосредоточилась главная масса продуктов вулканической деятельности.

Вместе с тем, в отличие от типичных островных дуг и структурных дуг 1-го рода, Атасу-Тектурмасское поднятие образовалось не на

океанической коре, а на коре континентальной, значительной мощности; оно полностью лишено соответствующих по возрасту базитовых и гипербазитовых пород. Его образованию предшествовали извержения лав не основного, спилитового, состава, а главным образом порфиритового (девонский вулканический пояс). Внешняя зона проседаний заполнилась не флишем, а формациями более поздних стадий геосинклинального развития; к тому же от типичных желобов она отличается очень большой шириной и расплывчатостью очертаний. Во впадинах, возникших на поднятии, отложились наиболее поздние по возрасту формации вторично-геосинклинальной стадии (отложения верхнего девона — нижнего карбона Карагандинского бассейна). При этом сами впадины прогибались недолго и уже в позднем палеозое перестали существовать в связи с всеобщим воздыманием Атасу-Тектурмасской дуги и образованием в ее пределах Центрально-Казахстанского гранитоидного пояса. После этого здесь стабилизировались платформенные условия.

Таким образом, Атасу-Тектурмасская структурная дуга в ходе эволюции земной коры является более поздним элементом, чем дуги первого рода, по сравнению с которыми она имеет и меньшие размеры. Для нее предлагается термин «структурная дуга второго рода». Ее аналогами в других областях, по-видимому, можно считать мезозойские дуги Сихотэ-Алиня и хр. Черского в восточных районах нашей страны.

Важную роль в земной коре играет и еще один вид дугообразных структур, связанных с определенной группой крупных разломов,— это структуры памирского типа (Пейве, 1956а), или структурные дуги 3-го рода. Они весьма отдаленно напоминают современные островные дуги, обнаруживая при сравнении с ними скорее черты различия, нежели черты сходства.

Главные особенности структурных дуг 3-го рода можно видеть на примере мезо-кайнозойских структур Северного Памира. Их длина по простиранию составляет 500—600 *км*, ширина 100—200 *км*; со временем последняя закономерно увеличивалась за счет чешуйчатого причленения к дуге более внутренних зон. С внешней стороны дуги размещен предгорный прогиб, заполненный континентальными молассами мощностью 5—6 *км*. Далее следует узкий чешуйчато-надвиговый пояс, расположенный в полосе карбонатно-терригенных отложений. Он полого уходит под дугу на глубину до 10—12 *км* (судя по мощности мезо-кайнозойского седиментного слоя), местами целиком перекрывая внешний предгорный прогиб. Еще далее, за чешуйчато-надвиговым поясом, располагается полоса крутых поднятий, интрудированных небольшими телами гранитоидов. Система замыкается глубокой впадиной, выполненной карбонатно-терригенными или терригенными отложениями. Все эти элементы дуги под прямым или тупым углом причленены к крупному диагональному разлому — сдвигу (который ограничивает всю систему сбоку) и развиваются в связи с горизонтальными перемещениями по этому последнему.

Другие примеры структурных дуг 3-го рода — район Копет-Дага и Эльбурса, Западные Карпаты, Алайский хребет в позднем палеозое и т. д. В строении некоторых дуг (Западные Карпаты, см. стр. 160) принимает участие мощный флиш с примесью пестроцветной молассы, обычно же они сложены формациями орогенного ряда, главным образом середины и конца вторично-геосинклинальной стадии.

Структурные дуги 1-го, 2-го и 3-го рода в заключительные стадии развития обычно перестают существовать как обособленные сооружения. Они либо осложняются брахигеосинклиналями, которые затем их поглощают, либо теряются на фоне всеобщих поднятий той или иной амплитуды на большой площади, либо причленяются к более древним, ранее консолидированным зонам.

При этом лишь отдельные участки некоторых дуг могут сохраняться чрезвычайно долгое время как самостоятельные, дугообразные в плане поднятия. Таков, например, Северный Тянь-Шань — реликтовый участок каледонской дуги 1-го рода. Как отмечено выше, это поднятие возникло еще в конце ордовика и просуществовало именно как поднятие на фоне то ослабевавших, то усиливавшихся дифференцированных вертикальных движений вплоть до настоящего времени. Сюда же, вероятно, относится Туркестано-Гиссарская горная система — реликт структурной дуги Урала и Южного Тянь-Шаня; как устойчивое поднятие данная система существует с конца девона. Эти и подобные им тектонические сооружения в литературе именно и называются областями неплатформенного и негеосинклинального развития. В новейший этап они претерпели наиболее энергичное воздымание.

Обширные области проседаний позади структурных дуг проходят через те же стадии геосинклинального развития, что и дуги. Однако вследствие иной формы эти области приобретают свои специфические особенности и сопровождаются своими системами разломов; отличаются они также и между собой. Наиболее крупные из них, связанные со структурными дугами 1-го рода, достигают в поперечнике 1000 *км*. Они закладываются на океанической коре и отличаются сильно расчлененным тектоническим рельефом с полным набором первично- и вторично-геосинклинальных формаций. Такова, например, Джунгаро-Балхашская впадина в раннем палеозое, силуре и девоне. Области, связанные с дугами 2-го рода, обладают соответственно меньшими размерами, не более 600 *км* в поперечнике. Они возникают только на континентальной коре и заполняются вторично-геосинклинальными формациями с преобладанием в них магматических пород порфировой формации (как это имело место, например, в Токрауской впадине и соседних районах Восточного Прибалхашья в позднем палеозое). Области позади структурных дуг 3-го рода занимают площадь обычно не более 300 *км* в поперечнике. Их выполняют главным образом вторично-геосинклинальные формации, среди которых преобладают образования осадочного происхождения. Типичным примером подобных структур может служить Центральный и Южный Памир в пермо-триасе и юре.

Изложенные данные по Казахстану и Средней Азии неоспоримо свидетельствуют о прогрессивном разрастании континентальной коры на громадной территории и о потере ею общей мобильности по мере этого роста. Сначала, в условиях океанической коры, возникают структурные дуги 1-го рода, которые затем воздымаются, полукружиями обволакивая обширные участки относительного проседания (см. фиг. 90—92). Последние проходят первично-геосинклинальную стадию, после чего в них зарождаются структурные дуги 2-го рода, параллельные дугам 1-го рода и как бы в плане в них вложенные (фиг. 93, 94). К этому моменту дуги 1-го рода уже успевают пройти вторично-геосинклинальную стадию, и когда они вступают в стадию остаточных геосинклиналей, в дугах 2-го рода и в облекаемых ими областях прогибания начинается вторично-геосинклинальная стадия. Соответственно этому осадочные и магматические формации от внешних дуг к внутренним переходят на более высокие стратиграфические уровни, что было показано при описании, например, Успенской зоны. В дугах 2-го рода вторично-геосинклинальная стадия очень ненадолго сменяется остаточно-геосинклинальной, после чего оба типа дуг практически почти одновременно вступают в стадию платформенного развития (см. фиг. 95, 96).

Структурные дуги 3-го рода, парагенетически связанные с крупными сдвигами и надвигами, развиваются несколько иначе. Они и появляются позже, главным образом в конце вторично-геосинклинальной стадии, и захватывают в основном только верхние слои земной коры. Однако механизм их разрастания в принципе такой же, как и в дугах 1-го и 2-го

рода: сначала возникает внешнее дугообразное поднятие, затем к нему с внутренней стороны причленяются приподнимающиеся участки впадин. Иногда это продолжается много раз, в результате чего ширина дуги 3-го рода может стать больше ее длины.

Общепринятое деление истории геологического развития Казахстана и Средней Азии по главным этапам выглядит следующим образом. Каледонский этап (кембрий, ордовик, силур, частично девон) — формирование структурной дуги 1-го рода и ее внутренней впадины. Герцинский этап (поздний девон, карбон, пермь) — разрушение структурной дуги 1-го рода и ее внутренней впадины, формирование структурной дуги и впадины 2-го рода. Мезозойский этап (триас, юра, мел, отчасти палеоген) — платформенное развитие области структурных дуг 1-го и 2-го рода и их внутренних впадин, формирование в приплатформенной зоне структурной дуги и впадины 3-го рода. Альпийский этап (конец палеогена, неоген, четвертичное время) — оживление тектонических движений на всей территории казахско-среднеазиатского сегмента земной коры, особенно в структурной дуге 3-го рода и в реликтах других структурных дуг.

## 2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Главные разломы Казахстана и Средней Азии в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя претерпели существенные изменения, которые коснулись каждого из разломов (табл. 4). В сбросовых зонах, например, неоднократно менялся знак вертикальных движений; сброс становился то правым, то левым или оба его крыла одновременно то воздымались, то погружались. Некоторые левые сдвиги со временем превращались в правые, и даже в надвиговых зонах направление горизонтальных перемещений не оставалось постоянным. Но самое главное — разломы переходили из одного класса в другой: сбросы становились сдвигами и надвигами или, наоборот, в зонах надвигов и сдвигов возникали сбросы. Значительная часть разломов изменялась и пространственно; они проявлялись как огромные швы или как второстепенные нарушения либо совсем и надолго затухали, а потом снова возрождались в том же или в другом качестве.

В области каледонской стабилизации глубинные разломы получили наиболее широкое распространение в раннем и среднем палеозое. Движения по ним сначала были преимущественно вертикальными, затем заметная роль стала принадлежать перемещениям по горизонтали. Начиная с девона развитие многих разломов приостанавливалось. Так, например, в девоне не проявлялись разломы Чилико-Кеминский, Заилийский, Центрально-Терскейский; в позднем девоне, карбоне и перми — Ангренсорский, Акканбурлукский; в позднем палеозое — Барлыколь-Атансорский, Ичкелетауский, Центрально-Терскейский. Наибольшее число потухших разломов в области каледонской стабилизации приходится на триас, юру, мел и палеоген. Многие разломы, в основном сбросы и сдвиги, возродились снова только на альпийском этапе. Вместе с тем некоторые разломы, например Западно-Улутавский, Главный Каратауский, Главный Тянь-Шаньский и Атбашинский, которые зародились еще в протерозое, существовали непрерывно в течение всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Область герцинской стабилизации сильнее всего была расчленена глубинными разломами в среднем и позднем палеозое. Отдельные разломы, насколько можно установить, зародились в раннем палеозое (например, Спасский, Южно-Ферганский), а некоторые — в докембрийское время (Чингизский, возможно, Северо-Гиссарский). Однако о раннепалеозойской истории подавляющего большинства этих разломов мы знаем вообще очень мало, так как либо не сохранились их руководящие

Таблица 4

| Область стабилизации | Разлом | $Pz_1$ | S | D | $D_3+C_1$ | $Pz_3$ | T + J | Cr+Pg | N + Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Каледонская | Ангренсорский | П. сбр. | Опуск. | Л. сдв. | Затух. | Затух. | П. сдв. | Л. сбр. | Затух. |
| | Барлыколь-Атансорский | » » | П. сдв. | П. сдв. | П. сдв. | » | Затух. | П. сбр. | П. сдв. |
| | Восточно-Тенгизский | Л. сбр. | П. сбр. | П. сбр. | Л. сбр. | Л. сбр. | » | Затух. | Л. сбр. |
| | Акканбурлукский | П. сдв. | П. сдв. | Л. сбр. | Затух. | — | — | — | — |
| | Александровско-Дороговский | — | Надв. | П. сбр. | П. сбр. | П. сбр. | Затух. | — | — |
| | Кирейский | П. сбр. | Подн. | » » | П. сдв. | » » | » | Затух. | П. сдв. |
| | Каиндинский | — | Л. сбр. | » » | » » | » » | » | » | » » |
| | Западно-Улутавский | Л. сбр. | » » | » » | П. сбр. | Надв. | Л. сбр. | Л. сбр. | Л. сбр. |
| | Джалаир-Найманский | П. сбр. | П. сбр. | П. сдв. | П. сдв. | » | Затух. | » » | П. сдв. |
| | Главный Каратауский | Л. сбр. | Л. сбр. | Л. сбр. | Л. сбр. | Подн. | П. сдв. | П. сбр. | П. сбр. |
| | Чуйский | — | — | — | — | Л. сбр. | Затух. | Л. сбр. | Л. сбр. |
| | Ичкелетауский | П. сдв. | П. сбр. | П. сбр. | П. сдв. | Затух. | » | Затух. | П. сдв. |
| | Чилико-Кеминский | П. сбр. | Л. сбр. | Затух. | Л. сбр. | П. сбр. | » | Подн. | П. сбр. |
| | Заилийский | — | П. сбр. | » | П. сбр. | » » | Л. сбр. | Затух. | Л. сбр. |
| | Центрально-Терскейский | П. сбр. | » » | » | » » | Затух. | — | — | — |
| | Главный Тянь-Шанский | » » | Надв. | П. сбр. | » » | Надв. | Л. сбр. | Л. сбр. | Надв. |
| | Атбашинский | Л. сбр. | П. сбр. | » » | Л. сбр. | П. сбр. | » » | » » | Л. сбр. |
| Герцинская | Спасский | Л. сбр. | П. сбр. | Л. сдв. | Л. сдв. | Надв. | П. сдв. | Затух. | П. сдв. |
| | Успенский | — | Л. сбр. | » » | Надв. | П. сдв. | Затух. | » | » » |
| | Аксоран-Акджальский | — | П. сбр. | Л. сбр. | Л. сбр. | » » | » | » | » » |
| | Акбастауский | — | » » | **П. сбр.** | П. сбр. | П. сбр. | » | — | — |
| | Атасуйский | Л. сбр. | » » | **П. сдв.** | П. сдв. | П. сдв. | » | Затух. | П. сдв. |
| | Жамшинский | — | — | **Л. сбр.** | » » | » » | » | » | » » |
| | Актасский | — | Л. сбр. | **П. сбр.** | » » | » » | » | » | » » |
| | Центрально-Казахстанский | — | — | **Л. сбр.** | Опуск. | Л. сбр. | » | — | — |
| | Аягуз-Ащисуйский | Л. сбр. | П. сдв. | **П. сдв.** | Л. сбр. | П. сдв. | » | Затух. | » » |
| | Чингизский | Л. сдв. | Л. сдв. | » » | П. сдв. | » » | » | П. сбр. | П. сдв. |
| | Восточно-Аркалыкский | — | П. сбр. | П. сбр. | » » | Подн. | » | » » | — |
| | Баканасский | — | — | Л. сбр. | Л. сбр. | П. сдв. | » | Затух. | П. сдв. |
| | Джунгарский | — | — | » » | » » | » » | » | П. сбр. | » » |
| | Таласо-Ферганский | — | Л. сбр. | П. сдв. | П. сбр. | » » | П. сдв. | П. сдв. | » » |
| | Кумбельский | Л. сбр. | П. сбр. | — | » » | » » | » » | Л. сбр. | П. сбр. |
| | Прикураминский | — | — | — | Л. сбр. | П. сбр. | Затух. | П. сбр. | » » |
| | Джизакский | — | Л. сбр. | П. сбр. | » » | П. сдв. | » | » » | » » |
| | Южно-Ферганский | Л. сбр. | П. сбр. | » » | Опуск. | Л. сбр. | П. сбр. | Л. сбр. | Л. сбр. |
| | Туркестанский | — | » » | Л. сбр. | Л. сбр. | » » | » » | Подн. | » » |
| | Зеравшанский | — | Л. сбр. | П. сбр. | П. сбр. | Подн. | » » | Л. сбр. | Подн. |
| | Северо-Гиссарский | Л. сбр. | » » | Л. сбр. | Л. сбр. | П. сбр. | Л. сбр. | » » | » |
| | Южно-Гиссарский | — | » » | » » | » » | Л. сбр. | П. сбр. | П. сбр. | П. сбр. |
| Альпийская | Вахшский | — | — | — | — | — | Надв. | Надв. | Надв. |
| | Дарваз-Каракульский | — | — | — | П. сбр. | П. сбр. | Опуск. | » | » |
| | Акбайтальский | — | — | — | Л. сбр. | Л. сбр. | П. сбр. | П. сбр. | » |
| | Аксу-Мургабский | — | — | — | — | Опуск. | Л. сбр. | П. сдв. | П. сбр. |

Примечание. В таблице приняты следующие сокращения: П. сбр. — правый сброс, Л. сбр. — левый сброс, П. сдв. — правый сдвиг, Л. сдв. — левый сдвиг, Надв. — надвиг, Опуск. — общее опускание крыльев разлома, Подн. — общее поднятие крыльев разлома, Затух. — затухание разлома.

признаки, либо разломы тогда еще не проявлялись. Расцвет глубинных разломов в области герцинид приходится главным образом на конец среднего и поздний палеозой, причем для позднего палеозоя, как и для каледонид в конце цикла, здесь устанавливается наибольшее число действовавших разломов с преобладанием горизонтальных подвижек по ним. Период затухания разломов приходится на триас и юру. В это время затухали разломы Успенский, Аксоран-Акджальский, Акбастауский, Атасуйский, Жамшинский, Актасский, Кусакский, Аягуз-Ащисуйский, Чингизский, Восточно-Аркалыкский, Баканаский, Джунгарский, Прикураминский, Джизакский. Многие из них, в основном казахстанские, находились в состоянии покоя и в палеогеновое время, но с неогена наметилось их повсеместное обновление. В Казахстане преобладающее значение получили сдвиги небольшой амплитуды, в Тянь-Шане — сбросы и взбросы, амплитуда которых достигла сотен метров. Сквозное развитие на протяжении всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя устанавливается для Южно-Ферганского и Северо-Гиссарского разломов в Тянь-Шане.

Разломы области альпийской стабилизации датируются в основном поздним девоном — четвертичным периодом. В карбоне и перми это были главным образом сбросы, с конца мезозоя и особенно в неогене — надвиги и сдвиги. Некоторые из разломов, возможно, проявлялись и в более раннее время (например, Дарваз-Каракульский — в раннем палеозое), но в связи с последующими горизонтальными передвижками что-нибудь определенное о них сказать нельзя.

При всех структурных различиях областей каледонской, герцинской и альпийской стабилизации в них с некоторыми исключениями восстанавливается один тип развития разломов, который укладывается в следующую общую схему: зарождение — вертикальные движения — горизонтальные движения — затухание — обновление. Очевидно, мы можем говорить о каледонском, герцинском и альпийском циклах развития глубинных разломов земной коры, причем два первых цикла на рассматриваемой территории полные, альпийский же еще не закончился.

Поскольку каледониды сменяются герцинидами, а герциниды — альпидами не только во времени, но и в пространстве, каждый из циклов смещается от зоны к зоне; такая миграция весьма отчетлива для геологической истории Казахстана и Тянь-Шаня; намечается она также в салаиридах и каледонидах Горного Алтая (Кузнецов, 1963) и во многих других районах. Таким образом, каждый последующий цикл развития разломов как бы повторяет предыдущий, но уже на новой, соседней территории, которая к этому моменту оказывается наиболее подвижной. При этом разломы, естественно, приобретают и некоторые новые свойства.

В отдельных районах (как, например, на Балкано-Анатолийской или Японской дугах) процесс образования разломов локализуется в одном месте, где возможно повторение нескольких циклов их развития. Однако эти районы менее благоприятны для изучения цикличности глыбовых движений ввиду перекрытия сетки разломов одного цикла сеткой другого, последующего цикла.

Чтобы выяснить как и в какие именно стадии развития менялись главные свойства глубинных разломов в рамках каждого из циклов и от цикла к циклу, рассмотрим разломы в связи с основными тектоническими элементами земной коры, которые кратко были разобраны в предыдущем разделе.

В структурных дугах 1-го рода преобразование глубинных разломов происходит в несколько стадий. В первично-геосинклинальную стадию здесь возникли два типа разломов — внешние и внутренние, нарушающие тонкую, или океаническую, земную кору (см. фиг. 90).

Внешние разломы, расположенные с выпуклой стороны дуг, в плане также дугообразны и круто падают от миогеосинклинального желоба под основное поднятие. Они представляли собой систему поверхностей ска-

лывания и в отдельные отрезки геологического времени превращались в зоны растяжения, куда внедрялись небольшие порции основной и ультраосновной магмы. По присутствию последних внешние разломы можно отнести к числу гипогенных глубинных нарушений. Вместе с тем в зонах некоторых разломов ультраосновные породы, как, например, на Урале, могут являться не интрузивными образованиями, а тем подкоровым слоем, на котором возникали первичные эвгеосинклинали (Москалева, 1964). Впрочем, это интересное представление пока еще не подкреплено достаточным количеством аргументов.

В Казахстане и Средней Азии внешними мы считаем разломы Западно-Улутавский, Главный Каратауский и Главный Тянь-Шаньский в раннем палеозое. Таким же, по-видимому, был Сарасинско-Курайский глубинный разлом, проходящий по границе Ануйско-Чуйской и Бийско-Катунской структурно-формационных зон (Кузнецов, 1963). Этот шов состоит из трех сместителей, с которыми местами связаны кембрийские гипербазиты. Все эти дугообразные разломы в начале палеозоя играли, на наш взгляд, такую же роль, какую сейчас играют периокеанические разломы в современных зрелых островных дугах (Хаин, 1963).

Внутренние первично-геосинклинальные разломы структурных дуг 1-го рода более короткие и прямолинейные. Они простираются в нескольких направлениях и в плане делят всю площадь дуги на закономерную систему ромбов и параллелограммов. Сначала эти разломы возникали как крупные трещины скалывания, а затем, на протяжении всей первично-геосинклинальной стадии, имели характер зон растяжения: вдоль них возникали геосинклинали, вытягивались гипербазитовые пояса, внедрялись интрузии гранитоидов и местами проявлялась вулканическая деятельность; по некоторым из внутренних разломов происходили сдвиговые подвижки.

О действительной глубине проникновения внутренних разломов в земную кору судить трудно. Можно думать, что они являются менее глубинными, чем внешние разломы, и представляют собой как гипогенные, так и мезогенные зоны. В систематике А. В. Пейве (1956а) и В. Е. Хаина (1963) они занимают место геосинклинальных или граничных внутригеосинклинальных [1] разломов, отделяющих геосинклинальные системы от срединных массивов и геосинклинальные прогибы от геоантиклинальных поднятий.

Внутренними разломами в Казахстане и Тянь-Шане являются Аккан-бурлукский, Кирейский, Восточно-Улутавский, Ичкелетауский, Чилико-Кеминский и другие; в Алтае-Саянской области, судя по данным Н. С. Зайцева (1963),— Алтае-Салаирский, Кузнецко-Алтайский, Шапшальский и другие, расположенные восточнее полосы дугообразных нарушений, проходящей по краю Ануйско-Чуйского синклинория.

Во вторично-геосинклинальную стадию внешние и внутренние разломы структурных дуг 1-го рода, в связи с всеобщим воздыманием последних и внедрением в них больших масс гранитов, преобразовались следующим образом. Первоначально вдоль них заложилось много надвигов и взбросов, возникли зоны складчатости и смятия, вытянулись гранитные пояса. Примерами подобных структур служат Курайский и Чокракский разломы Горного Алтая, вдоль которых вытянуты древнекаледонские гранитоиды, зоны смятия и метаморфизма каледонского возраста, а также крутые взбросы и чешуйчатые надвиги (Кузнецов, 1963). В Балкано-Анатолийской дуге к подобным структурам можно приравнять крутые и пологие надвиги и покровы, широко развитые по выпуклой стороне дуги, проходящей вдоль побережья Адриатического и Средиземного морей; как известно, они отрывают от глубинных корней и далеко смещают альпийские основные интрузии. В Казахстане и Тянь-

[1] В дальнейшем эти разломы мы будем называть граничными геосинклинальными.

Шане надвиговые смещения, приуроченные к вторично-геосинклинальной стадии каледонского цикла, можно предполагать по Александровско-Дороговскому и Главному Тянь-Шаньскому разломам. Не исключено, что с горизонтальными подвижками по этим и другим дизъюнктивам связано образование некоторых метаморфических комплексов среди древних толщ Улутау и Северного Тянь-Шаня. Все разломы начала вторично-геосинклинальной стадии в структурных дугах 1-го рода являются мезоглубинными, а по структурным парагенезам — приорогенными.

По мере дальнейшего разрастания структурных дуг 1-го рода главную роль в них начинают играть деформации растяжения. В зону поднятий вовлекаются миогеосинклинальные желоба, внешние разломы становятся внутренними. К концу вторично-геосинклинальной стадии в структурных дугах 1-го рода мы видим только одни сбросы, ограничивающие брахигеосинклинали, которые вытягиваются вдоль и поперек дуг (см. фиг. 92). С ними бывают парагенетически связаны небольшие гранитные массивы, а местами, ближе к внутренней стороне дуг, вспыхивает вулканическая деятельность (извержение порфиритов). Таким образом, вторично-геосинклинальная стадия в развитии структурных дуг 1-го рода является временем превращения периокеанических и граничных геосинклинальных разломов, в основном гипоглубинных, сначала в разломы приорогенные, мезоглубинные, а затем в межглыбовые (Хаин, 1963), мезо- и эпиглубинные.

В остаточно-геосинклинальную стадию структурные дуги 1-го рода, как уже отмечалось, распадаются, перекрываясь обширными брахигеосинклиналями. Последние ограничены достаточно крупными разломами, но какие-либо связанные с ними магматические проявления отсутствуют. Разломы остаточно-геосинклинальной стадии носят явно эпиглубинный характер и принадлежат к категории межглыбовых сбросов. Яркими примерами таких нарушений в Казахстане служат Александровско-Дороговский, Кирейский, Восточно-Улутавский и некоторые другие позднепалеозойские разломы.

В стадию платформенного развития многие разломы структурных дуг 1-го рода затухают, в ряде мест появляются новые нарушения, а впоследствии возрождаются и некоторые старые, что особенно характерно для Северного Тянь-Шаня. Масштаб нарушений обычно невелик, и лишь единичные разломы могут достигать «базальтового» слоя, выводя на поверхность небольшие порции лав основного состава. Такие разломы известны в Казахстане (Западно-Улутавская зона), в Северном Тянь-Шане (Чилико-Кеминский, Атбашинский), в Алтае и Саянах (Саяно-Тувинский и др.); чаще всего они встречаются в реликтах структурных дуг 1-го рода.

Большинство глубинных разломов платформенной стадии являются межглыбовыми, но некоторые имеют характер перикратонных нарушений (Хаин, 1963). Таков, возможно, Таласо-Ферганский разлом, который в триасе и юре отделял область платформенного поднятия (Северный Тянь-Шань) от области интенсивного прогибания и складчатости (Восточно-Ферганский прогиб). Однако наилучшим примером разломов перикратонного типа в Средней Азии является разлом между Туранской плитой и Копет-Дагом. На Красноводско-Балханском участке этот разлом, по данным глубинного сейсмического зондирования, достигает подошвы «базальтового» слоя (см. фиг. 1).

В структурных дугах 2-го рода расположение глубинных разломов и процесс их формирования иные, чем в дугах 1-го рода. Структурный рисунок разломов здесь не отвечает общей конфигурации дуги. Это связано с тем, что зарождались они еще до появления структурной дуги 2-го рода, во впадинах позади структурных дуг 1-го рода, и подчинялись ромбовидной в плане форме этих впадин. В то время они являлись гипогенными геосинклинальными сбросами и сбросо-сдвигами и непосред-

ственно нарушали кору океанического типа. Самые крайние (и крупные) из них, ближайшие к структурной дуге 1-го рода, в плане сопрягались друг с другом под тупыми углами, а внутренние — под острыми. Вследствие этого разломы непосредственно позади структурных дуг 1-го рода по расположению напоминают огромный веер, открытый в сторону впадин. Такое расположение сохранялось на протяжении всей первично-геосинклинальной стадии развития разломов.

Когда во вторично-геосинклинальную стадию позади структурной дуги 1-го рода формировалась структурная дуга 2-го рода, веерообразный план строения разломов сохранялся практически неизменным, а сами разломы как бы приобретали характер касательных относительно концентрических структур внутри дуги. Под воздействием субмеридионального сжатия при поднятии дуги они трансформировались из сбросов в сдвиги. Не случайно, что в Казахстане, например, подавляющее большинство разломов в отложениях девона, карбона и перми на площади Атасу-Тектурмасской дуги (2-го рода) — это правые и левые сдвиги (Спасский, Успенский, Атасуйский, Джалаир-Найманский). Аналогичным образом ведут себя разломы и в Сихотэ-Алиньской мезозойской дуге 2-го рода, среди которых в последние годы также установлены крупные сдвиги (Иванов, 1961; Бурдэ и др., 1963; Паклин, 1963; Силантьев, 1963).

В течение вторично-геосинклинальной стадии, когда структурные дуги 2-го рода интрудировались большими массами гранитного материала и испытывали максимальное воздымание, сдвиговые перемещения по разломам дополнялись крупноамплитудными надвигами. Разломы становились приорогенными, они контролировали мощные поднятия и ограничивали складчатые и гранитные пояса; таковы, например, Успенская и Спасская зоны в позднем палеозое.

Остаточно-геосинклинальная стадия в развитии разломов структурных дуг 2-го рода очень непродолжительна. После внедрения гранитов дуги 2-го рода довольно быстро стабилизировались и, причленяясь к дугам 1-го рода, превращались в платформу. В это время почти все разломы надолго затухали. Таким образом, главной стадией развития глубинных разломов структурных дуг 2-го рода была вторично-геосинклинальная. В ходе ее предшествующие гипогенные и граничные геосинклинальные глубинные разломы становились мезоглубинными, сбросы — сдвигами и надвигами, после чего активность глыбовых движений резко спадала.

Подъем структурной дуги 2-го рода и внедрение в нее гранитных интрузий влекли за собой проседание соседних, облекаемых дугой участков и локализацию на их месте обширной впадины. В течение вторично-геосинклинальной стадии в этой структуре появилось много новых разломов, которые располагались по радиусам. При этом радиальная сетка нарушений полностью перекрывала и перерабатывала нарушения первично-геосинклинальной стадии. По своему характеру все новообразованные разломы являются межглыбовыми мезоглубинными сбросами, сбросо-сдвигами и раздвигами, контролирующими размещение кислых эффузий и гранитных штоков. Они залечивались главным образом в конце вторично-геосинклинальной стадии, и время их существования как системы было еще более коротким, чем системы разломов в структурных дугах 2-го рода. К числу нарушений этого типа мы относим средне-верхнепалеозойские разломы Токрауской впадины Центрального Казахстана (см. фиг. 93, 94).

Развитие разломов структурных дуг 3-го рода может быть прослежено в течение лишь некоторой части вторично-геосинклинальной стадии. Как подчеркивалось выше, структурные дуги 3-го рода исключительно подвижны в латеральных направлениях, и древние разломы в них оказываются тектонически перекрытыми, а молодые — оторванными от

своих древних корней. Некоторые из них в самом начале вторично-геосинклинальной стадии ограничивали области проседания, заполнявшиеся мощными осадочными толщами, или служили каналами эффузий, представляя собой мезогенные сбросы. В это время они могли отделять платформенные участки от геосинклинальных и выполнять роль перикратонных разломов (Хаин, 1963) или разломов краевых прогибов (Пейве, 1956). Таким был, вероятно, Дарваз-Каракульский разлом Северного Памира в конце палеозоя — начале мезозоя.

По мере роста структурной дуги 3-го рода главная роль в ней начинала принадлежать крутым и пологим надвигам значительной амплитуды, которые приурочивались обычно к ее внешнему (выпуклому) краю. В отличие от предшествующих сбросов, надвиги не выходили за пределы седиментного слоя и являлись эпиглубинными приорогенными разломами (например, альпийский Вахшский надвиг в Памиро-Алае). Лишь некоторые из них, наиболее крутые, могли, по-видимому, достигнуть магматического очага (так или иначе, смещения по их поверхностям в некоторых случаях сопровождались внедрениями небольших гранитных тел в структуру дуги). В связи с надвиговыми перемещениями в структурных дугах 3-го рода развивалась напряженная складчатость нескольких порядков, поэтому внешние дугообразные разломы типа Вахшского еще вполне можно называть соскладчатыми. В противоположность этому впадины позади структурных дуг 3-го рода, энергично проседавшие, осложнялись межглыбовыми эпиглубинными сбросами и простой складчатостью с пологим или почти горизонтальным залеганием пластов.

В новейший этап (конец палеогена — четвертичный период) основные тектонические элементы земной коры, прошедшие полный цикл геосинклинального развития и стадию платформенного затухания, вновь оживляются. На площади былых структурных дуг и смежных с ними внутренних впадин появляется большое число дизъюнктивных нарушений — возрожденных и новообразованных (см. фиг. 97 и табл. 4). Это, как правило, межглыбовые эпиглубинные сдвиги и сбросы. При значительной протяженности их амплитуда очень невелика. Исключение составляют участки структурных дуг, долгое время (несколько периодов) находившиеся в состоянии воздымания. Осложняющие их разломы (сбросы и взбросы) характеризуются амплитудами геосинклинального порядка и могут достигать «базальтового» слоя. Остальные структуры, в новейший этап продолжающие геосинклинальное развитие, сопровождаются разломами соответствующей этому стадии.

На основании всего сказанного мы приходим к выводу, что эволюция глубинных разломов земной коры совершается в течение пяти главных стадий: первично-геосинклинальной, вторично-геосинклинальной, остаточно-геосинклинальной, платформенной и неотектонической.

Как показывает табл. 5, глубинные разломы каждой из стадий наделены своими особенностями, которые более или менее выдерживаются в разных тектонических элементах. Соответственно этому мы выделяем пять главных типов глубинных разломов, а именно: 1) первично-геосинклинальные, по своему характеру главным образом гипоглубинные, периокеанические и граничные геосинклинальные, с преобладанием сбросов, взбросов и сбросо-сдвигов; 2) вторично-геосинклинальные — приорогенные и межглыбовые, мезо- и эпиглубинные, с широким развитием надвигов, взбросов, сдвигов, сбросов и раздвигов; 3) остаточно-геосинклинальные — межглыбовые эпиглубинные сбросы; 4) платформенные — перикратонные и межглыбовые, эпи- и гипоглубинные сбросы и сдвиги, временами затухающие; 5) неотектонические — межглыбовые эпиглубинные сдвиги и сбросы, в реликтах структурных дуг — гипо- и эпиглубинные сбросы и взбросы, в структурных дугах 3-го рода — приорогенные, эпиглубинные надвиги и сдвиги.

Таблица 5

| Стадия развития | Разломы структурных дуг 1-го рода | Разломы внутренней впадины 1-го рода | Разломы структурных дуг 2-го рода | Разломы внутренней впадины 2-го рода | Разломы структурных дуг 3-го рода | Разломы внутренней впадины 3-го рода | Разломы реликтов структурных дуг |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Первично-геосинклинальная | Периокеанические, граничные геосинклинальные, гипо- и мезоглубинные сбросы, взбросы и сдвиги | Граничные геосинклинальные, гипоглубинные сбросы и сбросы-надвиги | — | — | — | — | — |
| Вторично-геосинклинальная | Приорогенные, мезоглубинные надвиги, взбросы и сбросы | — | Приорогенные, мезоглубинные сдвиги и надвиги | Межглыбовые мезоглубинные сбросы и раздвиги | Приорогенные, эпиглубинные надвиги и сдвиги | Межглыбовые, эпиглубинные сбросы и раздвиги | — |
| Остаточно-геосинклинальная | Межглыбовые, эпиглубинные сбросы | — | Межглыбовые, эпиглубинные сбросы | | — | — | — |
| Платформенная | Перикратонные, межглыбовые, гипоглубинные сбросы и сдвиги | — | Межглыбовые, эпиглубинные сбросы и сдвиги | | — | — | — |
| Неотектоническая | Межглыбовые, эпиглубинные сдвиги и сбросы | | | | Приорогенные, эпиглубинные надвиги и сдвиги | Межглыбовые, эпиглубинные сбросы | Межглыбовые, гипо- и эпиглубинные сбросы и взбросы |

Изменение свойств разломов происходит в двух направлениях — в латеральном и снизу вверх, что, по-видимому, связано с разрастанием континентальной коры и ее стабилизацией как по горизонтали, так и по вертикали.

Существует мнение (Жданов, 1964), что при разрастании коры по вертикали магматические очаги перемещаются из верхней мантии в базальтовый слой, а затем и в гранитный. Вероятно, именно вследствие такого перемещения глубинность разломов, контролирующих эти очаги, уменьшается; и не случайно, что одни и те же разломы, от первично-геосинклинальной стадии к платформенной, последовательно переходят вверх от гипогенного уровня к мезогенному, а затем и вовсе становятся эпиглубинными, не связанными с магматическими очагами, которые в данном процессе, при неуклонном снижении температуры, очевидно, прекращают существование.

Точно так же и в латеральном направлении магматические очаги, по мере разрастания платформенных участков и отступания от них подвижных зон, неизбежно оказываются на стратиграфически более высоких уровнях (например, при переходе от структурных дуг 1-го рода к структурным дугам 2-го рода) и, теряя тепловую энергию, застывают; глубинные же разломы при этом изменяются от гипогенных к мезогенным и, наконец, становятся эпиглубинными.

### 3. СИСТЕМЫ И ПОРЯДКИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ПАЛЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Воссоздание картины тектонических напряжений в земной коре, особенно для отдельных этапов ее развития, представляет чрезвычайно трудную задачу. Деформации, по которым устанавливаются поля напряжений, слишком разнообразны, находятся между собой в сложнейших соотношениях и, кроме того, претерпевают большие качественные и количественные изменения как в пространстве, так и во времени. Причины, вызвавшие эти деформации, также различны. Теоретически это могут быть напряжения горизонтальные, вертикальные, наклонные, общепланетарные, региональные, местные и другие, которые, воздействуя на крайне гетерогенные в механическом смысле массы коры, преломляются в каждой из них по-своему.

Общераспространен метод анализа полей напряжений по характеру и направлению перемещений твердых пород в зонах разрывов, образующих в жесткой земной коре устойчивые системы. По сдвигам и надвигам, например, уверенно судят о тангенциальных стрессах, по сбросам и раздвигам — о горизонтальных и вертикальных напряжениях растяжения. Большинство работ этого направления посвящено анализу динамики и кинематики трещинных и разрывных структур рудных месторождений. Менее многочисленны (и аргументированы) работы, касающиеся глубинных разломов крупных сегментов земной коры и Земли в целом; в основе этих работ лежат, скорее, теоретические выкладки, чем фактический материал. Не случайно, что до сих пор в нашей и зарубежной литературе спорят о том, какие движения и какие силы в земной коре являются господствующими — горизонтальные или вертикальные. Одни авторы отдают предпочтение первым, другие — вторым.

При анализе глубинных разломов с целью выяснения общего характера напряжений в крупных сегментах земной коры очень важно различать порядки разломов, что не всегда делается согласованно из-за различия представлений по этому вопросу.

Одни исследователи считают, что разломы длиной в сотни километров принадлежат к числу нарушений 1-го порядка (Невский, 1959). Однако, как было показано выше, значение разломов с такой длиной далеко не всегда одинаково: в Казахстане, например, Чингизский, разлом

нельзя отождествлять с Актасским, а Актасский — с Жамшинским, поскольку все эти нарушения разномасштабны.

Дж. Моуди и М. Хилл (Moody, Hill, 1956) в основу выделения разломов разного порядка (преимущественно сдвигов) кладут динамический принцип. К числу первопорядковых они относят сдвиги северо-западного (330°) и северо-восточного (30°) простираний, движения вдоль которых (соответственно право- и левосторонние) обусловлены общепланетарным меридиональным сжатием. Разломами 2-го порядка, по их мнению, служат сдвиги, простирающиеся на ССВ 15°, ЗСЗ 285° (правые) и на ВСВ 75°, ЗСЗ 345° (левые), обусловленные напряжениями в зонах сдвигов 1-го порядка. К разломам 3-го порядка относятся сдвиги с простиранием СЗ 330°, СВ 60° (правые) и СВ 30°, СЗ 300° (левые), подчиненные сдвигам 2-го порядка, и т. д.

Динамический принцип также не может быть универсальным. Если руководствоваться только этим принципом, к числу разломов 1-го порядка можно, например, отнести группу параллельных правых сдвигов северо-западного простирания (или левых северо-восточного простирания), которые будут существенно отличаться друг от друга и по размерам, и по амплитуде горизонтального смещения, и по значению в качестве геологических границ. Таковы, в частности, уже упоминавшиеся сдвиги Чингизский, Актасский и Жамшинский или сдвиго-надвиги Спасский и Успенский в Центральном Казахстане. Кроме того, в зонах многих сдвигов 1-го порядка, в естественных условиях не всегда возможно определение нарушений более низких (согласно этой схеме) порядков; если же они устанавливаются, движения по ним могут быть и горизонтальными (того и другого знака), и вертикальными.

Интересные соображения о соподчиненности разломов высказаны В. Е. Хаиным (1963, 1964), который разделил их с учетом роли в разграничении крупных структур и глубины проникновения в земную кору. Это позволило установить следующий нисходящий ряд: разломы периокеанические, перикратонные, внутригеосинклинальные и межглыбовые. По представлениям В. Е. Хаина, разломы, отделяющие материки от океанов (периокеанические), являются одновременно и сверхглубокими. Разломы, отделяющие геосинклинальные системы от средних массивов (граничные внутригеосинклинальные), достигают перидотитового слоя С промежуточной оболочки. Наконец, межглыбовые разломы он считает в основном коровыми.

В то же время В. Е. Хаин справедливо указывал, что «Функция глубинных разломов по отношению к окружающим структурам может меняться не только в пространстве, но и во времени» (1963, стр. 20). Точно так же, как мы установили выше, со временем меняется и глубинность разломов. Таким образом, получается, что порядки разломов крайне неопределенны и неустойчивы. Между тем, как это отмечалось многими, в земной коре длительно существует например, планетарная или регматическая (первопорядковая) система глубинных разломов. Очевидно, все дело в том, как выявлять порядки разломов, поскольку один или даже два геологических признака, по которым они устанавливаются, проблемы все же не решают.

Опыт наших работ в Казахстане и Средней Азии показал, что для выявления порядков глубинных разломов необходимо учитывать их пространственную, временную, динамическую и кинематическую соподчиненность, т. е. использовать для этого комплекс признаков. При этом нами было выделено три главных группы разломов (1-го, 2-го и 3-го порядков), которые обладают следующими особенностями.

Разломы 1-го порядка вытянуты на многие сотни километров (500—1000 *км* и более). Их амплитуды достигают многих десятков километров по горизонтали и 10—15 *км* по вертикали. Эти разломы ограничивают структурные дуги, геосинклинальные системы, срединные массивы

и платформы. Длительность их развития охватывает несколько эр, начиная с первично-геосинклинальной, реже — с вторично-геосинклинальной стадии. По глубине проникновения в земную кору они могут быть гипогенными, мезогенными и эпигенными. Разломами 1-го порядка являются Чингизский, Спасский (с юго-западным продолжением), Западно-Улутавский, Джалаир-Найманский, Главный Каратауский, Главный Тянь-Шаньский, Атбашинский, Джизакский, Вахшский, Дарваз-Каракульский, Акбайтальский, Памиро-Каракорумский (см. фиг. 77).

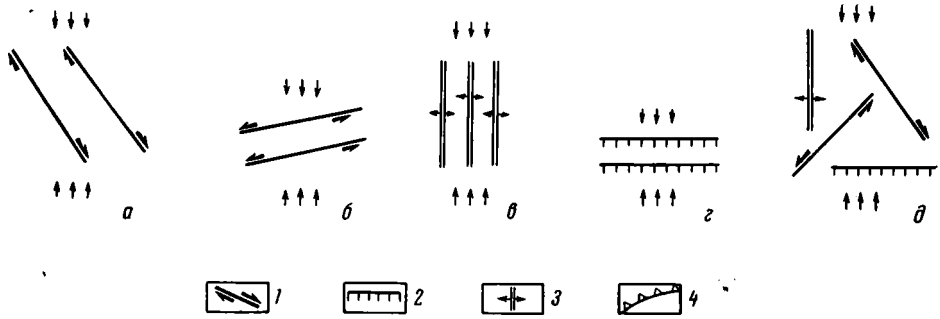
Разломы 2-го порядка вытянуты на несколько сотен километров. Амплитуды смещений по ним составляют первые десятки километров по горизонтали и до 5 *км* по вертикали. Эти разломы служат границами отдельных геосинклиналей, крупных глыб и межгорных прогибов. Они развиваются в течение многих периодов, начиная с вторично-геосинклинальной или, реже, с первично-геосинклинальной стадии. По глубине проникновения в земную кору они могут быть гипогенными, мезогенными и эпигенными. К разломам 2-го порядка относятся: Барлыколь-Атансорский, Акканбурлукский, Ангренсорский (Шидертинский), Кирейский, Каиндинский, Восточно-Улутавский, Аягуз-Ащисуйский, Баканасский, Джунгарский, Актасский, Успенский, Атасуйский, Ичкелетауский, Актюзский, Чилико-Кеминский, Заилийский, Центрально-Терскейский, Кумбельский, Прикураминский, Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский, Южно-Гиссарский, Аксу-Мургабский.

Разломы 3-го порядка достигают в длину многих десятков и первых сотен километров. Амплитуды смещения их крыльев — сотни метров и первые километры по вертикали и горизонтали. Эти разломы ограничивают крупные синклинальные прогибы и антиклинальные поднятия, блоки и глыбы. Они развиваются в течение нескольких периодов, обычно с вторично-геосинклинальной стадии и позднее и по глубине проникновения в земную кору могут быть мезогенными и эпигенными. Разломами 3-го порядка являются Кусакский, Жамшинский, Аксоран-Акджальский, Акбастауский и многие другие, оперяющие разломы 1-го и 2-го порядков или находящиеся между ними (см. фиг. 77).

Наиболее протяженные разломы казахско-среднеазиатского сегмента земной коры, безусловно, принадлежащие к числу нарушений 1-го порядка, распространены по всей территории сравнительно равномерно и простираются в северо-западном, северо-восточном, субмеридиональном и субширотном направлениях. Как отмечалось, эти же четыре направления крупнейших глубинных разломов сохраняются и в других районах СССР (Русская и Сибирская платформы, Кавказ, Алтай и Саяны, Забайкалье, Приморье, Северо-Восточные районы СССР и т. д.), а также в Европе, Азии, Африке, Австралии, Северной и Южной Америке. Таким образом, разломы 1-го порядка следует считать принадлежащими к общепланетарной системе и их происхождение связывать с общепланетарными напряжениями.

Если, например, разломы 1-го порядка вытянуты в северо-западном направлении и определяются как правые сдвиги, то их образование должно быть связано с субмеридиональным сжатием. Таким же напряжением, надо полагать, обусловлены северо-восточные левые сдвиги, субмеридиональные сбросы и субширотные надвиги (фиг. 100). Очевидно, присутствие любого из этих нарушений в данном сегменте земной коры может служить указанием на действие в его пределах именно субмеридионального сжатия.

Обращаясь к истории глыбовых движений в Казахстане и Средней Азии, происходивших по разломам 1-го порядка, мы находим либо субмеридиональные зоны растяжения (Западно-Улутавский разлом в раннем палеозое, девоне, мезозое и кайнозое), либо субширотные зоны сжатия (Главный Тянь-Шаньский разлом в силуре, позднем палеозое и на альпийском этапе; Вахшский надвиг в мезозое и кайнозое), либо правые




Фиг. 100. Системы разломов (*а, б, в, г, д*), обусловленных общепланетарным горизонтальным сжатием.

Условные обозначения к фиг. 100—103.

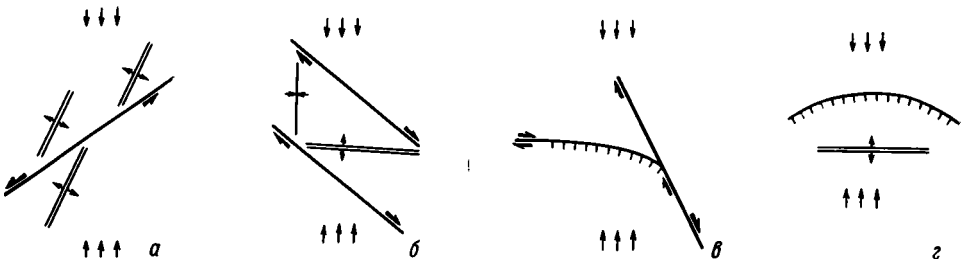
Разломы: *1* — скалывания (сдвиги); *2* — сжатия (надвиги, взбросы); *3* — растяжения (сбросы, раздвиги); *4* — границы между областями поднятия и прогибания

сдвиги северо-западного направления (Таласо-Ферганский разлом в девоне, позднем палеозое, мезозое и кайнозое), либо, наконец, левые сдвиги северо-восточного направления (Спасский разлом в девоне, карбоне и перми). Отсюда следует, что в казахско-среднеазиатском сегменте земной коры напряжения субмеридионального сжатия действовали почти непрерывно в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Поскольку разломы 1-го порядка данного сегмента являются частью планетарной сети, этот вывод можно распространить на всю земную кору. При этом речь идет не о всестороннем горизонтальном сдавливании коры (контракции), а о преобладающем сжатии геоида, направленном по оси его вращения.

Вместе с тем некоторые казахско-среднеазиатские разломы 1-го порядка в те или иные отрезки геологического времени получали иное, обратное кинематическое выражение. Чингизский разлом северо-западного простирания в раннем палеозое был, по-видимому, небольшим левым сдвигом, а Спасский разлом северо-восточного простирания — сбросом; субмеридиональный Западно-Улутавский разлом в позднем палеозое существовал в виде зоны сжатия, а в зоне северо-западного Джалаир-Найманского разлома происходили не только правосторонние сдвиги, но и сбросы (в раннем палеозое, мелу и палеогене).

Разломы 1-го порядка, для которых установлены или предполагаются подобные кинематические искажения, занимают особое тектоническое положение; они, как правило, находятся по краям обширных областей проседаний или поднятий. Это как раз относится к Чингизскому, Спасскому и Джалаир-Найманскому разломам, которые в раннем палеозое пролегали вдоль границы каледонской структурной дуги и сопряженной с ней Джунгаро-Балхашской геосинклинальной провинции. Очевидно, кроме субмеридионального общепланетарного сжатия, в Казахстане и Средней Азии (а также и в других сегментах земной коры) местами действовали еще какие-то напряжения, например уплотнения глубинных слоев, которые усложняли общую картину динамики.

В системах разломов 2-го и 3-го порядков силовое поле выглядит еще более сложно, поскольку оно определяется не только общепланетарным сжатием, но и напряжениями других направлений и знака, вызванных перемещениями в зонах разломов 1-го порядка. Так, например, в крыльях северо-восточных левых сдвигов наблюдаются сбросы северо-северо-восточного простирания. Между двумя северо-западными правыми сдвигами нередки субширотные зоны растяжения (Прибалхашье, Чуйский разлом) и субмеридиональные зоны сжатия и рассланцевания (Кусакский разлом). В сопряженных динамопарах (типа Успенско-Актасской) субширотные надвиги превращаются в правые сдвиго-над-




Фиг. 101. Системы разломов, обусловленных общепланетарным и местными горизонтальными напряжениями

Объяснение буквенных обозначений *а — г* см. в тексте.

виги, а позади крупных субширотных надвигов появляются субширотные зоны растяжения.

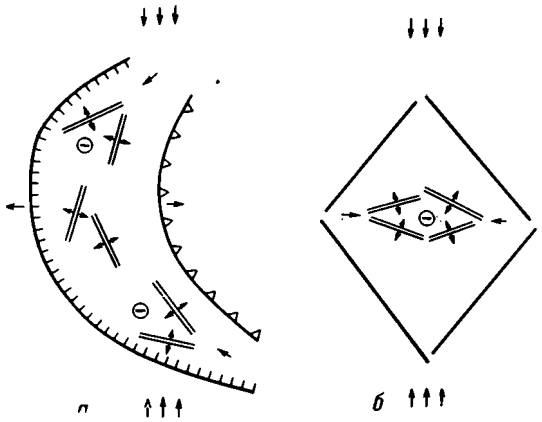
Если все эти простые деформации сжатия, растяжения и скола рассматривать изолированно друг от друга и особенно от нарушений более высоких порядков (что нередко и делается), то может создаться ложное представление о действующих напряжениях, например о преобладании в земной коре субширотного сжатия. В действительности же эти деформации, являясь результатом вторичных местных напряжений, свидетельствуют, наоборот, о преобладающих напряжениях субмеридионального сжатия (фиг. 101).

Некоторые системы разломов 2-го и 3-го порядков построены и расположены таким образом, что их происхождение, как и некоторых планетарных, нельзя объяснить приложением одних горизонтальных напряжений.

Так, в структурных дугах 1-го рода разломы 2-го порядка простираются под острыми (40—50°) углами относительно друг друга, что позволяет считать их трещинами скола. В каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня к такой категории относятся разломы Восточно-Тенгизский и Александровско-Дороговский, Каиндинский и Восточно-Улутавский, Чилико-Кеминский и Сонкуль-Аламединский. Биссектрисы острых углов этих разломов отвечают осям максимального сжатия и оказываются параллельными продольной оси дуги. Следовательно, дуга под влиянием общепланетарного меридионального стресса претерпела продольное сжатие с выпячиванием по широте — с востока на запад (фиг. 102, *а*). Вместе с тем указанные разломы представляют собой отчетливые структуры растяжения; они являются сбросами, ограничивают глубокие впадины внутри дуги и по ним в раннем палеозое внедрялись гипербазиты.

Таким образом, развитие этих разломов проходило в условиях и горизонтального сжатия, о чем свидетельствуют сколы, и местных напряжений проседания, на что указывают структуры растяжения, которые по времени, вероятно, чередовались между собой.

То же самое устанавливается и в центральных районах Казахстана. С силурийского времени здесь известны два разлома — Успенский и Аксоран-Акджальский, соответственно северо-восточного и запад-северо-западного простирания, которые сходятся на поверхности под углом около 50°. Биссектриса этого угла простирается с запада на восток, указывая на генезис разломов в обстановке местного субширотного сжатия. Вместе с тем разломы служат ограничением силурийской впадины, заполненной мощной кайрактинской формацией (флишоиды, около разломов — эффузивы). Очевидно, во время накопления этой формации разломы существовали как сбросы растяжения, что стимулировалось проседанием днища впадины. Интересно, что Успенский и Аксоран-



Фиг. 102. Системы разломов, обусловленных общепланетарным горизонтальным и местными вертикальными напряжениями

Объяснения буквенных обозначений *а, б* см. в тексте.

Акджальский разломы находятся в раме разломов 1-го порядка, которые в плане напоминают ромб, несколько вытянутый по меридиану. Это говорит о том, что разломы 1-го порядка, окружающие зону Успенского и Аксоран-Акджальского разломов, в то же время развивались уже под воздействием субмеридионального (общепланетарного) сжатия (см. фиг. 102, *б*).

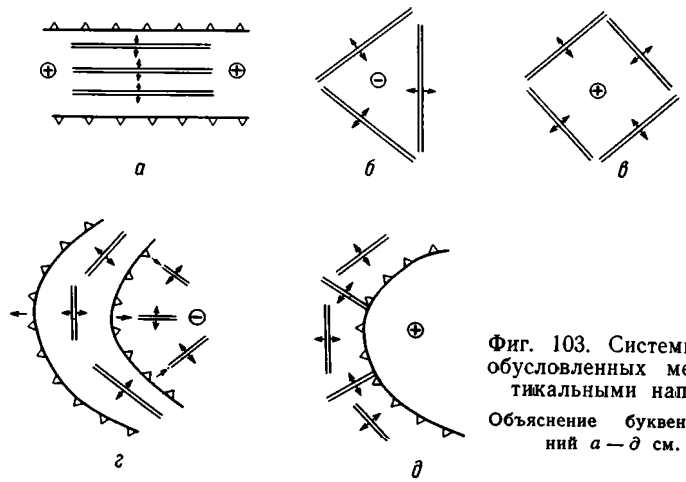
Особый интерес вызывают системы разломов 2-го и 3-го порядков, в силовом поле которых вообще нельзя найти признаки первичного горизонтального сжатия. В первую очередь, здесь имеются в виду субширотные разломы Южного Тянь-Шаня — Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский и Южно-Гиссарский, которые в течение всей истории геологического развития этой территории формировались в основном как прямые и обратные сбросы (не считая восточной части Тянь-Шаня, где в связи с Таласо-Ферганским разломом известны крупные надвиги и покровы). В начальные периоды палеозоя, до девона, они продольно нарушали северный склон Гиссарского поднятия, а с конца девона оказались на своде поднятия между Ферганской и Таджикской депрессиями. Перемещения крыльев этих разломов были главным образом вертикальными и происходили на фоне неуклонного воздымания района. Вследствие этого разломы развивались как структуры растяжения (фиг. 103, *а*), и лишь только при смене знака вертикальных движений некоторых блоков в них на короткое время создавались местные боковые стрессы.

В условиях воздымания развивались и многие разломы Центрального Казахстана в мелу и палеогене. В это время образовался так называемый Казахский свод, который был ступенчато ограничен сбросами, составившими в плане большой квадрат или систему из нескольких квадратов (фиг. 103, *в*). В зонах разломов мела — палеогена здесь, и вообще на всей территории Казахстана, не обнаружено никаких признаков горизонтальных напряжений и перемещений.

Часть разломов 2-го и 3-го порядка в Казахстане временами существовала на фоне прогрессивных опусканий. В позднем палеозое, например, в связи с продолжением распада каледонского поднятия и формированием на нем широких брахигеосинклиналей, разломы (Александровско-Дороговский, Кирейский, Чуйский и др.) приобрели облик типичных сбросов растяжения. Разломы расположились по нескольким азимутам и в плане обрисовали своеобразные системы трехугольников, происхождение и конфигурацию которых невозможно объяснить с позиций горизонтальных напряжений. Проседание брахигеосинклиналей дополнялось воздыманием герцинской Атасу-Тектурмасской дуги, что еще больше увеличивало общую амплитуду вертикальных движений. Структурные рисунки разломов этого типа изображены на фиг. 103 (*б* и *д*).

Очень характерные системы разломов растяжения возникли в процессе вертикальных движений. Так, например, в девоне каледонская дуга Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань еще продолжала воздыматься и осложнялась сбросами и впадинами, вытянутыми по ее про-

дольной оси. В то же время в соседней с востока впадине, где начинал закладываться девонский вулканический пояс, возникла радиальная сетка сбросов, перпендикулярных внутреннему краю каледонской дуги. В целом же возникла система разломов растяжения нескольких направлений с довольно сложным рисунком (см. фиг. 103, *г*), который опять-таки более понятен, если его рассматривать с точки зрения примата воздействия вертикальных напряжений.




Фиг. 103. Системы разломов, обусловленных местными вертикальными напряжениями

Объяснение буквенных обозначений *а — д* см. в тексте

Изложенные данные о системах глубинных разломов 1-го, 2-го и 3-го порядка и об их пространственных соотношениях на площади казахско-среднеазиатского сегмента указывают на существование в земной коре многостороннего силового поля, определяемого как субмеридиональным общепланетарным сжатием, так и местными горизонтальными напряжениями сжатия и растяжения нескольких направлений или местными вертикальными напряжениями разного знака.

Посмотрим, теперь, как взаимосвязаны все эти виды напряжений. Совершенно ясно, например, что субмеридиональное сжатие, вызывающее смещение горных пород на многие десятки и первые сотни километров, в земной коре является главным и обусловливает значительную часть дополнительных местных горизонтальных напряжений сжатия (сдвиги и надвиги 2-го и 3-го порядков) и растяжения (сбросы и раздвиги 2-го и 3-го порядков). Горизонтальными напряжениями обусловлено также образование многих зон проседания — всевозможных впадин между параллельными сдвигами и позади надвигов. Все это, так сказать, один ряд напряжений и глыбовых деформаций.

С другой стороны, в земной коре для тех или иных стадий развития устанавливаются обширные площади проседаний или поднятий с общей амплитудой по вертикали до 10—15 *км*, которые не обнаруживают прямой генетической связи с горизонтальными напряжениями. Они, видимо, могут быть связаны с процессами глубинного перераспределения вещества коры и верхней мантии. Вертикальные движения здесь не только полностью контролируют определенные группы дизъюнктивных нарушений (например, системы трехугольников, квадратов, многоугольников), но в отдельных случаях и влияют на характер и направление латеральных смещений, вызываемых субмеридиональным сжатием. Они безусловно создают свой, второй ряд напряжений и деформаций.

Чрезвычайно важная роль в динамике земной коры принадлежит, по-видимому, магматическому фактору. Давно замечено, например, что

крупные области опускания и воздымания нередко объединяются в «пары»: поднятие сопровождается равновеликой ему впадиной на соседних участках и, наоборот, за впадиной следует поднятие.

В Казахстане и Средней Азии такими сопряженными областями являются: каледонское поднятие Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань и Джунгаро-Балхашская впадина, герцинское Атасу-Тектурмасское поднятие и Токрауская впадина, Чаткало-Пскемский горный район и северная часть Ферганы, поднятие Северного Памира и впадина Центрального Памира.

Во всех случаях максимум воздымания какого-нибудь участка по времени совпадает с максимумом проседания соответствующей ему впадины. Для первой «пары» это будет конец ордовика — силур, для второй и третьей — поздний палеозой, для четвертой — триас и юра. Характерно, что поднятия именно в этот момент чрезвычайно обильно интрудируются гранитной магмой с образованием мощных, почти сплошных гранитных поясов, а во впадинах накапливаются мощные обломочные толщи, развиваются сбросовые и раздвиговые структуры и местами вспыхивает вулканическая деятельность.

Формирование сопряженных впадин и поднятий такого рода мы связываем с процессами проплавления коры снизу и выдавливанием образовавшейся магмы в латеральном направлении из одного участка в соседний (Суворов, 1963а). Можно предполагать, что транспортировка происходила в результате горизонтальных напряжений, но она могла подчиняться и другим законам, поскольку в движении участвовали расплавленные массы горных пород.

Отток гранитного материала совершался, по-видимому, в разных направлениях. В Казахстане и Северном Тянь-Шане в конце ордовика — силуре он был направлен к западу и юго-западу, в позднем палеозое — в основном к западу (возможно, это было связано с усилением вращения Земли в эти промежутки геологического времени). В Чаткало-Пскемском районе (поздний палеозой) и на Памире (триас — юра) внедрение гранитов было подчинено, по-видимому, сдвиговым напряжениям в связи с Таласо-Ферганским и Памир-Каракорумским разломами, к которым с запада прилегают эти районы. Отток магматических продуктов здесь шел с юго-востока на северо-запад.

Непосредственные полевые наблюдения над гранитами в зоне одного из сдвигов северо-западного направления в Казахстане (Чингизский разлом в районе пос. Муржик) показали, что граниты здесь расслоены ксенолитами вмещающих пород на чешуи, наклоненные в соответствии со сдвиговым смещением, и характеризуются соответствующим строго ориентированным расположением минеральных зерен. В гранитах много микросдвигов с пережимами минеральных «слоев». Широко распространены также пологолежащие зеркала скольжения со штриховкой, субпараллельной простиранию сдвига.

Итак, сочетание разнонаправленных горизонтальных и вертикальных напряжений в земной коре составляет тот фон, на котором идет формирование систем глубинных разломов. Каждая система, в свою очередь, заключает в себе комплекс признаков, по которым так или иначе можно судить о палеодинамике земной коры в данном месте.

## 4. ЯВЛЕНИЯ УНАСЛЕДОВАННОСТИ И НАЛОЖЕННОСТИ В РАЗВИТИИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Понятия «унаследованность» и «наложенность», введенные в тектонику около 30 лет назад Н. С. Шатским, до сих пор сохраняют важное значение для диалектического понимания развития тектонических структур, в том числе глубинных разломов. Пользуясь этими понятиями при анализе глубинных разломов и определяя по отношению к ним

хотя бы приближенно соотношение унаследованного к наложенному, можно с большей уверенностью и полнотой восстанавливать историю их развития.

Было время, когда разломы считались исключительно «вторичными» образованиями, наложенными на складчатые формы. Но когда первичная роль ряда разломов в формировании многих крупнейших структур была доказана, о таких разломах утвердилось представление как об исключительно консервативных структурных элементах, развивающихся унаследованно от протерозоя до настоящего времени (Пейве, 1956а, б).

С открытием новых свойств глубинных разломов, сделанным в последние годы, в частности с установлением глубинных сдвигов, надвигов, сбросов и раздвигов, проблема соотношения унаследованного и наложенного в них сильно усложнилась и в ряде случаев стала непонятной. В связи с этим, по-видимому, возник вопрос: совместимы ли вообще явления унаследованности с горизонтальными перемещениями и не лучше ли придерживаться старых представлений о полнейшем господстве устойчивых вертикальных движений? (Петрушевский, 1964).

Явления унаследованного развития структур недавно еще раз проанализировал А. В. Пейве (1965). Он подчеркнул, что многие тектонисты (Э. Зюсс, Д. И. Мушкетов, Л. Кобер, Г. Штилле, Р. Швиннер и др.), признававшие ведущую роль горизонтальных движений земной коры, не раз говорили о параллельности складок разного возраста, о постоянстве плана складчатости, о консеквентности складкообразования. По А. В. Пейве, вертикальные перемещения являются составляющей разнонаправленных тектонических движений, поэтому все сведения об унаследованном развитии по вертикали одновременно могут характеризовать и горизонтальные перемещения.

Полученные нами данные об истории развития главных разломов казахско-среднеазиатского сегмента земной коры в палеозое, мезозое и кайнозое позволяют рассмотреть проблему унаследованности и наложенности этих структур в несколько более широком аспекте. Как мы знаем, характернейшими элементами и особенностями каждой зоны разломов являются ее форма, длина, ширина, простирание, наклон сместителей, тектоническое положение, структурный рисунок в плане, глубина проникновения в земную кору, морфология крыльев, характер и направление их перемещений, вещественный состав, магматизм, время развития, масштаб проявления и т. д. На базе изложенного выше материала попробуем теперь проследить, что из этих элементов со временем изменяется, а что остается неизменным.

Прежде всего необходимо отметить, что разломы в смысле устойчивости местопроявления подразделяются на две неравноценные группы. Первую, меньшую группу образуют те разломы, по которым движения земной коры были только вертикальными. К ней, например, относятся разломы Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский, Северо-Гиссарский, Южно-Гиссарский, Чилико-Кеминский, вероятно, Атбашинский и Восточно-Тенгизский. Вторую группу составляет очень большое число нарушений, по которым движения земной коры были и вертикальными, и горизонтальными. Для некоторых из них (Западно-Улутавского, Главного Каратауского, Аксоран-Акджальского, Восточно-Аркалыкского, Кумбельского, Джизакского, Аксу-Мургабского) преобладающим (по длительности) был сбросовый компонент, для других (Барлыколь-Атансорского, Акканбурлукского, Спасского, Джалаир-Найманского, Атасуйского, Актасского, Аягуз-Ащисуйского, Чингизского, Таласо-Ферганского) — сдвиговый, в третьих же (Вахшском, Главном Тянь-Шаньском, отчасти Спасском) видное место занимали надвиги.

Разломы первой группы в процессе развития структур оказываются наиболее консервативными. В течение многих периодов и даже нескольких эр они существуют на одних и тех же рубежах, более или менее сохраняя форму, размеры и простирание, разграничивая одни и те же блоки. В периоды спокойного развития они ненадолго затухают и возрождаются затем на том же месте. Формации в зонах этих разломов и в их крыльях вверх по разрезу изменяются в общем от первично-геосинклинальных к орогенным и платформенным, а магматизм — от эффузивного к интрузивному и от основного к кислому и щелочному (нередко это происходит в несколько циклов).

Наиболее изменчив в разломах первой группы знак вертикальных движений, что может быть констатировано в разрезе либо через один-два, либо через несколько периодов. Соответственно этому отложения на крыльях разломов приобретают неравномерно-ритмичное строение. В связи с колебательным характером движения крыльев крупные зияющие трещины в системе данных разломов то закрываются, то приоткрываются, эффузивная деятельность то проявляется, то затухает, а ранее возникшие структуры растяжения — грабены, горсты и другие — на некоторых отрезках геологического времени подвергаются небольшим стрессам, изгибаются и осложняются зонами кливажа, рассланцевания и мелкими надвигами, параллельными основным швам. Амплитуда вертикального смещения при том или другом его знаке достигает 3—5 *км* и более в зависимости от продолжительности и уровня развития области; в общем она убывает от первично-геосинклинальной стадии к платформенной.

Довольно устойчивы в пространстве и примерно так же развиваются некоторые разломы другой группы, в зонах которых преобладают сбросовые подвижки. От предыдущих эти разломы отличаются только тем, что в отдельные, конечные или средние этапы развития они ненадолго становятся либо взбросами и надвигами, либо сдвигами. В первом случае у них изменяется наклон сместителя и возникают зоны рассланцевания значительной мощности. Во втором случае сместитель остается крутым, но в структурном рисунке постседиментационно появляются перисто-веерообразные или перисто-дугообразные направления, которые в дальнейшем сохраняются.

Более сложно процесс развития идет в зонах тех разломов второй группы, для которых по определенным признакам восстанавливается чередование вертикальных и горизонтальных перемещений, причем по длительности последние преобладают. Эти нарушения по существу можно считать либо глубинными сдвигами, либо глубинными надвигами.

Глубинные сдвиги обычно зарождаются в виде сбросовых трещин (скола либо отрыва) и остаются такими в течение двух-трех периодов. За это время они проходят, так сказать, этап «сбросового» развития и приобретают все особенности, свойственные этому типу дислокаций, т. е. устойчивость пространственного положения, неравномерно-ритмичный разрез вулканогенно-осадочных формаций на крыльях, наличие продольных магматических зон, параллельные глыбовые структуры и т. д. Сбросовый этап чаще всего соответствует первично-геосинклинальной стадии развития.

Сдвиговые подвижки по разломам начинаются главным образом во вторично-геосинклинальную стадию и продолжаются на протяжении трех-четырех периодов, до наступления платформенной стадии развития. В каледонидах главная масса сдвигов приходится на девон—начало карбона, в герцинидах — на поздний палеозой, в альпидах — на кайнозой. Положение разломов, их простирание, крутой, почти вертикальный наклон, а в некоторых случаях даже размеры остаются как будто неизменными. Вместе с тем нередко появляются новые швы,

наискось соединяющие какие-либо два старых параллельных разлома или удлиняющие некоторые из них.

Благодаря длительному конседиментационному существованию сдвигов, в их зонах и на крыльях возникает много дополнительных, перисто расположенных структур—поднятий, прогибов, разнообразных разрывов и трещин, которые очень заметно влияют на характер разреза и план расположения отлагавшихся в это время вторично-геосинклинальных формаций. Мощность осадочных формаций вдоль разлома то увеличивается, то сокращается. Грубообломочного материала в отдельных участках становится то больше, то меньше. В связи с перистым расположением трещин отрыва разрез неравномерно обогащается вулканогенным материалом; подобными же трещинами в дальнейшем пользуются и гранитные интрузии. Отдельные горизонты терригенных отложений в одном из крыльев разлома, представляя продукт размыва другого крыла, могут скользить по сместителю сдвига и переходить с одного местного стратиграфического уровня на другой, более высокий. Параллельно этому оперяющие разлом местные конседиментационные впадины все время мигрируют вдоль сместителя в полном соответствии с общим сдвиговым перемещением — в одном крыле в одну сторону, в другом в противоположную. Таким образом, «сдвиговый» этап представляет собой нечто новое в развитии характеризуемых разломов, с качественным преобразованием многих их элементов, начиная от вещественного состава и кончая структурным рисунком. После этого разломы затухают, одни на два-три или три-четыре периода, другие же (таких мало) совсем.

После сдвигового этапа новое оживление рассматриваемых разломов падает в основном на неотектоническую стадию и чаще всего начинается с вертикальных подвижек. Амплитуда последних обычно невелика, но в реликтах структурных дуг может достигать больших значений; в таких случаях вдоль разломов накапливаются поздние молассы мощностью в несколько километров. Разломы могут возрождаться и без предварительного сбросового этапа, но в этих случаях при перемещениях крыльев они часто дополняются сбросовыми подвижками, одновременными сдвиговым. Все это в совокупности подновляет в зонах разломов элементы как первоначальных сбросов, так и последующих сдвигов, делая их структуру внешне довольно противоречивой.

Глубинные надвиги подобно сдвигам первоначально проходят сбросовый этап, который длится в течение одного-двух или трех-четырех периодов. Он отвечает главным образом первично-геосинклинальной стадии, но может повторяться и во вторично-геосинклинальную стадию и позднее, чередуясь с собственно «надвиговым» этапом такой же или несколько меньшей длительности.

На надвиговом этапе создается много новых особенностей в строении разломов, которых мы не находим ни в сбросовых, ни в сдвиговых зонах.

Во-первых, зона разлома не остается на одном и том же месте и все время смещается в латеральном направлении с той или иной скоростью. Наклон сместителя может сильно измениться в сторону уменьшения, поэтому в плане сместитель из прямолинейного станет криволинейным или дугообразным. Возможны также разрывы главной поверхности смещения с образованием серии чешуй или покровов. Ширина и мощность зоны разлома при этом сильно возрастают.

Во-вторых, при длительном проявлении надвига сопровождающие его положительные и отрицательные глыбовые структуры автохтона и аллохтона плавно мигрируют в ту же сторону. При этом смещается и область седиментации, а фациальные зоны переходят по направлению смещения на все более высокие стратиграфические уровни, приобретая в целом наклонное (под надвиг) положение.

В-третьих, толщи, слагающие зону надвига, как правило, претерпевают сильное сжатие и метаморфизуются. В них образуются динамосланцы, представленные порфироидами, порфиритоидами и даже кристаллическими сланцами, которые наклонены согласно пространственному положению основных сместителей. Мощность и ширина выходов этих вторичных пород может быть очень значительной и достигать с небольшими перерывами десятков километров.

Наконец, в-четвертых, надвиговая зона, находясь в условиях длительного сжатия и горизонтальных перемещений, не осложняется крупными структурами растяжения, которые уходили бы на большую глубину, и стратиграфический разрез не обогащается продуктами вулканической деятельности. Зато с надвигами часто ассоциируют гранитные пояса, по-видимому, как-то связанные с общим процессом сжатия или, возможно, даже вызывающие в какой-то мере этот последний. Вместе с тем надвиговые структуры могут и не выходить за пределы седиментного слоя.

Чередование сбросовых и надвиговых подвижек в зонах разломов делает их строение очень сложным. Усилиями первых разломы в земной коре закрепляются, усилиями вторых закрепленное положение разломов вновь нарушается. В результате же получается многоэтажная структура огромной мощности, где элементы унаследованного и наложенного находятся в самых разнообразных, подчас неожиданных сочетаниях друг с другом.

Из сказанного следует, что глубинные сбросы обладают наибольшим числом элементов унаследованности, надвиги — наибольшим числом элементов наложенности, сдвиги занимают промежуточное положение между ними. Особую категорию составляют те разломы, для которых свойственны все формы движений. Здесь об унаследованном развитии в обычном смысле говорить, по-видимому, вообще трудно, так как каждая фаза развития влекла за собой существенную перестройку всей структуры разлома. Такие разломы, пользуясь терминологией Г. Штилле, можно было бы назвать «ренегантными». Примером подобных структур является Успенская зона Центрального Казахстана.

Однако было бы неправильно сделать вывод, что разломы с наибольшим числом элементов наложенности, т. е. надвиги и отчасти сдвиги, совершенно «не вписываются» в процесс унаследованного развития. Все дело в том, как понимать этот процесс.

До недавнего времени считалось (а некоторые исследователи это утверждают и теперь), что унаследованное развитие — это передача особенностей структуры и движений только в вертикальном направлении, от нижних структурных ярусов к верхним.

Разумеется, этот тезис отрицать нельзя, однако нельзя не признать и его неполноту, поскольку он охватывает лишь часть наблюдаемых геологических явлений. В любой геосинклинальной области мы сплошь и рядом сталкиваемся с признаками передачи особенностей структур и движений также в горизонтальной плоскости. Весь процесс развития земной коры, если его представить как прогрессивное разрастание платформенных областей за счет стабилизации и последовательного причленения к ним подвижных геосинклинальных поясов, служит яркой иллюстрацией унаследованного, в широком смысле, развития по горизонтали, т. е. по окружности Земли.

Если говорить о более конкретных структурах, то и в них можно найти признаки латерального унаследованного развития. Так, например, герцинская структурная дуга в Казахстане в значительной мере наследует особенности структуры каледонской дуги, отстоящей от нее далеко к западу. Герцинская дуга в плане и разрезе подобна каледонской; она повторяет ее простирание, асимметрию в разрезе и очертания по площади. Можно сказать, что первая с востока как бы вложена во вторую.

В историческом плане процесс развития дуг там и здесь одинаков: ему предшествуют проседания, заканчивается же он мощным подъемом. Соответственно этому первичные структуры растяжения в дугах закономерно уступают место структурам сжатия, а последние как бы смещаются с каледонской дуги на герцинскую. Точно так же смещается в этом направлении и магматическая деятельность, что нагляднее всего видно по гранитоидным интрузиям верхнего ордовика — силура и позднего палеозоя. Некоторые осадочные и вулканогенные формации в направлении от каледонид к герцинидам переходят на более высокие стратиграфические уровни. Установлена также миграция области размыва от района к району, с сохранением ее дугообразной в плане формы.

Латеральная унаследованность не менее ярко проступает и в развитии конкретных надвиговых зон. Как уже отмечалось, многие надвиги долгое время развиваются в одном и том же направлении. Спасский надвиг, например, существовал в течение девона, карбона и перми, Вахшский — в мезозое и кайнозое. Морфологическим выражением длительного направленного развития служат различные зоны смятия, динаметаморфизма и чешуйчато-складчатого строения, а горизонтальные перемещения достигают в конечном счете многих десятков километров, последовательно охватывая все новые и новые площади. При этом сохраняется (наследуется) основная форма возникающих структур, их простирание и наклон.

Интересно, что при формировании структурных дуг 3-го рода, парагенетически связанных с надвиговыми перемещениями, более поздние надвиговые поверхности, вырабатывая и сохраняя дугообразную в плане форму, последовательно отступают от главной поверхности в сторону, противоположную горизонтальному движению масс. Амплитуда «отступания» может достигать 200—300 *км*, как это установлено, например, для области Памиро-Алая (Кадамджай, Вахш, Акбайтал) за время от карбона до неогена включительно.

Таким образом, развитие земной коры по горизонтали идет как бы в двух направлениях — прямом и обратном. Соответственно этому можно различать «латеральную унаследованность прямую» и «латеральную унаследованность обратную». Первая отражает процесс длительного разрастания консолидированных участков по площади, вторая — механическое обрастание этих участков надвигающимися на них чешуями из все более и более молодых отложений.

Итак, главным в развитии земной коры можно считать унаследованность вертикальную и латеральную, а также всевозможные процессы новообразования и усложнения структур. Глубинные разломы отражают собой действие этих трех факторов, причем элементы наложенности в зонах разломов являются, вероятно, результатом чередования (интерференции) во времени элементов вертикальной и латеральной унаследованности.

Именно поэтому, какие бы нарушения мы ни рассматривали (1-го, 2-го или 3-го порядка, надвиги, сбросы, сдвиги или раздвиги), системы разломов в конце концов оказываются удивительно выдержанными в определенных направлениях. Если мы обратимся к системам разломов разного возраста, то везде увидим их четыре основных направления (с небольшими колебаниями от рассредоточивания напряжений) — северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное. Это свидетельствует об устойчивости всей сети разломов и о непрерывном ее обновлении в процессе развития земной коры. Выше мы показали, что векторы напряжений, обусловивших устойчивую сеть разломов, были направлены как по горизонтали, так и по вертикали, а главное напряжение (субмеридиональное сжатие) имело общепланетарный характер.

*Глава V*

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В предшествующих главах рассмотрены основные глубинные разломы Казахстана и Средней Азии и приведены некоторые сравнительные данные о разломах других частей Земли, что позволяет разработать сводную классификацию глубинных разломов с учетом ряда их свойств и особенностей.

В табл. 6 показаны и сопоставлены главные типы глубинных разломов, выделенных с учетом характера движений, связи с вещественным составом земной коры и верхней мантии, глубины проникновения в земную кору, тектонического положения, масштаба проявления и, наконец, особенностей развития. Ниже излагаются основные выводы, которые поясняют, дополняют и углубляют содержание таблицы.

1. Глубинные разломы отчетливо подразделяются на четыре основных класса: А — глубинные сбросы, Б — глубинные сдвиги, В — глубинные надвиги и Г — глубинные раздвиги. Эти классы охватывают все многообразие крупных дизъюнктивных нарушений земной коры и верхней мантии.

Руководящими признаками, по которым можно различать перечисленные классы (помимо конкретных видимых перемещений крыльев разломов), служат структурные рисунки зон разломов, положение относительно сместителей всевозможных геологических границ и характер профиля разломов. Глубинные сбросы и сдвиги обычно вертикальны, глубинные надвиги — наклонны. В плане первые характеризуются параллельным, вторые — перистым, третьи — дугообразным и криволинейным расположением всех своих составных элементов. Глубинные раздвиги на дневной поверхности выражены в виде широких и узких зон проседания, следующих за надвигами или находящихся между параллельными сдвигами. Они изучены еще недостаточно.

Некоторые авторы в качестве самостоятельных групп выделяют такие промежуточные формы нарушений, как взбросы, сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги и т. д. Но эти формы являются дополнительными, что видно на примере взбросов — одни из них встречаются совместно с надвигами, другие связаны с системами сбросов.

2. Глубинные разломы основных классов существуют и развиваются длительно.

Глубинные сбросы обычно служат границами крупных бассейнов с мощной седиментацией. Около них, по краям этих бассейнов, формируются системы удлиненных блоков, разрезы которых существенно отличаются по фациальному составу и мощности, причем фациальная зональность здесь преимущественно продольная, а фациальные границы параллельны сбрасывателям. Некоторые сбросы на поверхности нашли отражение в виде крупных конседиментационных брахиантиклиналей. Глубинные сбросы представляют собой зоны растяжения и в то же

Таблица 6

| Глубинные разломы | Период развития (в млн. лет) | Порядок проявления | Тектоническое положение | Вещественный состав основания | Глубинность | Тип движения | Связь с магматизмом | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Первично-геосинклинальные | 100—850 | 1-й | Периокеанические | Фемические, симатические | Гипоглубинные | Взбросы | Соинтрузивные | |
| | | 2-й | Граничные геосинклинальные | Сиалические | Мезоглубинные | Сбросы, сдвиги | Вулканогенные Соинтрузивные | |
| Вторично-геосинклинальные | 70—120 | 1-й | Приорогенные | | Эпиглубинные | Надвиги, взбросы, сдвиги, сбросы, раздвиги | Соинтрузивные | Седиментные |
| | | 2-й | | | Мезоглубинные | | Вулканогенные | |
| | | 3-й | Межглыбовые | | | | | |
| Остаточно-геосинклинальные | 0—100 | 2-й | | | Эпиглубинные | Сбросы | Седиментные | |
| | | 3-й | | | | | | |
| Платформенные | 135—500 | 1-й | Перикратонные | Симатические | Гипоглубинные | Сбросы, сдвиги | Вулканогенные | |
| | | 2-й | Межглыбовые | Сиалические | Эпиглубинные | | Седиментные | |
| | | 3-й | | | | | | |
| Неотектонические | 50 | 1-й | Приорогенные | | | Надвиги, сдвиги | | |
| | | 2-й | Межглыбовые | Симатические | Гипоглубинные | Сбросы, взбросы | Вулканогенные | |
| | | 3-й | | Сиалические | Эпиглубинные | Сдвиги, сбросы | Седиментные | |

время являются каналами вулканических излияний, которые могут происходить неоднократно, в течение нескольких фаз. Колебательный характер вертикальных движений в зонах сбросов обуславливает неравномерно-ритмичное строение накапливающихся в их крыльях осадочных и вулканогенно-осадочных формаций.

В зонах глубинных раздвигов особенности строения толщ пород носят примерно такой же характер, как и около сбросов. Признаки длительного развития этих структур именно как раздвигов в основном косвенные, такие, например, как положение зон проседания, связанных с раздвигами, позади конседиментационных надвигов, наличие в тех же зонах систем разнонаправленных трещин отрыва, заполненных дайками нескольких генераций и т. д. В зонах раздвигов возможны специфические конседиментационные складки двояковыпуклой или двояковогнутой формы с сокращенной или увеличенной мощностью слагающих их отложений.

В крыльях глубинных сдвигов формируются системы перисто расположенных складок волочения и зияющих трещин. Первые отличаются увеличенной (в синклиналях) или сокращенной (в антиклиналях) мощностью отложений, вторые — присутствием вулканических очагов, даек и небольших интрузий. В результате продолжительного латерального перемещения крыльев сдвига фациальные границы в плане располагаются под острыми углами к сместителям. В разрезах же они не остаются на одних и тех же стратиграфических уровнях и мигрируют вдоль сместителей снизу вверх в направлении движения того или другого крыла. При этом мощности отложений по простиранию сдвига

периодически возрастают (или уменьшаются) то в одном его крыле, то в другом. Амплитуда конседиментационного сдвига убывает с переходом от древних нарушенных отложений к молодым.

Глубинные надвиги в плане криволинейны тем больше, чем продолжительнее период их активного развития. Пропорционально этому же возрастает общая мощность надвиговых зон, что происходит главным образом за счет появления новых покровных и чешуйчато-складчатых структур и приобретения надвиговыми зонами многоярусного строения. Фациальные границы в связи с надвигами обнаруживают резкие и неоднократно повторяющиеся в разрезе перемещения. Вследствие неуклонной миграции области осадконакопления, направленной в пространстве соответственно надвигам, фациальные границы в тех же направлениях переходят на более высокие стратиграфические уровни, а сами фации в разрезе приобретают в конечном итоге наклонное положение (под надвиги). В условиях преобладающего одностороннего стресса глубинные надвиги не создают предпосылок для вулканической активности и разрез их крыльев не обогащается вулканическими продуктами. С надвигами нередко ассоциируют гранитные пояса, образованные телами нескольких генераций, также характеризующие их длительное развитие. Амплитуда конседиментационных надвигов тем больше, чем по более древним фациальным границам она определяется.

3. Глубина характеризуемых разломов изменяется в очень широких пределах, о чем можно судить главным образом по присутствию в них изверженных пород того или иного состава, отвечающих по плотности и по другим физическим свойствам сейсмическим горизонтам различной глубинности. С наиболее глубокими разломами, достигающими «перидотитового» слоя, связаны ультраосновные и основные породы. Подобные разломы мы называем гипоглубинными, причем, это обычно сбросы, взбросы и сдвиги. Разломы, контролирующие внедрение пород гранитоидного ряда и достигающие, очевидно, средних глубин земной коры (границы Конрада), определены как мезоглубинные; среди них широко распространены взбросы и надвиги, взбросы и сбросы, а также сдвиги и раздвиги. Разломы седиментного слоя, достигающие кровли «гранитного» слоя, относятся к числу эпиглубинных; они проявляются в качестве надвигов, сбросов, сдвигов и раздвигов, а также в виде промежуточных между ними нарушений.

4. По магматическому признаку, согласно Б. Я. Хоревой (1962, 1963) и Т. Н. Ивановой (1964), глубинные разломы могут быть подразделены на фемические (перидотитового уровня), симатические (базальтового уровня) и сиалические (гранитового уровня). Однако фемические и симатические разломы в геосинклинальных областях пространственно очень часто совпадают, а присутствующие в них основные и ультраосновные породы связаны между собой постепенными переходами. Поэтому фемические и симатические разломы в совокупности мы считаем гипоглубинными нарушениями; мезоглубинные же и эпиглубинные объединяются в группу сиалических нарушений.

Следует различать также глубинные разломы соинтрузивные (контролирующие интрузивную деятельность), вулканогенные (контролирующие вулканизм) и седиментные (лишенные магматических образований). Очень часто они распространены на различных территориях, в отрыве друг от друга. Многие разломы в разные стадии своего развития могут быть и соинтрузивными, и вулканогенными, и седиментными.

5. По соотношениям с региональными тектоническими структурами целесообразно выделять пять групп глубинных разломов: периокеанические (Хаин, 1963), разделяющие структуры материков и океанов и ограничивающие также островные дуги и структурные дуги 1-го рода; граничные геосинклинальные (Пейве, 1956а; Хаин, 1963), отделяющие структурные дуги 1-го рода от внутренних впадин,

геосинклинальные системы от срединных массивов и геосинклинальные прогибы от геоантиклинальных поднятий; приорогенные (термин предлагается автором), расположенные в геосинклинальных областях перед фронтом крупных поднятий, зон смятия, интенсивной складчатости и динамометаморфизма, особенно в структурных дугах 2-го и 3-го рода и вдоль некоторых гранитных поясов; перикратонные (Хаин, 1963), контролирующие очертания платформ и отделяющие последние от геосинклиналей; межглыбовые (Пейве, 1956а, б; Хаин, 1963), являющиеся границами блоков и глыб внутри геосинклинальных систем, особенно во впадинах позади структурных дуг 2-го и 3-го рода, а также на площади древних и молодых платформ, краевых прогибов и областей неплатформенного и негеосинклинального развития.

Периокеанические разломы характеризуются наибольшей глубиной и контролируют ультраосновной и основной интрузивный магматизм. Граничные геосинклинальные разломы могут быть как фемическими, так и сиалическими, а магматизм в зонах их проявления более разнообразен по форме и по составу. Приорогенные разломы являются преимущественно сиалическими, связанными с гранитными интрузиями и вулканическими излияниями того же состава, причем нередко они нарушают только один седиментный слой. Перикратонные разломы обычно достигают симатического уровня и обуславливают извержения базальтовых лав. Наконец, межглыбовые разломы бывают и симатическими, и сиалическими, сопровождаясь в одних случаях эффузивной деятельностью, а в других контролируя лишь процессы седиментации.

6. По масштабу проявления глубинные разломы отчетливо подразделяются на три соподчиненные группы 1-го, 2-го и 3-го порядков. Порядок каждой из групп выявлен при сопоставлении признаков их пространственных, временных, динамических и кинематических соотношений.

Разломы 1-го порядка ограничивают структурные дуги, геосинклинальные системы, срединные массивы и платформы. Они образуются при воздействии на земную кору общепланетарных напряжений и развиваются в течение нескольких эр, начиная с первично-геосинклинальной или, реже, вторично-геосинклинальной стадии. Длина их достигает 500—1000 *км*, амплитуда горизонтального перемещения крыльев — многих десятков километров, а их вертикального перемещения — 10—15 *км*. По глубине разломы 1-го порядка могут быть гипогенными, мезогенными и эпигенными (изменяются со временем).

Разломы 2-го порядка служат границами отдельных геосинклиналей, межгорных прогибов, крупных глыб и вытянуты на несколько сотен километров. Они возникают под действием общепланетарных и местных напряжений и формируются в течение многих периодов, начиная с вторично-геосинклинальной или, реже, первично-геосинклинальной стадии. Амплитуда перемещений по ним составляет первые десятки километров по горизонтали и до 5 *км* по вертикали. Разломы 2-го порядка (как и 1-го) могут быть гипогенными, мезогенными и эпигенными.

Разломы 3-го порядка расположены вдоль крупных синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий, а также по краям всевозможных глыб и блоков. Они обусловлены исключительно местными напряжениями, а их развитие измеряется несколькими периодами, обычно начиная с вторично-геосинклинальной стадии и позднее. Длина разломов — многие десятки и первые сотни километров, амплитуда горизонтальных и вертикальных перемещений — сотни метров и первые километры. По глубине проникновения в земную кору разломы 3-го порядка бывают только мезогенными и эпигенными.

7. В процессе эволюции коры глубинные разломы основных четырех классов (А, Б, В, Г) преобразуются весьма существенно. В сбросовых зонах, например, неоднократно меняется знак вертикальных движений. Некоторые левые сдвиги со временем превращаются в правые, а над-

виги — в поддвиги. Значительная часть сбросов становится сдвигами и надвигами, и наоборот, в зонах надвигов и сдвигов потом возникают сбросы. Наряду с этим глубинные сбросы обнаруживают свойства унаследованного развития по вертикали, глубинные надвиги — унаследованного развития по горизонтали; глубинные сдвиги и раздвиги занимают промежуточное положение между сбросами и надвигами. Частые преобразования разломов, т. е. их переход от «сбросового» состояния к «сдвиговому», «надвиговому» и обратно приводят к возникновению сложных структур, в которых черты унаследованного и наложенного развития тесно переплетаются. Такие разломы можно называть *рене-гантными*.

8. В истории развития разломов с начала палеозоя можно различать три главных цикла — каледонский, герцинский и альпийский. Циклы чаще ограничиваются разными территориальными рамками, но могут повторяться и на одних территориях. Глубинным разломам в каледонидах, герцинидах и альпидах свойственна одна общая схема развития: зарождение (возрождение) разломов — вертикальные движения — горизонтальные движения — затухание — обновление. В зонах некоторых разломов, в связи с колебательным характером вертикальных глыбовых движений, эта схема несколько нарушается. Усилия растяжения здесь чередуются с усилиями сжатия, и преобладающие вертикальные смещения масс неоднократно прерываются небольшими горизонтальными подвижками.

Наиболее значительные преобразования глубинных разломов связаны со стадийным развитием земной коры. Разломы начальной стадии геосинклинального развития совсем не похожи, например, на разломы средних и конечных его стадий, а все вместе они существенно отличаются от разломов платформенных. Много новых особенностей разломы приобретают в стадию неотектонического (конец палеогена — четвертичное время) оживления глыбовых движений. Все это позволяет различать глубинные разломы по основным стадиям развития и в конечном счете подразделить их на пять групп: *первично-геосинклинальные* (преимущественно периокеанические и граничные геосинклинальные), *вторично-геосинклинальные* (приорогенные и межглыбовые), *остаточно-геосинклинальные* (межглыбовые), *платформенные* (перикратонные и межглыбовые) и *неотектонические* (приорогенные, где еще продолжается вторично-геосинклинальная стадия, и межглыбовые).

9. Разнонаправленные перемещения масс горных пород по системам глубинных разломов того или иного возраста позволяют восстанавливать картину палеодинамики отдельных частей и всей земной коры в целом. Так, например, среди разломов 1-го порядка (планетарной сети) отчетливо различаются северо-западные правые сдвиги, северо-восточные левые сдвиги, субмеридиональные сбросы и субширотные надвиги. Характер и направление перемещений по этим разломам, очевидно, вполне отвечают представлению о направленном общепланетарном субмеридиональном сжатии земной коры. Поскольку же то одни, то другие из указанных разломов в тех или иных участках существовали практически непрерывно в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя, можно сделать вывод об устойчивости общепланетарного субмеридионального сжатия в течение всей истории формирования земной коры.

В системах разломов 2-го и 3-го порядка силовое поле выглядит более сложно, так как оно определяется не только общепланетарными, но и местными напряжениями. Между параллельными сдвигами (правыми, северо-западными или левыми, северо-восточными) 1-го порядка возникают субширотные зоны растяжения меньшего масштаба (сбросы, раздвиги) и субмеридиональные зоны сжатия (надвиги, пояса смятия). В крыльях левых, северо-восточных сдвигов появляются северо-северо-восточные сбросы. За крупными субширотными надвигами формируются

субширотные же раздвиги и зоны проседания. Генезис всех этих деформаций обусловлен, очевидно, действием горизонтальных (общепланетарных и местных) напряжений.

Вместе с тем на некоторых участках для различных интервалов времени устанавливаются системы разломов 2-го и 3-го порядков (в плане треугольники, квадраты, многоугольники), которые пространственно и динамически не связаны с разломами 1-го порядка; происхождение этих систем нельзя объяснить действием горизонтальных стрессов. В большинстве случаев они предопределены местными проседаниями и поднятиями, которые, в свою очередь, обусловлены либо уплотнением земной коры на глубине, либо миграцией расплавленных горных пород в ее недрах в вертикальном и латеральном направлениях. В коре, по-видимому, непрерывно возникают два ряда глыбовых глубинных деформаций: одни порождаются горизонтальными напряжениями (наиболее устойчивыми), другие — вертикальными.

10. В заключение необходимо отметить значение данных о глубинных разломах для познания других структур земной коры.

Глубинные разломы, ограничивая крупнейшие геотектонические элементы — структурные дуги, геосинклинальные системы, геосинклинали, платформы, срединные массивы, складчатые пояса, глыбы и другие, дают возможность наиболее полно выяснить морфологию и закономерности расположения этих элементов в земной коре. Учитывая изложенное выше, сейчас, в связи с глубинными разломами, уже нельзя говорить о чисто глыбовом строении коры, ибо в ней генетически и парагенетически с разломами существуют не только вертикальные глыбы, но и наклонные чешуйчатые пояса, а также горизонтально лежащие тектонические линзы, чешуи и блоки.

По данным о глубинных разломах можно довольно отчетливо представить, на какие глубины распространяются все ограничиваемые ими геотектонические элементы того или иного порядка, что очень важно для решения многих теоретических и прикладных задач геологии.

Знание морфологии и закономерностей пространственного расположения глубинных разломов разного масштаба, а также характера перемещений их крыльев дает огромный материал для того, чтобы реально судить о сосуществующих в земной коре горизонтальных и вертикальных движениях и о типе воздействующих на нее (во все стадии развития) горизонтальных и вертикальных напряжений.

Тип движения масс земной коры по конседиментационным глубинным разломам, а также возраст последних во многом определяют стиль строения и вещественный состав приразломных осадочных формаций. Эти формации, например, далеко не одинаковы в крыльях разломов приорогенных и граничных геосинклинальных, первично-геосинклинальных и вторично-геосинклинальных, глубинных надвигов и глубинных сдвигов.

Изучение глубинных разломов позволяет понять закономерности распространения магматических комплексов, а также размещение связанных с ними эндогенных месторождений. Цепочки интрузий базитов и гипербазитов, например, пространственно тяготеют к первично-геосинклинальным сбросам и сдвигам. Гранитоидные пояса, интрудирующие главным образом поднятия структурных дуг, чаще всего бывают связаны с вторично-геосинклинальными надвигами, сдвигами и, реже, сбросами. Вулканическая деятельность площадного характера определяется развитием глубинных раздвигов, линии вулканов и трещинные излияния — сбросами, отдельные вулканические очаги — сдвигами. Местные залежи магматических пород и, по-видимому, рудные тела, в свою очередь, полностью подчинены структурным рисункам сбросов, сдвигов, надвигов и раздвигов.

Сказанным не исчерпывается круг вопросов, которые могут быть разрешены при изучении глубинных разломов.

## ЛИТЕРАТУРА


Ажгирей Г. Д. 1961. Глубинные разломы Земли. В кн.: «Жизнь Земли», № 1. М., Изд-во Моск. ун-та.

Ажгирей Г. Д. 1962. Главные черты тектонического развития и магматизма геосинклинальных областей (на примере Кавказа, Алтая и Тянь-Шаня). В кн.: «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР.

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. 1952. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 27, вып. 3.

Айзберг Р. Е., Амурский Г. И. 1962. Современный структурный план зоны Репетекского глубинного разлома.— Геол. нефти и газа, № 3.

Александрова М. И. 1956. Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела (Центральный Казахстан) в свете новых данных — Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 19.

Александрова М. И., Борсук Б. И. 1955. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бет-Пак-Далы. М., Госгеолтехиздат.

Александрова М. И., Борсук Б. И., Перекалина Т. В. и др. 1960. Геологическое строение и полиметаллическое оруденение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 32.

Альбердинг Х. 1960. Применение принципов сдвиговой тектоники Моуди и Хилла к северным районам Южной Америки. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.

Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. и др. 1964. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 4.

Андреев Б. А. 1960. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат.

Андреева Р. И. 1962. О прослеживании разрывных нарушений по результатам комплексной обработки геофизических и буровых данных.— Докл. АН СССР, 144, № 4.

Анисимов К. Н., Замараев С. М. 1960. К вопросу о роли разломов в структуре Иркутского амфитеатра.— Геол. и геофиз., № 8.

Афоничев Н. А. 1959. Значение Джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау.— Сов. геология, № 6.

Бабаев А. Г., Жуковский Л. Г., Зорькин Я. М. и др. 1962. О дизъюнктивных дислокациях Западного Узбекистана. В кн.: «Вопросы геологии и нефтегазоносности Западного Узбекистана и Каракалпакии». Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР.

Бакиров А., Нурманбетов К. 1964. О двух типах разрезов палеозоя в бассейне р. Чон-Кемин. В кн.: «Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим».

Бакун Н. Н. 1961. Развитие структур северо-западной части Ферганской нефтеносной области в неогене.— Труды Всес. научно-иссслед. геол.-разв. нефт. ин-та, вып. 35.

Бандалетов С. М. 1961. Геология Коджанчадской группы медных месторождений (Центральный Казахстан). Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.

Бедров Г. И. 1960. Стратиграфия силура Шетского района Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.

Беляевский Н. А. 1951. Структурный шов Западного Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 77, № 6.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. 1955. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов.— Докл. АН СССР, 103, № 1.

Берзин Н. А., Клитин К. А. 1961. Строение зоны главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды.— Геол. и геофиз., № 7.

Берсенев И. И. 1959. О тектоническом районировании Приморья.— Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 10.

Бескровный Н. С., Гемп С. Д., Шварц Т. В. 1963. Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 210.

Беспалов В. Ф. 1956. Гидротермально-измененные породы Джунгаро-Балхашской геологической провинции (Восточный Казахстан).— Сов. геология, сб. 51.
Беспалов В. Ф. 1964. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., Изд-во «Наука».
Богданов А. А. 1948. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. В кн.: «Тектоника СССР», т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Богданов А. А. 1954. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, сб. 41.
Богданов А. А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 1.
Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А. и др. 1963. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана.— Вестник Моск. ун-та, серия геол., № 5.
Богданов А. А., Кабанов Ю. Ф., Канфель О. М. и др. 1960. Стратиграфия и фации отложений девона окраины Карагандинского бассейна.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 6.
Богданов А. А., Мазарович О. А., Михайлов А. Е., Четверикова Н. П. 1955. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Сов. геология, сб. 48.
Богданов А. А., Четверикова Н. П. 1961. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, вып. 4.
Богданов Н. А. 1960. Строение зоны глубинных разломов южного склона хребтов Тукурингра и Джагды.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 2.
Борисов А. А., Косыгин Ю. А. 1961. Применение геофизических методов исследования при изучении тектонических структур. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
Борисов А. А., Рыманов В. М. 1960. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии.— Докл. АН СССР, 133, № 6.
Борисов О. М. 1962. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж. № 2.
Борисяк М. А. 1960. Стратиграфия силура южной окраины Карагандинского бассейна и Северного Прибалхашья. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
Боровиков Л. И., Борсук Б. И. 1958. Казахстанская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат.
Борукаев Р. А. 1954. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, № 134, серия геол., вып. 18.
Борукаев Р. А. 1955. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат.
Борукаев Р. А. 1961. История тектонического развития Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан).— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3 (44).
Борукаев Р. А., Ившин Н. К., Никитин И. Ф. и др. 1962. Региональная геология. Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
Бувалкин А. К. 1960. К вопросу о тектонических движениях мезозоя Восточного Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3 (40).
Бугайло В. А. 1962. Методика геологической интерпретации гравиметрических данных в Тургайском прогибе.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3.
Будай Т., Кодым О. (ст.), Магель М. и др. 1963. Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ.
Буданов В. И., Месхи А. М., Волков В. Н., Кириллов С. П. 1961. Об эпохах гранитоидного магматизма Памира и Дарваза.— Докл. АН СССР, 136, № 3.
Булина Л. В. 1964. О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки.— Геол. и геофиз., № 2.
Бурдэ А. И., Неволин Л. А., Соловьев В. О. 1963. Даубихинский разлом.— Сов. геология, № 5.
Буртман В. С. 1961. О Таласо-Ферганском сдвиге.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
Буртман В. С. 1962. Нижнекаменноугольные отложения Срединного Тянь-Шаня и Таласо-Ферганский разлом.— Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, № 9.
Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. 1963. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. В кн.: «Разломы и горизонтальные движения земной коры». М., Изд-во АН СССР.
Бызова С. Л. 1962. Глубинный разлом на северо-западе Центрального Кавказа. В кн.: «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. 3. М., Гостоптехиздат.
Быкова М. С., Казанли Д. Н. 1957. Связь структуры гравиметрического поля Центрального Казахстана с раннегерцинскими литолого-фациальными областями.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 2 (27).

Вакар В. А., Воронов П. С., Деменицкая Р. М. 1958. К вопросу о региональных разломах севера Средней Сибири.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, **67**, вып. 7.
Васильев В. А. 1963. О плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Восточного Памира. В кн.: «Материалы по геологии Памира», вып. 1. Душанбе.
Васильковский Н. П. 1935. Геология гор Супе-Тау, Ак-Бель и Ак-Чоп. В кн.: «Труды Таджикской базы АН СССР», т. 4. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Васильковский Н. П. 1963. К проблеме островных дуг. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
Вахрамеев В. А. 1945. Нижнекаменноугольная вулканогенная провинция Прибалхашья и северных дуг Тянь-Шаня.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **20**, вып. 1—2.
Ващилов Ю. Я. 1963. 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).— Сов. геология, № 4.
Введенская Н. А. 1961. Землетрясения Средней Азии. В кн.: «Землетрясения в СССР». М., Изд-во АН СССР.
Введенская Н. А., Фогель А. А. 1957. О карте эпицентров Северного Тянь-Шаня.— Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, № 3.
Везир-Заде Ф. А., Багаров Т. Ю. 1963. Некоторые результаты геотермических исследований месторождения Биби-Эйбат.— Изв. высших учебн. завед., нефть и газ, № 5.
Веккия О. 1960. Геологические и геофизические аспекты разломов литосферы (Сицилия, Передовые хребты Итальянских Альп, Юра, Прирейнская впадина). В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.
Верзилин Н. Н. 1961. Многообразие следов древних землетрясений в нижнемеловых отложениях северо-восточной Ферганы.— Вестник Ленингр. ун-та, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.
Вихерт А. В. 1960. Дербеке-Нельгехинский разлом в фундаменте Верхояно-Колымской складчатой области.— Геол. и геофиз., № 3.
Войтович В. С. 1963. История развития Джунгарского глубинного разлома.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Вонгаз Л. Б. 1958. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геология, № 5.
Ворис Р. 1957. Гидрогеологические изменения, вызванные землетрясениями. В кн.: «Живая тектоника». М., ИЛ.
Воронов П. С. 1959. Тангенциальные напряжения и региональные сдвиговые деформации земной коры на севере Средней Сибири.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 17.
Габриелян А. А. 1956. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение.— Докл. АН СССР, **106**, № 3.
Галицкий В. В. 1967. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). Тр. Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, **19**.
Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Тулина Ю. В. 1955. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, **105**, № 1.
Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Давыдова Н. В. 1957. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане.— Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, № 3.
Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана 1961. Л., Отд. научно-техн. информ.
Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан, ч. I. 1941. М., Госгеолтехиздат.
Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР, ч. I, 1954. М., Госгеолтехиздат.
Герасимов В. Г., Покровский В. А. 1962. Новые данные о геотермических условиях востока Татарии.— Новости нефт. и газ. техн. геол., № 6.
Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Б. И. 1960. Новые принципы сейсмического районирования на примере Центрального Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2—3.
Годин Ю. Н. 1959. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами.— Автореф. докт. дисс. М.
Годин Ю. Н. 1961. Изучение строения земной коры геофизическими методами исследований. В кн.: «Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых». М., Гостоптехиздат.
Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. 1960. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской впадины.— Докл. АН СССР, **133**, № 6.
Гокоев А. Г. 1952. О мезозойском вулканизме Восточного Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, № 119, серия геол., вып. 15.
Горжевский Д. И., Лазько Е. М. 1961. Монголо-Охотский глубинный разлом.— Докл. АН СССР, **137**, № 5.
Горохов С. С., Шарфман В. С. 1963. Главный Уральский разлом на Южном Урале.— Докл. АН СССР, **149**, № 2.

Горшков Г. П. 1949. Землетрясения на территории Советского Союза. М., Госкультпросветиздат.
Горячев А. В. 1959. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР.
Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В. и др. 1960. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. В кн.: «Глубинное строение земли по геофизическим данным». Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2. М., Госгеолтехиздат.
Григорьев А. В. 1958. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 4.
Губин И. Е. 1960. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР.
Гутенберг Б. 1960. К вопросу о корнях гор. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.
Гутенберг Б., Рихтер К. 1948. Сейсмичность Земли. Перев. с англ. М., ИЛ.
Двойченко Н. К., Харченко Л. Ф. 1962. Опорный разрез верхнесилурийских и девонских отложений северной окраины Джунгаро-Балхашской геосинклинали.— Материалы по геол. и полезным ископ. Центр. Казахстана, вып. 2.
Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М. 1963. Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины. В кн.: «Вопросы теории и методики геофизических исследований». Киев, Изд-во АН УССР.
Дикси Ф. 1959. Великие африканские разломы. Перев. с англ. М., ИЛ.
Дистанов Э. Г. 1962. О роли сдвиговых движений в формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализация в ней полиметаллического оруденения.— Геол. и геофиз., № 2.
Довжиков А. Е. 1960. Таласо-ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шаня. В кн.: «Материалы сессии ученого совета по результатам работ 1958 г.». Л., Изд. ВСЕГЕИ.
Додин А. Л. 1964. Глубинные разломы на примере Алтае-Саянской области. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».
Додонова Т. А. 1962. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома.— Труды Упр. геол. и охраны недр при Совете Министров Кирг. ССР, сб. 2.
Дорофеева Т. В., Лапшов В. А. 1958. Некоторые новые данные о тектонике Чу-Сарысуйской депрессии.— Докл. АН СССР, **118**, № 4.
Драгунов В. И. 1962. Транссибирский линеамент.— Геогр. сб., № 15.
Дронов В. И., Левен Э. Я. 1961. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира.— Сов. геология, № 11.
Дружинин А. В. 1963. Геотермическая характеристика пород Самарской Луки.— Геол. нефти и газа, № 6.
Дюфур М. С. 1961. О границе структур Куэнь-Луня и Каракорума на Памире (о главной тектонической линии Памира). В кн.: «Геология Средней Азии». Изд-во Ленингр. ун-та.
Дюфур М. С. 1962. Геологическое развитие Центрального Памира.— Вестник Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., № 6
**Егоров А. А. 1944.** О миграции эпицентров землетрясений Тянь-Шаньской сейсмической зоны.— Изв. Казахск. фил. АН СССР, серия геол., вып. 2/3.
Жданов В. В. 1964. Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».
Заварицкий А. Н. 1946. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Зайка-Новацкий В. С., Цуканов В. А. 1966. Атансорская сдвиговая зона в Атансор-Аксуйском районе Северного Казахстана.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 10.
Зайцев Н. С. 1963. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. В кн.: «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Зайцев Ю. А. 1957. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центральн. Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **32**, **вып. 1.**
Замараев С. М., Кузнецов Г. А. 1961. О крупнейшей флексуре юга Сибирской платформы.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 2.
Захаров С. А. 1962. Тектоническое районирование и структурные схемы Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН Тадж. ССР, **5.**
Зубцов Е. И. 1956. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, № 4.
Иванов А. Х., Войтович В. С. 1964. Герцинские сдвиги вдоль Джунгарского разлома.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Иванов Б. А. 1961. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (сдвигу).— Докл. АН СССР, **138**, № 4.
Иванов Б. А. 1963. Некоторые общие предположения, основанные на видимой связи гранитоидных интрузий с Центральным Сихотэ-Алиньским разломом (одвигом).— Информ. сб. Приморск. геол. упр., № 4.

Иванова Т. Н. 1964. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон юга Алтае-Саянской области и распространении в их пределах магматических образований. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».
Ициксон М. И. 1963. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геол. рудных месторождений, № 2.
Ишина Т. А. 1954. Фации и условия углеобразования нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
Кабанов Ю. Ф. 1962. Жаксыконская серия среднего течения р. Нуры.— Вестник Моск. ун-та, серия 4, геол. № 1.
Казанли Д. Н. 1955. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 20.
Казанли Д. Н., Користашевская Т. И. 1959. Геолого-геофизические предпосылки разведочных и поисковых работ в Приджезказганском районе и Бет-Пак-Дале. В кн.: «Производительные силы Центрального Казахстана», т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
Казанли Д. Н., Попов А. А., Антоненко А. Н. 1959, Глубинное сейсмическое зондирование в Центральном Казахстане. Профиль Балхаш-Темир-Тау (1957—1958 гг.).— Вестник АН Каз. ССР, № 4.
Казьмин Ю. Б. 1962. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 8.
Канфель О. М., Мазарович О. А., Турсина В. В. 1962. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна. Ст. I (Стратиграфия допалеозойских и палеозойских отложений).— Вестник. Моск. ун-та, серия 4, геол. № 6.
Каплун Л. И., Рукавишникова Т. Б. 1958. Граница силура и девона в Северо-Восточном Прибалхашье.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Карпинский А. П. 1883. Замечание о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России.— Горный ж., **3**, № 9.
Карпинский А. П. 1887. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды.— Записки Акад. наук, **60**, прил. 8.
Карпинский А. П. 1894. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— Изв. Акад. наук, № 1.
Карпова Е. Д. 1960а. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР.
Карпова Е. Д. 1960б. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР.
Кассин Н. Г. 1934. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., **2**, № 6.
Кассин Н. Г. 1941. Общая характеристика тектоники Восточного Казахстана. В кн.: «Геология СССР», т. 20, «Восточный Казахстан», ч. I. М.— Л., Госгеолиздат.
Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. 1959. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **34**, вып. 2.
Киселев В. В., Королев В. Г. 1964. 1) Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. 2) Беш-Таш-Терекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня. В кн.: «Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим».
Киселев Ю. Г. 1961. Опытные исследования по регистрации микроземлетрясений с целью трассирования зон глубинных разломов на северном склоне Сибирской платформы.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, **125**.
Китаев Н. А. 1962. Новые данные о Борщовочном разломе. Материалы по геол. и полезным ископ. Бурятской АССР, вып. 8.
Клейнберг В. Г. 1956. Ферганская впадина.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 96.
Кнауф В. И. 1962. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня.— Труды Упр. геол. и охраны недр. при Совете Министров Кирг. ССР, сб. 2.
Книппер А. Л. 1963. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 90.
Кобаяси Т. 1959. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. Перев. с англ. М., ИЛ.
Ковалевский С. А. 1960. Геологические черты линеамента 38-го меридиана в районе Черного моря.— Докл. АН СССР, **130**, № 6.
Ковальчук В. С., Гальцев-Безюк С. Д. 1963. Глубинные разломы Сахалина. В кн.: «Материалы по региональной тектонике СССР». М., Госгеолтехиздат.
Козловский Г. М. 1963. Фрагменты новейшей тектоники хребта Чингиз.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3 (54).
Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Гольденберг Е. С., 1959. О некоторых глубинных разломах юго-восточной части Центрального Казахстана (по аэромагнитным данным).— Вестник АН Каз. ССР, № 7.
Колотухина С. Е. 1948. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сарысу-Моинтинского междуречья (Центральный Казахстан).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 101, геол. серия (№ 32).

Копяткевич Р. А. 1959. Общие черты геологического строения части Коксенгирского синклинория в Северном Казахстане.— Сборник научных трудов Казахск. горно-металлург. ин-та, № 20.
Королев В. Г., Туровский С. Д. 1958. Некоторые закономерности размещения полиметаллического оруденения в Северном Тянь-Шане. В кн.: «Юбилейная научная сессия АН Кирг. ССР». Фрунзе.
Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. 1958. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
Костливцев А. А. 1959. Основные черты тектоники западной части Карагандинского бассейна, задачи и методы дальнейшего изучения.— Изв. Томск. политехн. ин-та, **99**, вып. 2.
Красный Л. И. 1964. Некоторые вопросы размещения глубинных разломов на востоке СССР. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».
Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. 1962. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геология, № 11.
Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. Перев. с англ. М., ИЛ.
Кронидов И. И. 1961. Выделение тектонических разрывов по аэромагнитным данным (тезисы доклада). В кн.: «Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых». М., Гостоптехиздат.
Кронидов И. И., Кумпан А. С. 1960. Геологическое строение закрытых территорий Казахстана по материалам аэромагнитной съемки.— Бюлл. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, № 2.
Кронидов И. И., Кумпан А. С., Рябкова М. С. 1958. Новые данные о геологическом строении и структурах Северного Прибалхашья и Сарысуйской депрессии.— Сов. геология, № 8.
Кропоткин П. Н. 1950. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 108, серия геол. (№ 36).
Кудрявцев В. Е., Мамин Ю. А. 1960. Зоны глубинных разломов Тувы и их роль в локализации эндогенных рудных образований.— Бюлл. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, № 2.
Кудрявцев Н. А. 1963. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Л., Гостоптехиздат.
Кузнецов В. А. 1934. Новые данные по геологии Западного Саяна. Вестник Зап.-Сиб. геол.-гидрогеодез. треста, № 2.
Кузнецов В. А. 1948. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы.— Докл. АН СССР, **60**, № 2.
Кузнецов В. А. 1963. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13.
Кузнецов Е. А. 1939. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Кузнецов И. Г. 1933. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа.— Проблемы сов. геол., № 7.
Куликов В. И. 1961. Глубинное геологическое строение Азербайджанской ССР по данным геофизических исследований. В кн.: «Состояние и перспективы развития разведочной геофизики». М., Гостоптехиздат.
Кухтиков М. М. 1956. Краевые разломы Памира и Дарваза.— Ученые записки Тадж. **ун-та, 12, труды фак. естеств. наук, вып. 2.**
Кушев Г. Л. 1941. Карагандинский угленосный бассейн. М., Госгеолиздат.
Лаверов Н. П., Власов Б. П. 1962. О некоторых долгоживущих разломах и зональном размещении гидротермальных образований в связи с их развитием (на примере Кендыктасских гор, Южный Казахстан).— Геол. рудных месторождений, № 6.
Лазько Е. М., Резвой Д. П. 1962. О тектонической природе зоны Карпатских утесов.— Вісник Львів. ун-ту, серия геол., № 1.
Ласовский А. Г. 1958. К вопросу о важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. В кн.: «Сборник материалов 3-й научно-техн. конференции Фрунзенского политехнического института». Фрунзе
Левен Э. Я. 1964. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Лисицына Н. А. 1956. Условия образования верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **31**, вып. 2.
Лукьянов А. В. 1961а. К вопросу о механизме образования позднепалеозойской структуры Атасу-Жамшинского междуречья (Центральный Казахстан).— Докл. АН СССР, **141**, № 5.
Лукьянов А. В. 1961б. Структура Аксоран-Акжальской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Лысак С. В. 1963. О связи геоизотерм с рельефом фундамента Иртышского амфитеатра.— Материалы Комис. по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, вып. 1.

Мазарович О. А. 1953. О структуре палеозойских и докембрийских отложений Атбасарского и прилегающих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей Казахской ССР. В кн.: «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы.

Мазарович О. А. 1961. Сарысуйский глубинный шов (о сочленении Сарысу-Тенизского поднятия и Атасуйского антиклинория в Центральном Казахстане).— Вестник Моск. ун-та, серия 4, геол., № 6.

Мазарович О. А. 1963. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна. Ст. 2.— Вестник Моск. ун-та, серия 4, геол., № 3.

Макаров А. С. 1960. К истории геологического развития севера восточной части Чаткальского хребта в среднем палеозое.— Труды Узбекск. геол. упр. геол., № 1.

Макарычев Г. И., Пазилова В. И. 1963. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 93.

Малиновский В. Ю. 1961. Неотектоника Карагандинского района (Центральный Казахстан).— Вестник Моск. ун-та, серия 4, геол., № 6.

Мареичев А. М. 1960. Структурные особенности Успенской зоны смятия в Центральном Казахстане и основные этапы ее развития.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 33.

Марков М. С. 1958. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклинория.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Маркова Н. Г. 1948. Тектоника Чингизской зоны северо-востока Казахстана. В кн. «Тектоника СССР», т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Маркова Н. Г. 1961. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 62.

Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. 1958. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение северо-востока СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР.

Медведев В. Я. 1961. Стратиграфия и тектоника докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Тянь-Шаня. Автореф. канд. дисс. М.

Медведев С. В. 1961. Определение балльности (интенсивности) землетрясений. В кн.: «Землетрясения в СССР». М., Изд-во АН СССР.

Медоев Г. Ц. 1939. Геологическое строение южной окраины Карагандинского бассейна.— Материалы по геол. и полезным ископ. Казахстана, вып. 8.

Мельник Г. Г. 1963. Тектоника Рангкуль-Аксуйского района (Восточный Памир).— Материалы по геол. Памира, вып. 1.

Милановский Е. Е. 1957. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенизского водораздела.— Сов. геология, сб. 62.

Милановский Е. Е. 1962. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— Сов. геология, № 6.

Миллер Е. Е. 1960. Нижний кембрий северо-востока и востока Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата.

Михайлов А. Е. 1959. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 12.

Михайлов А. Е. 1964. О классификации разрывных нарушений и изображении их на геологических картах. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».

Михайлов Н. П. 1955. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Михайлов Н. П. 1958. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане.— Сов. геология, № 7.

Моисеенко Ф. С. 1961а. О зонах смятия в Центральном Казахстане. В кн.: «Геология Средней Азии». Л., Изд-во Ленингр. ун-та.

Моисеенко Ф. С. 1961б. Об угловом несогласии внутри эффузивной толщи нижнего девона в юго-восточной части Центрального Казахстана. В кн.: «Геология Средней Азии». Л., Изд-во Ленингр. ун-та.

Моралев В. М., Гольденберг В. И., Пугачева И. П. 1960. Джулджурский глубинный разлом, его развитие и связь с ним магматизма и оруденения. В кн.: «Материалы к 1-й Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток.

Морозов М. Д., Бродовой В. В., Бекжанов Г. Р. и др. 1963. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Муготжар по региональным геофизическим исследованиям — Изв. АН Каз. ССР, серия геол. наук, вып. 2 (53).

Москалева С. В. 1964. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала). В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».

Мусатов Д. И. 1962. Некоторые вопросы классификации глубинных разломов и проблема возникновения магматических очагов. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР.

Мусатов Д. И. 1963. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края. В кн.: «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

Невский В. А. 1959. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии.— Бюлл. Научно-техн. об-ва, серия геол., вып. 6.
Некрасов Ю. Е. 1959. О разведке сбросов сейсмическим методом преломленных волн.— Записки Ленингр. горн. ин-та, **36**, вып. 2.
Несмеянов С. А. 1960. О тектоническом строении района Успенского рудника (Центральный Казахстан).— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 7.
Нехорошев В. П. 1938. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая.— Проблемы сов. геол., № 3.
Николаев В. А. 1933. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Записки Всеросс. мин. об-ва, **62**, вып. 2.
Николаев Н. И. 1959. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома Каратау).— Сов. геология, № 7.
Обручев В. А. 1912. К орографии и геологии Калбинского хребта.— Горные и золотопром. изв., № 9, 10.
Обручев В. А. 1914. Пограничная Джунгария. Отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906, 1907 гг. Томск, изд. Технол. ин-та.
Обручев В. А. 1915. Алтайские этюды. 2. О тектонике Русского Алтая.— Землеведение, кн. 3.
Обручев В. А. 1926. Новые течения в тектонике.— Изв. Геол. ком., **45**, № 3.
Обручев В. А. 1932. Образование гор и рудных месторождений. Л., Изд-во АН СССР.
Овчинников С. К. 1959. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом.— Изв. АН Тадж. ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 1.
Огнев В. Н. 1939. Таласо-Ферганский разлом.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Огнев В. Н. 1959. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. В кн.: «Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Ташкент.
Огнев В. Н., Миклухо-Маклай А. Д. 1947. О возрасте палеозойских толщ Ферганского хребта.— Докл. АН СССР, **57**, № 3.
Олексенко В. П. 1962. Тектоническое развитие Джезказган-Улутауского района в мезозое и кайнозое.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 6 (51).
Орлов В. П. 1959. Магнитные аномалии векового хода в Средней Азии и связь их с тектоникой.— Труды Научно-исслед. ин-та земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, вып. 15 (25).
Очирцев Ц. О. 1961. О разрывной тектонике Центральной Бурятии.— Труды Бурятск. компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 7.
Паклин А. П. 1963. О сочленении центрального и меридионального разломов и характере движений по ним.— Информ. сб. Приморск. геол. упр., № 4.
Панасенко Г. Л., Мешкова З. С. 1964. О направлении действия тангенциальных напряжений в зоне очагов Гиндукушских землетрясений.— Докл. АН СССР, **155**, № 1.
Парфенов Л. М. 1961. О проявлении сдвиговых деформаций в пределах Кемчикской шовной зоны (Западный Саян).— Геол. и геофиз., № 12.
Паталаха Е. И. 1963. Структура и этапы формирования рудного поля Успенского медного месторождения (Центральный Казахстан).— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 5 (56).
Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Пейве А. В. 1947. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его виргаций.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **22**, вып. 5.
Пейве А. В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Пейве А. В. 1956б. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Пейве А. В. 1956в. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород».— Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР.
Пейве А. В. 1961. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Пейве А. В. 1965. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— Геотектоника, № 1.
Пейве А. В. 1967. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5.
Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. 1964. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн.: «Гималайский и альпийский орогенез».— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 11. М., Госгеолтехиздат.
Пейве А. В., Синицын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Петрушевский Б. А. 1948. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 23, вып. 5.
Петрушевский Б. А. 1964. О принципе унаследованности, вертикальных движениях и проблеме крупных горизонтальных перемещений.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 39, вып. 1.
Покровский А. В. 1963. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара.— Узб. геол. ж., № 6.
Помазков К. Д. 1958. О роли тектонических структур в размещении герцинских интрузий Северного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 122, № 5.
Помазков К. Д. 1962. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение.— Труды Упр. геол. и охр. недр при Совете Министров Кирг. ССР, сб. 2.
Попов В. В. 1954. Новейшие тектонические движения Тянь-Шаня.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 29, вып. 2.
Попов В. И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук Узб. ССР.
Поршняков Г. С. 1962. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов.— Вестник Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., № 6, вып. 1.
Пэк А. В. 1934. К вопросу о трещинной тектонике Южного Урала.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 6.
Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. 1956. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости.— Сов. геология, сб. 53.
Резвой Д. П. 1958. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира.— Геол. об. Львовск. геол. об-ва, № 5—6.
Резвой Д. П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. В кн.: «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. I, Изд. Львовск. ун-та.
Резвой Д. П. 1962. О Западно-Тяньшаньском поперечном глубинном шве.— Вісник, Львівск. ун-ту, серия геол., № 1.
Резников И. П. 1962. Структурные элементы Акбастауской зоны разломов в Центральном Казахстане и основные этапы их формирования.— Сов. геология, № 7.
Рейман В. М. 1962. Приразломные триасовые рифы на Памире.— Докл. АН Тадж. ССР, 5, № 1.
Ренгартен П. А. 1958. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья.— Сов. геология, № 4.
Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. 1959. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР.
Ривош Л. А. 1963. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным).— Геол. и геофиз., № 6.
Рудник В. А., Алексеев Л. М. 1964. О проявлении метаморфизма в зоне глубинного разлома хребта Джагды-Тукурингра на Дальнем Востоке. В кн. «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».
Руженцев С. В. 1962. Тектоника зоны сочленения Центрально-Памирского прогиба и Северо-Памирского поднятия.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Руженцев С. В. 1963. Сдвиги Юго-Восточного Памира. В сб.: «Разломы и горизонтальные движения земной коры».— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 80.
Русаков М. П. 1930. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи.— Изв. Главн. геол.-развед. упр., 49, № 2.
Русаков М. П., Ваганов М. И., Яговкин И. С. 1933. Успенско-Спасский район в северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, вып. 236.
Рыбин А. И. 1959. Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим работам.— Узб. геол. ж., № 5.
Рыжков О. А. 1957. О работе А. И. Суворова «Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам».— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Садыков Р. А. 1964. О Кумбель-Угамском сдвиге.— Узб. геол. ж., № 3.
Сапожников Д. Г. 1948. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн. «Тектоника СССР», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Саргаскаев Т. Б. 1963. Геофизические исследования в Чу-Сарысуйской депрессии и их основные результаты.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол., вып. 4 (55).
Сарсеков А. С. 1958. Проявление новейшей тектоники в бассейне реки Моинты.— Вестник АН Каз. ССР, № 3 (156).
Сатпаев К. И. 1953. О металлогенических эпохах, формациях и поясах Центрального Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 17, № 124.
Сваричевская З. А. 1957. Новейшие тектонические движения в Восточном Казахстане.— Вестник АН Каз. ССР, № 7 (18).
Сваричевская З. А. 1960. Проявление новейших тектонических движений на территории Восточного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Семенова-Тян-Шанская Е. Р. 1955. Изучение стратиграфии и петрологии эффузивных толщ верхнего палеозоя Центрального Казахстана (Шетского, Кызылрайского, Каркаралинского районов).— Сборник научно-техн. информ. Министерства геол. и охраны недр СССР, № 1.

Сенкевич М. А. 1960. Палеофлористическое обоснование стратиграфии континентальных фаций девона Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
Сикстель Т. А. 1962. Климатическая зональность позднего триаса на территории Средней Азии как результат местных поднятий. В кн.: «Значение биосферы в геологических процессах». М., Госгеолтехиздат.
Силантьев В. Н. 1963. Фудзино-Иманский сдвиг.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Синицын В. М. 1956. Основные элементы геологической структуры Гоби.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **31**, № 6.
Синицын Н. М. 1948. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае.— Изв. Всес. геогр. об-ва, **80**, вып. 1.
Синицын Н. М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленингр. ун-та.
Ситтер Л. У. де. 1960. Структурная геология. Перев. с англ. М., ИЛ.
Скворцов Ю. А. 1950. Неотектоника гор Средней Азии.— Материалы по четвертичн. периоду СССР, вып. 2.
Скворцов Ю. А. 1963. Новейшие тектонические движения в бассейне р. Сыр-Дарьи. В кн.: «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР.
Смелянский В. М. 1963. Трассирование глубинных разломов по данным структурного бурения.— Нефтегаз., геол. и геофиз., науч.-техн. сб. 4.
Смирнов В. И. 1947. Рудные пояса.— Вопр. теорет. и прикл. геол., сб. 1.
Смирнов В. И. 1961. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей.— Вестник Моск. ун-та, серия 4, геол., № 1.
Соболев Р. Н., Емельяненко П. Ф. 1957. Возраст интрузий гранитоидов Сарысу-Тенизского поднятия.— Сов. геология, сб. 62.
Суворов А. И. 1954. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 158, серия геол. (№ 68).
Суворов А. И. 1955. Некоторые признаки подземных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Суворов А. И. 1956. К тектонике Ангренской долины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
Суворов А. И. 1957. Еще раз о тектонике Ферганы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Суворов А. И. 1959а. К вопросу о складчато-глыбовых структурах и о применяемых к ним понятиях и терминах.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **34**, вып. 4.
Суворов А. И. 1959б. О мезо-кайнозойских складчато-глыбовых структурах Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Суворов А. И. 1961а. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги.— Изв. АН СССР, серия геол. № 8.
Суворов А. И. 1961б. Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, **137**, № 4.
Суворов А. И. 1962а. К вопросу о классификации крупных разломов геосинклинальных областей (на примере Казахстана и Средней Азии).— Докл. АН СССР, **147**, № 1.
Суворов А. И. 1962б. К характеристике Актасской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Суворов А. И. 1963а. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 80.
Суворов А. И. 1963б. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
Суворов А. И. 1964. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».
Суворов А. И. 1965. Глубинные разломы. В кн.: «Итоги науки», серия геол., № 1. М., Изд-во ВИНИТИ АН СССР.
Суворов А. И. 1967. О новой генетической разновидности складок.— Докл. АН СССР, серия геол., **174**, № 1.
Суворов А. И., Самыгин С. Г. 1963. Матакский тектонический покров в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, **153**, № 1.
Суворов А. И. Самыгин С. Г. 1965. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Суворов А. И., Самыгин С. Г. 1966. Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан).— Докл. АН СССР, **168**, № 3.
Тамразян Г. П. 1960. О наличии глубинного разрыва на юго-восточном Кавказе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
Терентьев В. М. 1964. Джунджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра».
Тетяев М. М. 1934. Основы геотектоники. Л., ОНТИ.

Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И. 1961. Вулканогенный девон Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан).— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 6.
Томсон И. Н. 1962. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, вып. 84.
Томсон И. Н., Архангельская В. В., Семенова Н. Г. 1962. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, вып. 84.
Удинцев Г. Б. 1960. О рельефе дна западной части Тихого океана. В кн.: «Океанические исследования», № 2. М., Изд-во АН СССР.
Уломов В. И. 1962. О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
Успенская Н. Ю. 1961. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии.— Сов. геология, № 3.
Файтельсон А. Ш. 1954. Некоторые положения геологического истолкования результатов правиразведки.— Разведка и промысловая геофиз., вып. 8.
Флеров Б. Л. 1960. Особенности структуры, магматизма и минерализации Куйгинской зоны разломов.— Труды Ин-та геол. наук Якутск. фил. СО АН СССР, вып. 7.
Флоренсов Н. А. 1958. Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае.— Природа, № 7.
Хаин В. Е. 1960. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР.
Хаин В. Е. 1963. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. (Исторический обзор).— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 3.
Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., Изд-во «Недра».
Хаин В. Е., Ломизе М. Г. 1961. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Халевин Н. И. 1962. Тектонические нарушения фундамента Зауралья по геофизическим данным.— Труды Ин-та геофиз. Уральск. фил. АН СССР, вып. 2.
Хараз И. И. 1963. К вопросу о разрывных нарушениях во внешней зоне Предкарпатского прогиба. В сб.: «Вопросы теории и методики геофизических исследований», вып. 5(7). Киев.
Хераскоп Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Хиллс Е. Ш. 1960. Тектоническое строение Австралии. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.
Хорева Б. Я. 1962. Иртышская зона смятия Алтая и ее соотношение с глубинными разломами.— Сов. геология, № 9.
Хорева Б. Я. 1963. Зоны смятия, их характерные особенности и типы.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 85.
Хромовских В. С. 1963. Следы катастрофических землетрясений в Южном Прибайкалье.— Геол. и геофиз., № 3.
Цырендоржиев Ц. Ц. 1963. Элементы тектоники Прибайкалья по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., № 6.
Чарушин Г. В. 1960. Региональные направления тектонических разрывов на Сибирской платформе.— Геол. и геофиз., № 3.
Чебаненко И. И. 1963. Основные закономерности разломной тектоники земной коры.— Киев, Изд-во АН УССР.
Чернов Ю. А. 1960. Об Удино-Витимской зоне разломов. В кн.: «Материалы Совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья, 1959 г.» Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во.
Чуйкова В. Г. 1957. Два комплекса верхнепалеозойских гранитов в Северо-Восточном Прибалхашье.— Сов. геология, сб. 62.
Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы.
Шатский Н. С. 1946а. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Шатский Н. С. 1946б. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н. С. 1948. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Шатский Н. С. 1951. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **30**, вып. 5.
Широкова Е. И. 1961. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6.
Широкова Е. И. 1962. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
Ширяев И. Е., Блохин П. А. 1962. Некоторые геологические результаты региональных геофизических исследований на Русской платформе и в Средней Азии.— Сов. геология, № 10.
Шлыгин Е. Д., Жуков М. А., Копяткевич Р. А. 1959. Тектоническое строение и геологическая история центральной части Восточно-Кокчетавского прогиба (в Северном Казахстане).— Сборник научных трудов Казахск. горно-металлург. ин-та, № 18.
Шлыгин Е. Д., Мухамеджанов С. М., Рейсгоф Г. А. 1955. О тектонике мезо-кайнозоя северной окраины Казахской складчатой страны.— Вестник АН Каз.ССР, № 2.
Штрейс Н. А. 1940. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Штрейс Н. А. 1960. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР.
Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. 1948. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун (Карагандинская обл.).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 101, геол. серия (№ 32).
Щерба Г. Н. 1955. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 20.
Щерба Г. Н. 1956. Палеозойские глубинные подвижные зоны Восточного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., вып. 24.
Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Мирошниченко Л. А. 1962. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 1.
Щерба Г. Н., Попов А. А. 1962. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части Восточного Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3 (48).
Юньков А. А., Афанасьев Н. Л., Федорова Н. А. 1961. Интерпретация аномалий $V_D$, $V_{zz}$ и Z над контактами и сбросами. М., Госгеолтехиздат.
Яговкин И. С. 1932. Геологические исследования Успенского района Казахской ССР.— Труды Главн. геол.-развед. упр., вып. 42.
Яковлев Д. И. 1941. Бет-Пак-Дала. В кн.: «Геология СССР», т. 20, «Восточный Казахстан», ч. I. М.—Л., Госгеолиздат.
Якубов Д. Х., Борисов О. М. 1962. Каратау-Памирский глубинный разлом.— Узб. геол. ж., № 4.

Allen Cl. R. 1962. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region.— J. Geophys. Res., **67**, N 12.
Amand P. St., Allen Cl. R. 1960. Strike-slip faulting in Northern Chile.— Bull. Geol. Soc. America, **71**, N 12, pt. 2.
Baker C. L. 1934. Major structural features of Trans-Pecos Texas.— Texas Univ. Bull., N 3401.
Brock B. B. 1957. World patterns and lineaments.— Trans. and Proc. Geol. Soc. Africa, **60**.
Burcheil B. C., Stewart I. H. 1966. «Pull-apart» origin of the central segment of Death Valley, California.— Bull. Geol. Soc. America, **77**, N 4.
Castor E., Mennessier H., Mennessier G. 1961. Les écailles de Combecave, prés de Cabasse (Var.).— Bull. Soc. géol. France, 7 sér., **3**, N 5.
Chang Wen-yu. 1961. On the mechanism of blockfaulting of the chinese craton.— Scientia sinica, **10**, N 3.
Cloos H. 1929. Tektonische Experimente und die Entstehung von Bruchlinien. В кн.: «Comptes rendus of the 15th Session of International Geological Congress», vol. 1. Pretoria.
Cloos H. 1948a. The ancient European basement blocks — preliminary note.— Trans. Amer. Geophys. Union, **29**.
Cloos H. 1948б. Grundschollen und Erdnähte.— Geol. Rundschau, **35**, N 2.
Eardley A. I. 1933. Structure and physiography of the Southern Wasatch Mountains.— Papers Mich. Acad. Sci., **19**.
Ehara Sh. 1960. Median line of South-Western Japan, the boundary between both the movements, Pacific and Continental.— Tucucygaky dsaccu. J. Geol. Soc. Japan, **66**, N 774.

Exner Ch. 1959. Bericht über geologische Studien in Südkalifornien.— Verhandl. Geol. Bundesanst., N 1.
Gilbert G. K. 1928. Studies of Basin-Range Structure.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 153.
Gilluly J. 1960. A folded thrust in Nevada inferences as to time relations between folding and faulting.— Amer. J. Sci., 258-A.
Grabert H. 1959a. Zur Tectogenese Nordost-Brasiliens.— Z. Dtsch. geol. Ges., **111**, Teil 3.
Grabert H. 19596. Untersuchungen zur Fazies und Tektonik im Recôncavo (Bahia, Brasilien).— Geol. Jahrb., **78**.
Heim A. 1919—1922. Geologie der Schweiz. Bd. 1—2. Leipzig.
Hintze L. F. 1960. Thrust-faulting limits in Western Utah.— Bull. Geol. Soc. America, **71**, N 12.
Hobbs W. H. 1911. Repeating patterns in the relief and in the structure of the land.— Bull. Geol. Soc. America, **22**, N 5.
Illies H. 1962. Oberrheinisches Grundgebirge und Rheingraben.— Geol. Rundschau, **52**, N 1.
Ivanhoe. L. F. 1962. Right-lateral strike-slip movement along the Lake Clark fault, Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, **73**, N 7.
Johnson M. R. W. 1960. Linear structures in the Moine thrust belt of N. W. Scotland and their relation to the Caledonian orogenesis. В кн.: «Report of the 21st Session of International Geological Congress», pt. 19. Copenhagen.
Kennedy W. Q. 1946. The Great Glen fault.— Quart. J. Geol. Soc. London, **102**.
Lillie A. R. 1961. Folds and faults in the New Zealand Alps and their tectonic significance.— Proc. Roy. Soc. New Zealand, **89**, pt. 1.
Mason R. G. 1959. Geophysical investigations of the sea floor.— Liverpool and Manchester Geol. J., **2**, pt. 3.
Menard H. W. 1955. Deformation of the northeastern Pacific Basin and the west coast of North America.— Bull. Geol. Soc. America, **66**, N 9.
Mitchell-Thomé R. C. 1962. Wrench faulting and orogeny.— Acta geol. Acad. hung., **7**, fasc. 3—4.
Moody J. D. 1962. Wrench-fault tectonics.— Mines Mag., **52**, N 5.
Moody J. D., Hill M. J. 1956. Wrench-fault tectonics.— Bull. Geol. Soc. America, **67**, N 9.
Pakiser L. C. 1960. Transcurrent faulting and volcanism im Owens Valley, California.— Bull. Geol. Soc. America, **71**, N 2.
Pavoni N. 1961. Die nordanatolische Horizontalverschiebung.— Geol. Rundschau, **51**, N 1.
Price R. A. 1960. Lewis thrust sheet in the southeastern Cordillera of Canada.— Bull. Geol. Soc. America, **71**, N 12, pt. 2.
Quennel A. M. 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift.— Quart. J. Geol. Soc. London, **114**, pt. 1, N 453.
Rod E. 1960. Strike-slip fault of continental importance in Bolivia.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **44**, N 1.
Schwinner R. 1936. Die Konsequenz in der tektonischen Entwicklung, erläutert am Gebirgsbau Europas. В кн.: «Report of the 16th Session of International Geological Congress», vol. 2. Washington.
Shepard J. B. Jr. 1962. San Gabriel fault zone.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **46**, N 10.
Sitter L. U., de. 1947. Antithesis Alps-Dinarides.— Geol. en Mijnbouw, **9**, N 1.
Smith G. I. 1962. Large lateral displacement on Garlock fault, California, as measured from offset dike swarm.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **46**, N 1.
Sonder R. A. 1938. Die Lineament-Tektonik und ihre Probleme.— Eclogae geol. helv., **31**, N 1.
Sonder R. A. 1947. Discussion of shear patterns of the Earth's crust by F. A. Vening Meinesz.— Trans. Amer. Geophys. Union, **28**.
Starnes R. 1960. The crack that circles the Earth.— Sci. World, **8**, N 3.
Stille H. 1918. Über Hauptformen den Orogenese und ihre Verknüpfung.— Nachr. Akad. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. IIa.
Stille H. 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
Stille H. 1928. Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien.— Z. Dtsch. geol. Ges., **81**, N 1—2.
Stille H. 1947. Uralte Anlagen in der Tektonik Europas.— Z. Dtsch. geol. Ges., **99**.
Suess E. 1909. Das Antlitz der Erde. Bd. III-2. Wien.
Suggate R. P. 1961. The Alpine fault, South Island, New Zealand.— Geography, **46**, N 1.
Taliaferro N. L. 1943. Geological history and structure of the Central Coast ranges of California.— California State Div. Mines, Dept Nat. Res. Bull., **118**.
Thiel E. 1956. Correlation of gravity anomalies with the Keeweenawen geology of Wiskonsin and Minnesota.— Bull. Geol. Soc. America, **67**, N 8.
Tocher D., Steinbrugge K. V., Zacher E. G., Marion W. C. 1959. Creep on the San Andreas fault.— Bull. Geol. Soc. America, **70**, N 12, pt. 2.

Vacquier V. 1959. Measurement of horizontal displacement along faults in the ocean floor.— Nature, **183**, N 4569.
Vening-Meinesz F. A. 1934. Gravity expedition at sea, 1923—1932. Bd. 2. Netherlands Geodetic Commission.
Venning-Meinesz F. A. 1947. Shear pattern of the Earth's crust.— Trans. Amer. Geophys. Union, **28**, N 1.
Ver Wiebe W. A. 1936. Geosynclinal boundary faults.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **20**, N 7.
Wellman H. W. 1956. Structural outline of New Zealand.— New Zealand Dept Sci. and Ind. Res. Bull., N 121.
Whitten C. A., Claire C. N. 1960. Analysis of geodetic measurements along the San Andreas fault.— Bull. Seismol. Soc. America, **50**, N 3.
Wilson T. 1962. Cabot fault, an Appalachian equivalent of the San Andreas and Great Glen faults and some implications for continental displacement.— Nature, **195**, N 4837.
Wise D. U. 1963. An outrageous hypothesis for the tectonic pattern of the North American Cordillera.— Bull. Geol. Soc America, **74**, N 3.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Предисловие . . . . . .

*Глава I.* **Общие сведения** . . . . . 7

1. Развитие представлений о разломах . . . . . 7
2. Современные данные о глубинных разломах . . . . . 14
   Распространение глубинных разломов . . . . . 15
   Движения по глубинным разломам . . . . . 18
   Глубинные разломы, структуры земной коры и магматизм . . . . . 22
   Глубинные разломы и рудные месторождения . . . . . 25
3. Геофизические интерпретации глубинных разломов . . . . . 29

*Глава II.* **Глубинные разломы Казахстана и Средней Азии** . . . . . 49

1. Спасская зона разломов . . . . . 50
   Общие сведения по стратиграфии и тектонике . . . . . 50
   Отложения нижнего — среднего девона Спасской зоны и соседних районов 53
   Живетско-франские отложения Спасской зоны и соседних районов . . 61
   Байдаулет-Карасорский разлом Спасской зоны . . . . . 66
   Структуры Спасского надвигового пояса . . . . . 70
   История развития структур Спасской зоны . . . . . 80
2. Успенская зона разломов . . . . . 86
   Состояние изученности Успенской зоны . . . . . 87
   Сводный стратиграфический разрез Успенской зоны и соседних районов 89
   Основные структурные элементы Успенской зоны . . . . . 93
   История развития структур Успенской зоны . . . . . 102
3. Актасская зона разломов . . . . . 107
   Общая характеристика Актасской зоны . . . . . 108
   Строение и развитие центральной части Актасской зоны . . . . . 111
   О специфике Актасской зоны . . . . . 126
4. Таласо-Ферганский разлом . . . . . 126
   Состояние изученности зоны Таласо-Ферганского разлома . . . . . 126
   Мезо-кайнозойская структура Таласо-Ферганского разлома . . . . . 129
   О палеозойском развитии Таласо-Ферганского разлома . . . . . 135
5. Прикураминский разлом . . . . . 142
6. Вахшская надвиговая зона . . . . . 147
   Тектоническое положение и изученность зоны . . . . . 147
   Нижнемеловые фации Вахшской зоны и соседних районов . . . . . 149
   Фациальные зоны верхнего мела . . . . . 151
   Фациальные зоны палеогена . . . . . 153
   О длительности развития Вахшской надвиговой зоны . . . . . 154
   О сходстве Вахшской надвиговой зоны с надвигами Западных Карпат . . 158
7. Краткая характеристика других крупных разломов Казахстана и Средней Азии . . . . . 162
   Область каледонской стабилизации . . . . . 163
   Область герцинской стабилизации . . . . . 180
   Область альпийской стабилизации . . . . . 197

*Глава III.* **Особенности строения и формирования разломов Казахстана и Средней Азии** . . . . . 204
1. Основные черты строения зон разломов . . . . . 204
2. Особенности формирования разломов в палеозое, мезозое и кайнозое 211
Раннепалеозойские разломы . . . . . 213
Силурийские разломы . . . . . 219
Девонские разломы . . . . . 225
Разломы позднего девона — раннего карбона . . . . . 231
Позднепалеозойские разломы . . . . . 236
Триасово-юрские разломы . . . . . 243
Мел-палеогеновые разломы . . . . . 249
Неоген-четвертичные и современные разломы . . . . . 253

*Глава IV.* **Роль глубинных разломов и их место в эволюции земной коры** . 265
1. Современные воззрения на эволюцию земной коры и данные по Казахстану и Средней Азии . . . . . 265
2. Основные этапы и стадии формирования глубинных разломов . . . . 272
3. Системы и порядки глубинных разломов и палеодинамика земной коры 280
4. Явления унаследованности и наложенности в развитии глубинных разломов 287

*Глава V.* **Основные выводы** . . . . 293

*Литература* . . 299

## CONTENTS


Foreword . . . . . 5

*Chapter I.* **General information** . . . . . 7

1. Development of ideas about faults . . . . . 7
2. Recent data on deep-seated faults . . . . . 14
   Distribution of deep-seated faults . . . . . 15
   Movements in deep-seated faults . . . . . 18
   Deep-seated faults, structures of the Earth's crust and magmatism . . . 22
   Deep-seated faults and ore deposits . . . . . 25
3. Geophysical interpretation of deep-seated faults . . . . . 29

*Chapter II.* **Deep-seated faults of Kazakhstan and Middle Asia** . . . . . 49

1. Spassky faulted zone . . . . . 50
   General information of stratigraphy and tectonics . . . . . 50
   Deposits of the Lower-Middle Devonian of the Spassky zone and adjacent areas . . . . . 53
   Givetian-Frasnian deposits of the Spassky zone and adjacent areas . . 61
   Baidaulet-Karasor fault of the Spassky zone . . . . . 66
   Structures of the Spassky overthrust belt . . . . . 70
   The development history of structures of the Spassky zone . . . . . 80
2. Uspensky faulted zone . . . . . 86
   The level of knowledge of the Uspensky zone . . . . . 87
   A composite section of the Uspensky zone and adjacent areas . . . . 89
   The main structural elements of the Uspensky zone . . . . . 93
   The development history of the Uspensky zone . . . . . 102
3. Aktas faulted zone . . . . . 107
   A general characteristic of the Aktas zone . . . . . 108
   Structure and development of the central part of the Aktas zone . . 111
   On specific features of the Aktas zone . . . . . 126
4. Talaso-Fergana fault . . . . . 126
   The level of knowledge of the zone of the Talaso-Fergana fault . . . 126
   Meso-cenozoic structure of the Talaso-Fergana fault . . . . . 129
   On Paleozoic development of the Talaso-Fergana fault . . . . . 135
5. Near Kuramina fault . . . . . 142
6. Vakhsh overthrust zone . . . . . 147
   The tectonic position and the level of knowledge of the zone . . . . 147
   The Lower Cretaceous facies of the Vakhsh zone and adjacent areas . . . 149
   The Upper Cretaceous facies zones . . . . . 151
   The Paleogene facies zones . . . . . 153
   On the duration of development of the Vakhsh overthrust zone . . . 154
   On similarity of the Vakhsh overthrust zone to the overthrust zones of the Western Carpathians . . . . . 158
7. A short characteristic of other big faults of Kazakhstan and Middle Asia 162
   District of the Caledonian stabilization . . . . . 163
   District of the Herzinian stabilization . . . . . 180
   District of the Alpian stabilization . . . . . 197

*Chapter III.* **Peculiarities of the structure and formation of faults of Kazakhstan and Middle Asia** . . . . . 204
1. The main structural features of the faulted zones . . . . . 204
2. Peculiarities of the fault formation in Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic . 211
The Early Paleozoic faults . . . . . 213
The Silurian faults . . . . . 219
The Devonian faults . . . . . 225
The Late Devonian-Early Carboniferous faults . . . . . 231
The Late Paleozoic faults . . . . . 236
The Triassic-Jurassic faults . . . . . 243
The Cretaceous-Paleogene faults . . . . . 249
The Neogene-Quarternary and recent faults . . . . . 253

*Chapter IV.* **The role of deep-seated faults and their place in the evolution of the Earth's crust** . . . . . 265
1. The latest views on the evolution of the Earth's crust and data on Kazakhstan and Middle Asia . . . . . 265
2. The main periods and stages of the formation of the deep-seated faults 272
3. Systems and units of the deep-seated faults and paleodynamics of the Earth's crust . . . . . 280
4. Phenomena of inheritance and superposition in the development of deep-seated faults . . . . . 287

*Chapter V.* **The main conclusions** . . . . . 293

*Bibliography* . . . . . 299

*Анатолий Иванович Суворов*

**Закономерности строения и формирования глубинных разломов**

Труды, вып. 179

*Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР*
Редактор издательства *В. С. Журавлев*

Технические редакторы *Г. Н. Шевченко, А. Ф. Федотова*

Сдано в набор 11/XII 1967 г. Подп. к печ. 18/IV 1968 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Усл. печ. л. 28,35. Т-06171. Уч.-изд. л. 28,4+0,7 вкл.=29,1. Тираж 1600 экз. Тип. зак. 7063.

*Цена 2 р. 24 к.*

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10