

12-1485
680

РАЗЛОМЫ
И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

ПЕЧАТНИЦА «СОВЕТСКИЙ НАУЧКОН»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

FAULTS
AND HORIZONTAL
MOVEMENTS
OF THE EARTH'S CRUST

Transactions, vol. 80

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MOSCOW 1963

РАЗЛОМЫ
И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ
ДВИЖЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Труды, вып. 80

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
член-корр. АН СССР *А. В. Пейве*,
М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
А. В. Пейве

EDITORIAL BOARD:
Corresp. member of the Academy of Sciences of the USSR *A. V. Peive*,
M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR
A. V. Peive

В. С. БУРТМАН, А. В. ЛУКЬЯНОВ А. В. ПЕЙВЕ
С. В. РУЖЕНЦЕВ

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПО РАЗЛОМАМ И НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В последнее время все более выясняется роль разломов в строении и развитии земной коры. Разломы направляют и контролируют движения земной коры и определяют, таким образом, развитие многих других геологических явлений, прежде всего магматизма, метаморфизма и рудогенеза.

Рельеф континентов и океанов во многих случаях определяется разломами, по которым совершаются дифференциальные тектонические перемещения. Отсюда становится очевидной огромная роль разломов для понижения процессов осадконакопления. Землетрясения и современные вулканы тесно связаны с разломами земной коры. Изучение древних магматических образований приводит многих геологов к представлениям о решающей роли глубинных разломов не только в размещении магматических масс, но и в образовании магматических очагов. В зонах разломов и смятия земной коры резко усиливаются процессы метаморфизма.

Многие металлогенные интрузии залегают в зонах разломов. Среди разнообразных факторов, определяющих пространственное размещение эндогенных месторождений, едва ли не самым главным в современной литературе по металлогении считаются тектонические факторы, прежде всего разломы. Все больше выясняется роль разломов фундамента в формировании нефтегазоносных тектонических структур осадочного чехла и их значение в перемещении жидких и газообразных флюидов в земной коре вообще.

Разломы являются важнейшими элементами структуры Земли, так как определяют образование геосинклиналей и связанных с ними сложноскладчатых зон.

Из этого видно большое научное и практическое значение изучения разломов и их роли в строении и развитии земной коры.

Одним из авторов этой статьи в ряде работ (Пейве, 1945—1961 гг.) было развито представление о глубинных разломах, получившее широкую поддержку и дальнейшую разработку в многочисленных новейших работах по геологии, геофизике и географии. Первой главной чертой и главным свойством земной коры и верхней мантии является ее дискретность, блоковость, мозаичность. Современное геологическое картирование на аэрофотооснове, неизмеримо более точное в отношении изображения структурного рисунка, чем раньше, раскрыло перед нами замечательную картину. Оказалось, что земная кора — это, по сути дела, брекчия планетарного масштаба, состоящая из множества разнообразных по форме и величине блоков. Изучая земную кору в разрезе, можно видеть не только такие разломы, которые ограничивают блоки с боков, но и такие зоны скалывания или разломов, которые

ограничивают блоки снизу. Тангенциальные зоны скалывания в осадочном и гранитном слое земной коры наблюдаются во многих местах развития надвиговой, покровной структуры. Кроме того, можно предполагать, что существует тектоническое расслаивание коры на границах больших и резких разделов физических свойств, подобных разделам Конрада и Мохорoviича, так же как существует скалывание в виде глубинных разломов с боков неодинаковых по составу и массе блоков. Положение тангенциальные тектонические зоны существуют и развиваются вместе с круто наклоненными радиальными зонами. Тангенциальные зоны, расположенные в области больших давлений и температур, вероятно, являются зонами пластического течения, ультраметаморфизма и первичных магматических очагов. Тангенциальные и радиальные глубинные зоны скалывания естественно представляют собой единую взаимосвязанную систему тектонических нарушений недр Земли, которая и обуславливает хронологические и пространственные связи главных геологических явлений — разломов, складчатости, метаморфизма, магматизма и рудогенеза.

Дискретность, блоковость, мозаичность структуры земной коры распространяется и на дно океанов. Гигантские разломы здесь нередко выражены даже лучше, чем на континентах; они проступают в виде огромных многосотметровых отвесных обрывов, крутых гребней и желобов.

Вторым важнейшим свойством земной коры является гетерогенность ее блоков, которые различаются не только по размерам и форме, но также по массе, плотности, составу и геологической истории. Теперь хорошо известно, насколько резко различны в латеральном и вертикальном направлениях состав и мощность осадочного слоя земной коры в разных блоках континентов и океанов. Геофизические исследования показывают, что «фациальность», гетерогенность, неоднородность распространяются и на глубинные недра коры, и на мантию Земли. Разрезы глубин земной коры и верхней мантии разнообразны, и здесь, как и для осадочной оболочки, мы, по-видимому, не должны пользоваться «сводными колонками» для сколько-нибудь обширных пространств. Это необходимо учитывать, в частности, при проектировании сверхглубокого бурения. Гетерогенность земной коры и особенно ее «гранитного» слоя не сводится лишь к изменению физических свойств, а связана также с изменением состава различных глубинных блоков. Нам представляется, что именно эта глубинная гетерогенность вызывает специфику в оруденении каждого блока. Мозаично-глыбовая структура Земли, в которой запечатлены ее дискретность и гетерогенность, выражается в физических полях — гравитационном и магнитном, которые в смягченном виде также имеют мозаичный характер.

Происхождение и механизм формирования структуры земной коры до сих пор не выяснены и трактуются по-разному. Известно, что ответы на этот и многие другие принципиальные вопросы тектоники в значительной мере зависят от воззрений на характер тектонических движений. Эти воззрения уже давно разделяются на две основные группы, в зависимости от того, как оценивается относительная роль горизонтальных и вертикальных движений. С точки зрения ведущей роли вертикальных сил и движений земной коры в образовании тектонических структур общий структурный рисунок Земли представляет собой как бы штамп вертикально перемещающихся участков или блоков, нередко разделенных между собой разломами. Складчатость с этой точки зрения — результат трансформации вертикальных движений земной коры. Естественно, что покровы обычно трактуются при этом как гравитационные структуры, а крупные многокилометровые сдвиги, в сущности, отрицаются.

В пределах континентальных блоков обнаружены структуры с океаническим типом коры, а на площадях с океанической корой в пределах океанов и морей имеются участки, где в геологическом прошлом предполагается существование континентальной коры. Происхождение этих струк-

тур с позиций строгого фиксизма можно объяснить лишь путем привлечения гипотезы океанизации (базификации в больших масштабах) сиалической коры.

Совершенно другое объяснение основным тектоническим явлениям и структурам дают ученые, придающие главное значение тангенциальным напряжениям и перемещениям. Происхождение многих авлакогенов, геосинклиналей, как и участков «океанизации», они связывают с явлениями растяжения сиалической коры. Складчатость, поднятие, скупивание структур считаются результатом тангенциальных напряжений и перемещений. Большое значение придается горизонтальным перемещениям по разломам — крупным шарьяжам и сдвигам с амплитудой во многие десятки километров. Естественно, что для выявления ведущей роли горизонтальных напряжений и перемещений особое значение имеет изучение структурного рисунка земной коры, позволяющего судить о механизме движений блоков и их динамической взаимосвязи.

Если бы мы попытались дальше сравнивать два главных научных направления в тектонике, то увидели бы, что точек соприкосновения между ними в сущности очень мало — все основные геологические явления могут быть объяснены по-разному в зависимости от того, как мы будем подходить к пониманию тектонических движений. В этом заключается известная трудность современной теоретической тектоники, но мы надеемся, что исключительно быстрое развитие науки даст нам новые решающие факты для правильного понимания основных проблем геологии.

Современная геология в своем развитии стремится найти новые принципиальные решения главных проблем, во-первых, посредством охвата глобального геологического материала (включая океанические пространства), во-вторых, посредством проникновения геофизическими методами и сверхглубоким бурением в глубинные недра Земли. В настоящее время источники тектонических сил и движений, как и причины магматизма, подавляющее большинство геологов стремится найти в пределах мантии Земли. Силы, вызывающие постоянное течение геологических явлений, прежде всего тектонические силы, расцениваются ими как результат только саморазвития Земли. Однако известную глобальную правильность и известный порядок в расположении структур земной коры и особенно некоторых структурных линеаментов, законы асимметрии структур и вероятное существование общепланетарной ритмики геологических явлений вряд ли можно объяснить без учета влияния на них движения Земли как космического тела.

А. В. Пейве (1961) подчеркнул, что горизонтальные перемещения блоков земной коры являются дифференциальными и необратимыми в течение обозримой геологической истории. В дискретной и весьма гетерогенной структуре Земли скорость и дифференциальность тангенциального перемещения блоков, очевидно, зависят от их массы, что должно свидетельствовать о каком-то участии инерционных сил планеты в разрядке постоянно существующих тектонических напряжений. Вероятно, прежде всего необходимо учитывать спорадические изменения геодинамического режима Земли и других космических тел.

В этой книге излагаются первые итоги изучения перемещений блоков земной коры по разломам, предпринятого группой сотрудников Геологического института Академии наук СССР. Специальные полевые исследования, проведенные главным образом в Средней Азии и Казахстане, а также некоторый сравнительный материал, показали, что горизонтальные перемещения блоков земной коры по разломам ранее явно недооценивались. Их большое значение выяснилось при изучении и современных структур, возникающих во время катастрофических землетрясений, и древних кайнозойско-мезозойских и палеозойских тектонических структур. В процессе работы стало ясно, что особое значение имеет изучение горизонтальных

сдвигов и различных структур растяжения (раздвигов, сбросов и др.). Именно эти структуры, находящиеся в динамическом и генетическом единстве с другими тектоническими структурами, при геологических исследованиях сильно недооценивались. Поэтому в данной работе главное внимание уделено тектонике сдвигов.

Одним из доказательств горизонтальных перемещений в земной коре в прежних работах по тектонике обычно считались крупные надвиги и шарьяжи. Однако после появления гипотезы гравитационного происхождения покровов это доказательство в глазах многих исследователей постепенно утратило силу. Но сама гипотеза гравитационного происхождения покровов (как и многие другие тектонические гипотезы) представляется вполне научной лишь до тех пор, пока явления, которые она стремится объяснить, не найдут тесных и закономерных генетических связей с другими явлениями, которые этой гипотезой не могут быть объяснены.

В этой книге приводятся доказательства теснейшей генетической связи надвигов, сбросо-раздвигов и сдвигов. Выясняется, что большие сдвиги и большие надвиги находятся в динамическом единстве, не существуют изолированно, а возникают и развиваются вместе. В динамическом единстве с этими типами разломов находятся и структуры растяжения, которые выражаются в сбросах, грабенах и проседаниях коры. Таким образом, изучение и доказательство крупных сдвигов и их связей со столь же крупными надвигами и структурами растяжения делает ненужной гравитационную гипотезу, так как большие сдвиговые перемещения по крутым или отвесным глубинным разломам невозможно объяснить «сползанием» поверхностных масс с геотуморов и поднятий. Ясно, что здесь имеется совершенно иной механизм и иные связи. Тектонические покровы и геосинклинальная складчатость, но уже обязательно вместе со сдвигами и раздвигами, снова становятся, таким образом, важным свидетельством крупных горизонтальных перемещений блоков земной коры.

В этой книге приводится материал, свидетельствующий о том, что связи сдвигов, надвигов и раздвигов в тектоническом процессе выражаются и в других одновременно возникающих тектонических формах — грабенообразных проседаниях, развивающихся в зонах растяжения, и поднятиях — в зонах сжатия. Понятно, что при таком механизме структурообразования ряд явлений магматизма получает более ясные и конкретные связи с тектоникой. В частности, возникновение и развитие зон проницаемости для верхнепалеозойского вулканизма Казахстана (см. статью В. В. Коптевой и И. Г. Щерба) закономерно связаны со сдвиговой тектоникой и обусловлены тангенциальными, а не радиальными напряжениями в земной коре.

В этой статье рассмотрены некоторые вопросы методики изучения сдвигов. Длительное развитие структуры земной коры сопровождается большими структурными новообразованиями. Кроме унаследованных структур, существуют, как известно, и структуры наложенные. Последние возникают в фазы резкой активизации тектонических движений (тектонические фазы). Перестройка тектонического плана и структурные новообразования связаны именно с тектоническими фазами, во время которых развиваются крупные секущие сдвиги, надвиги и раздвиги, отличные от тех, которые связаны с очень длительным тангенциальным перемещением масс в процессе унаследованного развития проседаний и воздыманий коры. Соответственно и методы изучения горизонтальных перемещений по разломам различны. Установить сдвиги труднее, чем надвиги. Поэтому крупные сдвиги, равноценные зонам многокилометровых надвигов, пока насчитываются единицами, хотя в действительности их, конечно, отнюдь не меньше, чем надвигов. В связи с известными трудностями установления сдвигов мы вынуждены довольно подробно рассмотреть методы их изучения.

Изучение сдвигов имеет характерные особенности, определяющие и выбор объектов исследований, и те весьма специфические приемы, которыми

должны пользоваться геологи в полевых исследованиях и при анализе геологических материалов.

Существует два способа установления сдвигов: 1) анализ комплекса тектонических структур, возникающих в процессе сдвиговых перемещений, и 2) определение горизонтальных смещений по сдвигу каких-либо геологических тел, возраст которых древнее этого смещения. Второй способ установления сдвигов проще и, что главное, дает возможность сравнительно легко определять размеры горизонтального смещения. Однако он имеет сравнительно ограниченное распространение, так как для его применения требуется ряд условий. Первый способ — изучение комплекса структур области развития сдвигов — может быть использован шире, но пока он не позволяет установить амплитуду горизонтального перемещения.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУР, ФОРМИРУЮЩИХСЯ В ПРОЦЕССЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Одним из методов изучения горизонтальных тектонических движений (в частности, сдвиговых перемещений по разломам) является анализ структур, обязанных своим происхождением именно горизонтальным движениям. Хотя этот метод пока еще только разрабатывается, во многом не совершенен и далеко не всегда позволяет определить величину амплитуды сдвига, ему, несомненно, принадлежит большое будущее. Он открывает геологам широкие возможности для познания не только суммарного результата сдвиговых перемещений, но и истории горизонтальных движений, зафиксированной в осадках, магматических проявлениях и разнообразных тектонических структурах, развивающихся в процессе горизонтального перемещения блоков земной коры. Особое место в рассматриваемом методе занимает анализ трансформации горизонтальных движений в вертикальные и анализ различных сочетаний и взаимопереходов разных форм горизонтального движения.

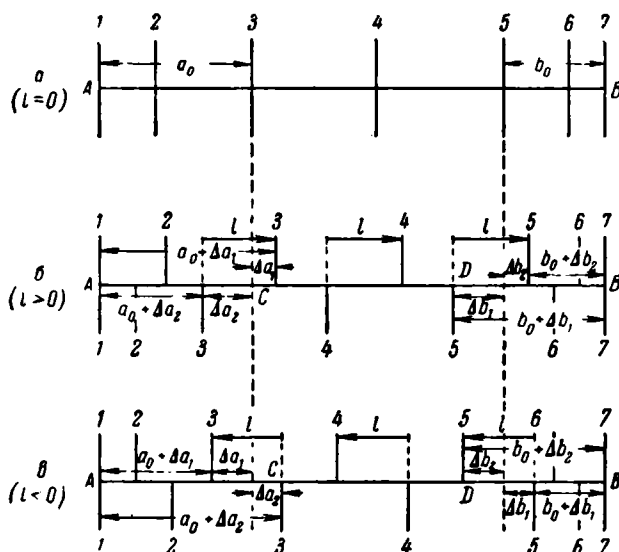
I

Давно установлено, что в каждый период своего развития земная кора деформируется неравномерно. Наряду с участками, испытывающими незначительные деформации, имеются зоны сосредоточения деформаций, в которых тектонические движения проявляются особенно резко и контрастно. Такие зоны обычно имеют линейно вытянутую форму и отделяют друг от друга слабо нарушенные участки (блоки). Блоки участвуют в тектонических движениях как единое целое, а в разделяющих их подвижных зонах движения имеют дифференцированный характер. Наиболее резко дифференцированный характер движений проявляется в разломах, где между перемещающимися друг относительно друга крыльями расположена лишь узкая полоска сильно деформированных пород или даже единая плоскость разрыва. Геологам хорошо известно, что подвижные зоны и разломы, даже самые крупные, не продолжают беспредельно. Они или резко заканчиваются, или постепенно затухают. Во многих случаях разломы изгибаются, изменяют свое направление. Если по разлому или подвижной зоне происходит горизонтальное перемещение¹, то в месте резкого искривления или окончания разлома оно неизбежно должно проявиться в другой форме по сравнению с той формой, в которой горизонтальное движение проявлялось на протяжении всего разлома. В таких местах должны возникнуть иные тектонические структуры, не характерные для остальных участков разлома или подвижной зоны. Таким образом, единое горизон-

¹ Здесь и в дальнейшем имеется в виду горизонтальная составляющая перемещения независимо от того, сопровождается движение по разлому вертикальной составляющей или нет.

тальное движение проявляется в разных формах и порождает разные структуры.

Известные в геологии горизонтальные движения могут быть разложены на три элементарные формы движения: форму растяжения, сжатия и сдвига. Растяжению соответствует комплекс тектонических структур раздвигания,



Фиг. 1. Принципиальная схема сдвига (план)

a — исходное положение (до перемещения крыльев), *б* — правый сдвиг. *в* — левый сдвиг; 1 — 7 — объекты, пересеченные разломом

В изображенных случаях на участках, прилежащих как к *AC*, так и к *BD*, одно крыло испытывает удлинение, а противоположное — укорочение, т. е. на противоположных крыльях удлинение имеет противоположные знаки. Поэтому амплитуда сдвига, равная разности этих удлинений, по абсолютной величине здесь равна сумме их абсолютных величин: $|l| = |\Delta a_1| + |\Delta a_2|$ и $|l| = |\Delta b_1| + |\Delta b_2|$

сжатию — комплекс структур сжатия и надвигания, сдвигу — сложный комплекс структур сдвига. Собственно сдвиги разделяются на правые и левые¹. Часто сдвиг встречается в комбинации со сжатием или растяжением.

Единство и неразрывную взаимосвязь всех трех форм проявления горизонтального движения поясним следующим рассуждением.

Допустим, что мы имеем разлом, выходящий на поверхность по линии *AB* (фиг. 1). В точках *A* и *B* разлом кончается. Пусть на отрезке *CD* по этому разлому происходит горизонтальное перемещение крыльев, параллельное простиранию сместителя (сдвиг) с постоянной амплитудой *l* (фиг. 1, б, в). Поскольку в точках *A* и *B* разлом заканчивается, в этих точках амплитуда сдвига равна нулю. На отрезках *AC* и *BD* происходит постепенное уменьшение абсолютной величины амплитуды сдвига от $|l|$ до 0. Для того чтобы произошло такое уменьшение амплитуды, прилежащие к отрезкам *AC* и *BD* участки крыльев разлома должны были деформироваться, изменив свою первоначальную длину, измеренную вдоль разлома. Разница в изме-

¹ Правыми называются сдвиги, у которых крылья переместились по часовой стрелке, т. е. для наблюдателя, стоящего на одном из крыльев разлома лицом к плоскости сместителя, противоположное крыло смещено направо. Левыми называются сдвиги с перемещением крыльев против часовой стрелки, т. е. для нашего наблюдателя противоположное крыло смещено налево.

В дальнейших рассуждениях, чтобы не вводить разных обозначений амплитуды для правого и левого сдвигов, будем считать амплитуду перемещения для правого сдвига положительной величиной, для левого — отрицательной.

нении длин участков, прилежащих с обеих сторон к каждому из указанных отрезков разлома, должна полностью поглотить амплитуду сдвига. Поэтому величина амплитуды сдвига (l) должна быть равна разности удлинений участков, находящихся на противоположных крыльях разлома около каждого из рассматриваемых отрезков (AC и BD).

Если мы обозначим изменение длин рассматриваемых участков от исходного состояния до деформированного через Δa_1 , Δa_2 , Δb_1 и Δb_2 ¹ так, что удлинению (растяжению) будут соответствовать положительные значения этих величин, а укорочению (сжатию) — отрицательные значения, то изложенное выше можно выразить следующей зависимостью:

$$\Delta a_1 - \Delta a_2 = l; \quad \Delta b_1 - \Delta b_2 = l.$$

При $l > 0$, т. е. при правом сдвиге (фиг. 1, б), $\Delta a_1 > 0$, а $\Delta a_2 < 0$. При $l < 0$, т. е. при левом сдвиге (фиг. 1, в), напротив, $\Delta a_1 < 0$, а $\Delta a_2 > 0$. Такое соотношение сохраняется во всех случаях, если Δa_1 или Δa_2 по абсолютной величине не превышает l , т. е. если во время перемещения по сдвигу вся зона, в которой он находится, не испытывает в направлении простираения сдвига (AB) сжатия или растяжения, превышающего величину сдвига (l). Если анализируются достаточно крупные разломы, это условие обычно удовлетворяется².

Таким образом, при движении по правому сдвигу участки сжатия и растяжения около его концов располагаются так, что справа от разлома (т. е. в правом крыле для наблюдателя, стоящего лицом к соответствующему концу разлома), возникает растяжение, а слева — сжатие. При движении по левому сдвигу возникает обратная картина: у его концов справа от разлома возникает сжатие, слева — растяжение.

Поскольку общее взаиморасположение структур (структурный рисунок) при правом и левом сдвиге однотипно и отличается только тем, что структурный рисунок, связанный с левым сдвигом, является как бы зеркальным отражением структурного рисунка, возникающего при правом сдвиге, мы в дальнейшем будем рассматривать основные черты этого рисунка на примере правого сдвига.

Придавая разные значения Δa_1 , Δa_2 , Δb_1 и Δb_2 в приведенных выше выражениях, получим множество возможных распределений деформаций у концов сдвига. Здесь мы рассмотрим только пять случаев, которые наиболее часто встречаются в природе.

Для наглядности изображения деформаций на фиг. 2, где показаны эти пять случаев правого сдвига, проведены прямые линии, перпендикулярные к разлому. До смещения по разлому эти линии были проведены через одинаковые интервалы и непосредственно продолжались из одного крыла в другое (фиг. 2, а). На фиг. 2, б — е показано положение тех же линий после

¹ Индексами Δa_1 и Δb_1 обозначены изменения длин участков, находящихся справа от разлома для наблюдателя, который стоит лицом к соответствующему концу разлома. Например, наблюдатель, изучающий отрезок AC , должен стоять в точке C , повернувшись лицом к точке A , а изучающий отрезок BD должен стоять в точке D лицом к точке B . Индексами Δa_2 и Δb_2 соответственно обозначены изменения длин участков, находящихся слева от разлома.

² В случаях, когда сдвиг сопровождается крупной зоной сжатия или растяжения и подчинен ей, это условие может нарушиться. По отношению к соседнему, более крупному блоку оба крыла сдвига могут переместиться в одном и том же направлении, но на разную величину. Разность величин этих перемещений определит амплитуду и характер сдвига, а в обоих его крыльях у одного и того же конца возникнут только зоны сжатия или только зоны растяжения (в зависимости от того, какую более крупную зону сопровождает рассматриваемый нами сдвиг). Действительно, если $|\Delta a_2| < |\Delta a_1| > |l|$, то при $\Delta a_1 > 0$ будет $\Delta a_2 > 0$ и $l > 0$, т. е. произойдет правый сдвиг, у конца которого в обоих крыльях будет происходить растяжение; при $\Delta a_1 < 0$ будет $\Delta a_2 < 0$ и $l < 0$, т. е. произойдет левый сдвиг, у конца которого в обоих крыльях будет происходить сжатие. Если же $|\Delta a_1| < |\Delta a_2| > |l|$, то при $\Delta a_2 > 0$ будет $\Delta a_1 > 0$, а $l < 0$, т. е. произойдет левый сдвиг, с растяжением в обоих крыльях; при $\Delta a_2 < 0$ будет $\Delta a_1 < 0$, а $l > 0$, т. е. произойдет правый сдвиг со сжатием в обоих крыльях.

перемещения по сдвигу. Сгущение линий показывает сжатие, разрежение — растяжение. Линии пронумерованы, что позволяет, находя линии с одинаковыми номерами на противоположных крыльях, оценивать амплитуду сдвига в каждой точке разлома.

В наиболее простом случае (фиг. 2, б) деформируется только одно крыло разлома; второе остается недеформированным, т. е. $\Delta a_1 \neq 0$, $\Delta b_2 \neq 0$, а $\Delta a_2 = 0$, $\Delta b_1 = 0$. При этом $\Delta a_1 = l$ и $\Delta b_2 = -l$, т. е. в деформированном крыле у обоих концов разлома возникают деформации, полностью компенсирующие сдвиговое перемещение, причем у одного конца возникает сжатие, а у другого — растяжение. Длина отрезка AB при деформации сохраняется постоянной и сжатие деформированного крыла у одного конца разлома по абсолютной величине соответствует растяжению этого же крыла у другого конца разлома, т. е. $|\Delta a_1| = |\Delta b_2|$ или $\Delta a_1 + \Delta b_2 = 0$.

Во втором случае (фиг. 2, в) деформируются оба крыла разлома, причем каждое крыло деформируется у обоих концов разлома, т. е. $\Delta a_1 \neq 0$, $\Delta a_2 \neq 0$, $\Delta b_1 \neq 0$; $\Delta b_2 \neq 0$. При этом, как и в первом случае, длина отрезка AB сохраняется постоянной, т. е. $\Delta a_1 + \Delta b_2 = 0$ и $\Delta a_2 + \Delta b_1 = 0$. У каждого конца разлома в одном крыле происходит сжатие, а в противоположном — растяжение.

Три следующих примера (фиг. 2, г — е) охватывают случаи, когда разлом AB целиком находится на участке, претерпевающим сжатие или растяжение, т. е. длина отрезка AB при деформации изменяется ($\Delta a_1 + \Delta b_2 \neq 0$ и $\Delta a_2 + \Delta b_1 \neq 0$). В этих случаях всегда деформируются оба крыла разлома.

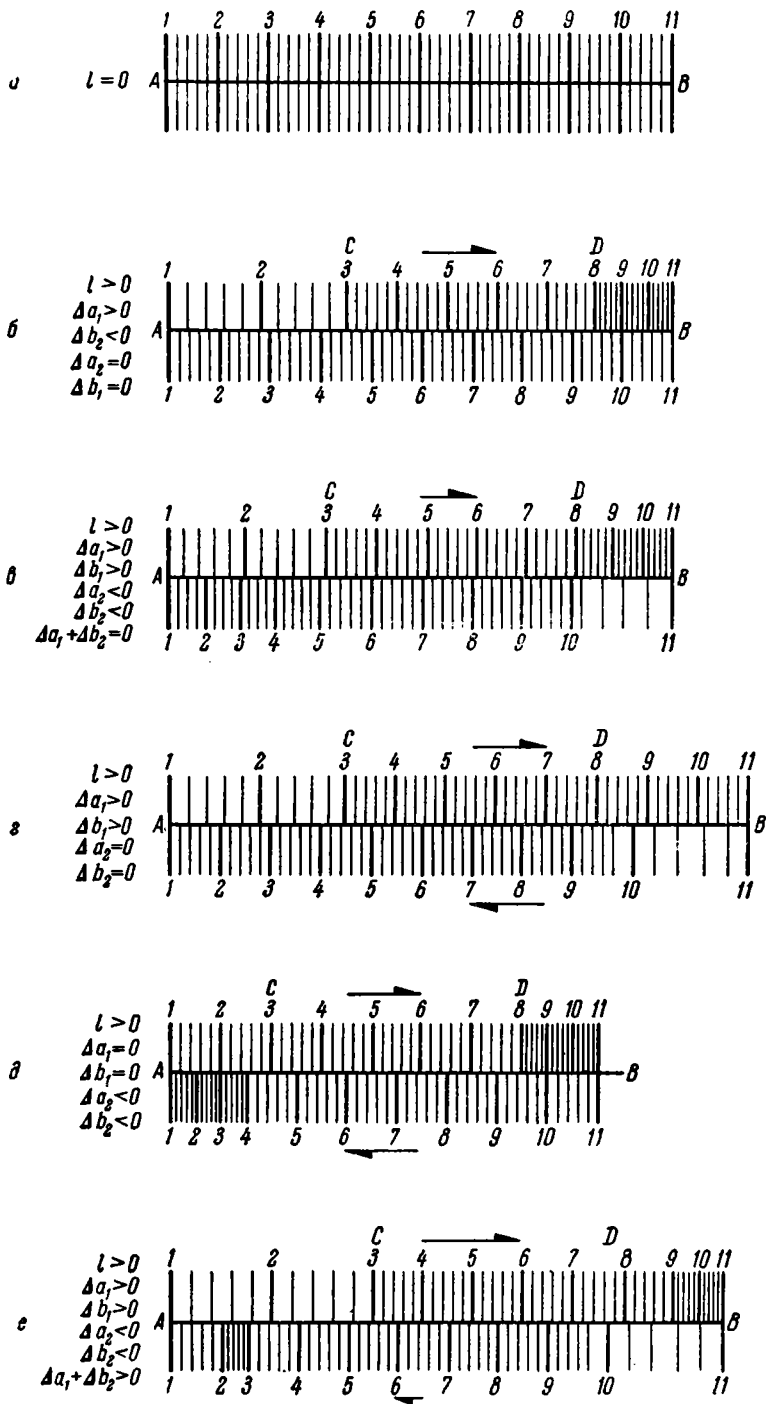
В третьем и четвертом случаях (фиг. 2, г, д), хотя деформируются оба крыла, у каждого конца разлома подвергается деформации только одно крыло. Тогда деформация проявляется или исключительно в форме растяжения при $\Delta a_2 = 0$, $\Delta b_2 = 0$, $\Delta a_1 > 0$, $\Delta b_1 > 0$ (фиг. 2, г) или исключительно в форме сжатия при $\Delta a_1 = 0$, $\Delta b_1 = 0$, $\Delta a_2 < 0$, $\Delta b_2 < 0$ (фиг. 2, д). При этом в каждой зоне деформации полностью компенсируется вся амплитуда сдвига, т. е. в третьем случае (фиг. 2, г) $\Delta a_1 = l$ и $\Delta b_1 = l$, а в четвертом (фиг. 2, д) $\Delta a_2 = -l$ и $\Delta b_2 = -l$. Соответственно весь участок, рассеченный разломом AB , в третьем случае удлиняется, а в четвертом укорачивается на величину амплитуды сдвига.

Пятый случай (фиг. 2, е) — наиболее общий. Здесь при сдвиге деформируются оба крыла разлома у обоих его концов и одновременно изменяется длина отрезка AB , т. е. $\Delta a_1 \neq 0$, $\Delta a_2 \neq 0$, $\Delta b_1 \neq 0$, $\Delta b_2 \neq 0$, $\Delta a_1 + \Delta b_2 \neq 0$, $\Delta a_2 + \Delta b_1 \neq 0$. У каждого конца разлома одно крыло растягивается, а другое сжимается, однако у обоих концов преобладает или сжатие или растяжение в зависимости от укорочения или удлинения всего отрезка AB . На фиг. 2, е изображен вариант этого случая, когда разлом находится в зоне растяжения и длина отрезка AB при деформации увеличивается.

В рассмотренных случаях возникают разные сочетания сжатия, растяжения и сдвига при горизонтальном движении. Но каждый из них демонстрирует неразрывную связь этих трех форм движения друг с другом.

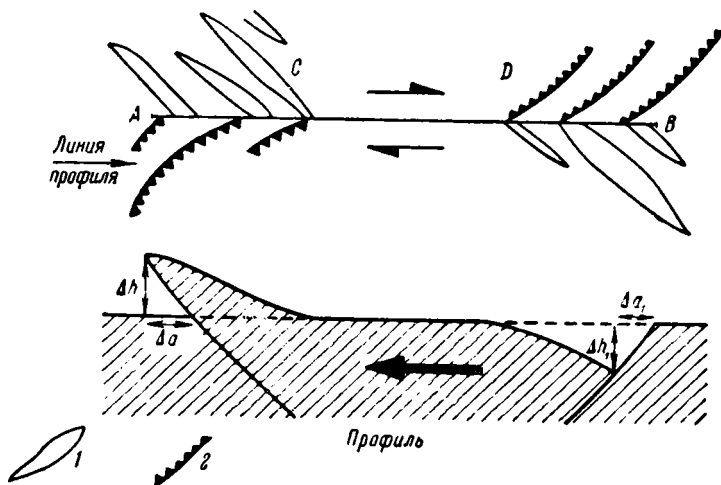
В приведенных выше рассуждениях рассматривались идеализированные схемы сдвига и выяснялся общий характер распределения деформаций, возникающих в крыльях сдвига у его концов. В этих рассуждениях нам было безразлично, в каких формах проявляются эти деформации и как располагаются структуры, возникающие при сжатии и растяжении у концов сдвига. Однако для анализа горизонтальных перемещений в конкретных геологических условиях важно знать именно характер и расположение соответствующих структур.

Деформации растяжения обычно проявляются в форме раздвигов, нормальных сбросов, флексур, грабенов. Поверхность области, испытывающей растяжение, опускается. Изучение участков растяжения, возникающих при современных землетрясениях, и структур растяжения, образовавшихся в геологическом прошлом, показывает, что сместители



Фиг. 2. Схемы сдвигов при различных комбинациях растяжения и сжатия их крыльев

сбросов и раздвигов, оси флексур и другие структуры растяжения располагаются не перпендикулярно, а под острым углом к затухающему сдвигу. Такие же выводы получены при теоретических расчетах деформаций и в результате опытов по деформациям вещества и воспроизведению тектонических структур в лабораторных условиях (Riedel, 1929; Cloos, 1936; Де Ситтер, 1960; Белоусов, 1962; Гзовский, 1956).



Фиг. 3. Принципиальная схема расположения структур сжатия и растяжения у концов сдвига (план и разрез)

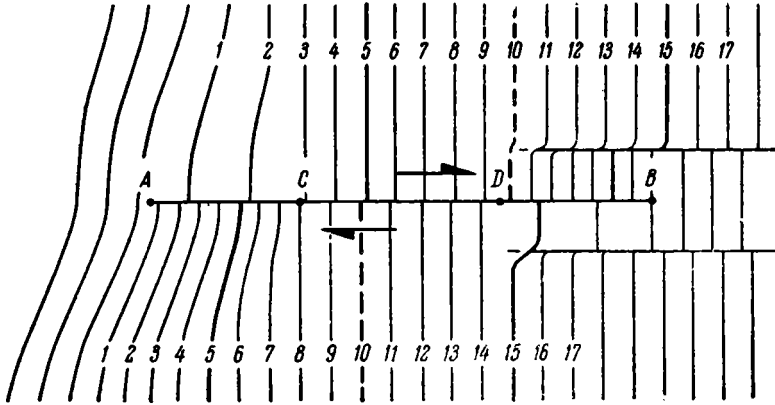
1 — структуры растяжения, 2 — структуры сжатия. Стрелки показывают направления перемещения блоков

Деформации сжатия проявляются в форме складчатости, повышенного динамометаморфизма пород и перемещения по наклонным разломам типа взбросов и надвигов. При этом поверхность области, испытывающей сжатие, воздымается. Структуры сжатия, как и структуры растяжения, располагаются под острым углом к сдвигу.

Учитывая сказанное, мы должны уточнить фиг. 2, нанеся на участках сжатия и растяжения соответствующие структуры, ориентированные под углом к сдвигу. На фиг. 3 такое уточнение сделано для наиболее общего случая, а схематический профиль показывает в упрощенном виде трансформацию горизонтальных движений в вертикальные и возникновение погружения в области растяжения и воздымания в области сжатия у противоположных концов сдвига.

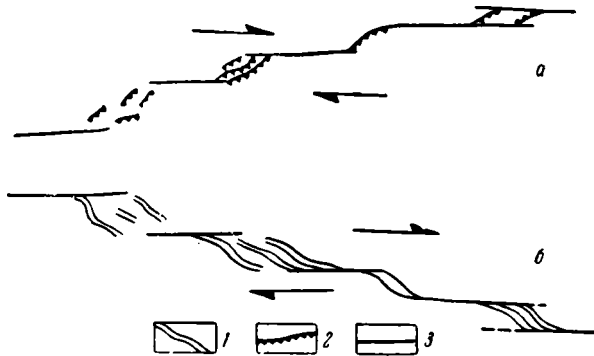
Структуры растяжения и сжатия, отходящие в сторону от сдвига у его концов, как и сам сдвиг, продолжают не беспредельно. Они или рассеиваются на большой площади, вызывая незначительные деформации пород, охватывающие большое пространство, как показано на фиг. 4 у левого конца сдвига, или вновь собираются в узкие компактные зоны, в которых появляются (и постепенно наращивают амплитуду) сдвиги, параллельные первому, как показано на фиг. 4 у правого конца сдвига. Новые сдвиги располагаются кулисообразно по отношению к затухшему. Особенно характерно возникновение новых сдвигов в рассмотренных выше третьем и четвертом случаях (см. фиг. 2, *з*, *д*). В этих случаях образуются эшелонированные зоны сдвигов, в которых (при правом сдвиге) отдельные сдвиги разделены структурами сжатия, если каждый последующий сдвиг расположен слева от предыдущего (фиг. 5, *а*), или структурами растяжения, если каждый последующий сдвиг расположен справа от предыдущего (фиг. 5, *б*).

Та же закономерность наблюдается и у сдвига, имеющего извилистый, ступенчатый сместитель. Всякое отклонение сместителя вправо от основного простирания сопровождается на этом отрезке появлением структур растяжения (фиг. 5, б), а влево — структур сжатия (фиг. 5, а). Как уже говорилось, это характерно для правого сдвига. Левому сдвигу соответствует обратное соотношение.



Фиг. 4. Варианты затухания сдвига

Все изложенное подчеркивает теснейшую взаимосвязь различных форм проявления единого горизонтального движения. Одно и то же движение одновременно проявляется и в форме сдвига, и в форме раздвигания, и в форме сжатия, вызывая формирование соответствующих тектонических структур. Вдоль одного и того же разлома участки сдвига сменяются участками сброса и раздвигания или участками взброса и надвига в зависимости



Фиг. 5. Строение зон эшелонированных сдвигов

1 — структуры растяжения, 2 — структуры сжатия, 3 — сдвиги

от местных искривлений сместителя. В районах, где имеется несколько сдвигов, перемещения от одного сдвига к другому передаются через зоны сжатия или растяжения, в которых формируются соответствующие этим формам движения структуры. Наконец, у окончаний сдвигов образуются зоны сжатия и растяжения¹ с характерными для них структурами. На-

¹ Очень часто такие зоны образуются не только у концов сдвигов, но и на их протяжении. Тогда на сжатие или растяжение расходуется не вся амплитуда сдвига, а только некоторая ее часть.

личие такой тесной взаимосвязи между разными формами проявления горизонтального движения заставляет нас обращать особое внимание на места искривления или окончания разломов, детально анализировать «рисунок» тектонических структур, который нередко поражает исследователя своей правильностью и повторением основных закономерностей в различных местах земного шара и в самых различных по размерам структурах — от миниатюрных структур одного обнажения до общих структур гигантских регионов.

II

Как уже упоминалось, в структурах сжатия и растяжения горизонтальное движение частично трансформируется в вертикальное. Действительно, при сжатии ширина деформируемой зоны значительно уменьшается. Уменьшение ширины зоны, вероятно, частично компенсируется уплотнением породы, но в основном происходит за счет такого перераспределения вещества, которое приводит к вертикальному воздыманию всей зоны. Соответствующее перераспределение вещества, несомненно, происходит при динамометаморфизме и образовании складок, но наиболее четко проявляется в движении по взбросам и надвигам. При перемещении пород по взбросам и надвигам горизонтальная и вертикальная составляющие перемещения тесно связаны друг с другом через угол наклона сместителя. Поскольку в зонах сжатия многие взбросы имеют крутые сместители и, вероятно, продолжают на большую глубину, вертикальное воздымание в зонах сжатия должно быть весьма значительным. При растяжении ширина зоны раздвигания увеличивается; это должно привести к утонению слагающих ее пород и к погружению ее поверхности. Такое перераспределение материала, приводящее к погружению поверхности зоны раздвигания, происходит: 1) при движениях по многочисленным нормальным сбросам, вертикальная составляющая амплитуды которых закономерно связана с горизонтальной через угол наклона сместителя; 2) при растяжении, рассеянном на большой площади и вызывающем погружение впадин, не ограниченных четкими разломами, а также, вероятно, 3) в результате внедрения магматических продуктов в открывающиеся трещины. Величина погружения зон растяжения, по-видимому, может достигать значительных величин.

Проседание зон растяжения и вздымание зон сжатия происходят на протяжении того отрезка времени, в течение которого продолжают горизонтальные движения, приводящие к возникновению и развитию всего комплекса рассматриваемых структур (сдвига, растяжения и сжатия). При этом значительные вертикальные движения в зонах сжатия и растяжения несомненно должны оказать влияние на процесс осадкообразования соответствующего возраста. Прежде всего это влияние проявится в формировании осадочных толщ во впадинах, развивающихся в зонах растяжения. Таким образом, история горизонтальных движений запечатлена в осадочных толщах, т. е. на наиболее понятных для геологов страницах геологической летописи. Запечатлена история этих движений и в магматических проявлениях, и в метаморфизме пород, и в складчатости, и в размыве поднимающихся областей, однако чтение этих страниц геологической летописи пока еще менее доступно для геологов. Трансформация горизонтальных движений в вертикальные и в связи с этим наличие вполне объективных данных, непосредственно раскрывающих процесс горизонтального движения, для нас особенно важны потому, что позволяют точно установить возраст этого движения и даже проследить его историю.

III

При изучении величины горизонтального движения, т. е. его амплитуды, необходимо совместно анализировать все три формы его проявления, тщательно собирая и увязывая друг с другом все данные об амплитудах сдвигов,

раздвигов, надвигов и других структур, обязанных своим происхождением горизонтальным движениям соответствующего возраста. Определение амплитуды сдвига по смещению им более древних геологических тел и структур рассмотрено в этой статье. Определение амплитуд сбросов, взбросов, надвигов и других разломов с вертикальной составляющей перемещения крыльев к настоящему времени хорошо разработано и общеизвестно. Напомним только, что горизонтальную составляющую этих перемещений легко рассчитать, зная вертикальную составляющую и угол падения сместителя. Иногда растяжение фиксируется в виде раздвигов, заполненных магматическим материалом. В таких случаях для определения амплитуды горизонтального движения необходимо суммировать мощность даек по прямым пересечениям, направленным вкрест простирания зоны даек. Вопрос об использовании для этой цели крупных интрузивных тел до сих пор остается открытым, так как геологи пока еще недостаточно выяснили происхождение их камерного пространства.

При анализе достаточно крупных структур амплитуду раздвигания можно приблизительно оценивать по величине погружения впадин, образующихся в зонах растяжения. Действительно, зная ширину такой впадины, преобладающие углы наклонов ограничивающих ее сбросов и мощности выполняющих впадину отложений, компенсирующие ее прогибание в процессе горизонтального растяжения, можно приблизительно оценить величину этого растяжения. Горизонтальное сжатие, зафиксированное в динамометаморфизме и складчатости, оценить значительно труднее. Широко распространенный метод «распрямления», «развертывания» складок далеко не всегда дает надежные результаты, так как механизм образования складок в очень многих случаях не ясен. Изучение динамометаморфизма лишь иногда дает пригодные для расчетов результаты (например, когда мы находим известняки, состоящие из сплюснутых оолитов, или конгломераты, состоящие из галек, раздавленных и превращенных в линзы).

IV

Метод изучения горизонтальных тектонических движений при помощи структур, формирующихся в процессе горизонтального движения, сводится, таким образом, к трем основным приемам:

1) по закономерному сочетанию разновозрастных, но различающихся по морфологии и ориентировке структур (по структурному рисунку) устанавливается генетическая взаимосвязь между этими структурами и связь их с горизонтальным движением; по характеру сочетания структур устанавливается направление горизонтального движения;

2) по осадкам, накопившимся в погружающихся областях горизонтального растяжения, по магматическим проявлениям и другим данным уточняется возраст горизонтального движения и выясняется его история;

3) собранные разными методами данные о величине горизонтального перемещения, происходившие во всех трех формах, при совместном анализе позволяют установить амплитуду горизонтального движения рассматриваемых блоков земной коры.

Из трех перечисленных приемов (или стадий изучения) наиболее сложный и ответственный первый. Поэтому на нем мы остановимся более подробно. При практическом применении такого анализа структур сразу же встают два вопроса: 1) каковы главные особенности наиболее распространенных в природе структур, обязанных своим происхождением трем формам горизонтального движения — растяжению, сжатию и сдвигу; 2) каковы наиболее распространенные в природе сочетания этих структур (структурные рисунки), позволяющие нам судить о горизонтальном движении.

Структуры, обязанные своим происхождением горизонтальному растяжению, в простейшем случае —

это открытые, зияющие трещины или щели, стенки которых разошлись, открыв пустое пространство. Такие щели нередко образуются при землетрясениях. Они, как правило, имеют небольшую протяженность (метры, десятки метров) и ширину (первые метры) и очень недолговечны. Открытые трещины быстро заполняются обрушающимися с их стенок обломками или поступающим снизу пльвуном. На большой глубине в условиях большого всестороннего сжатия открытые трещины, вероятно, возникать не могут. Однако и в этих условиях происходит раздвигание отдельных трещин, если они одновременно с раздвиганием заполняются находящимся под давлением подвижным материалом (пльвуном, раствором или расплавом). Таким образом, в простейшем случае небольшой по масштабам раздвиг фиксируется в геологической летописи в виде полос тектонических брекчий, состоящих из остроугольных обломков или в виде кластических и магматических даек и жил.

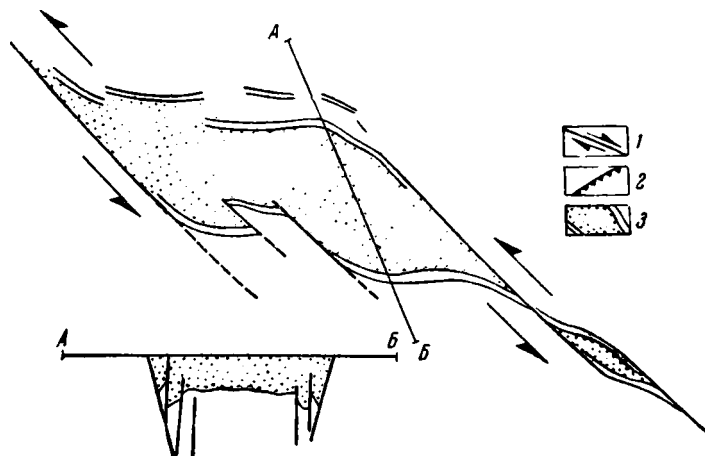
Значительно чаще раздвигание происходит не по единой трещине, а по более или менее широкой зоне, разбитой многочисленными разломами. Сместители этих разломов обычно ориентированы и наклонены по-разному и часто пересекаются и по простиранию, и по падению разломов. При раздвигании такой сложно построенной зоны мелкие блоки, расположенные между разломами, проседают, наклоняются, разворачиваются. Поэтому вся зона сложного раздвиг становится как бы гигантской тектонической брекчией, состоящей из просевших блоков, разделенных разломами. По этим разломам нередко развивается сеть даек, цементирующих образовавшуюся при раздвигании гигантскую брекчию. Проседание зоны раздвиг является следствием горизонтального движения, но проявляется в форме вертикальных погружений (см. статьи А. В. Лукьянова, В. Г. Трифонова, В. В. Коптевой и И. Г. Щерба в этой книге). Здесь мы имеем дело с трансформацией горизонтальных движений в вертикальные, о чем было сказано выше. Длина таких зон часто измеряется многими десятками километров, а ширина — несколькими километрами. Примером подобных зон могут быть Акбастауская или Аксоран-Акжальская зоны в Центральном Казахстане (Лукьянов, 1961). Встречаются и значительно более крупные структуры этого типа (Hamilton, 1961). Внутри особенно широких зон дробления часто сохраняется большой слабо нарушенный блок, который при раздвигании погружается как единое целое. Большие погружающиеся блоки часто располагаются между ветвящимися, сходящимися и расходящимися зонами дробления. В таких случаях образуются впадины с плоскими днищами и резко нарушенными бортами. Вдоль их бортов сосредоточены наиболее погруженные участки, что придает профилю этих впадин весьма характерную форму (фиг. 6). Очертания таких впадин в плане обычно имеют угловатую ромбообразную форму, а с боков к ним подходят крупные сдвиги. Размеры таких впадин измеряются многими десятками и сотнями километров. Примером этого типа впадин могут служить образовавшиеся во время герцинского развития Центрального Казахстана Джаильминская, Саякская (Трифонов, 1963) и многие другие впадины.

Часто в зонах раздвигания возникают ограниченные разломами грабены, грабен-синклинали, впадины, ограниченные флексурами. Все эти структуры значительно влияют на фациальную зональность отложений соответствующего возраста; на их крутых бортах нередко располагаются вулканы, определяющие зональность вулканических образований. Таким образом, горизонтальное движение в форме раздвиг хорошо фиксируется в виде определенного комплекса структур, магматических проявлений и осадков.

Комплекс структур растяжения включает грабены, впадины (обычно коробчатые), сбросы, флексуры, зоны дробления пород, тектонические брекчии, состоящие из угловатых обломков, дайки (и системы даек). Все эти структуры вытянуты в общем параллельно друг другу, хотя они много-

кратно разветвляются и вновь соединяются. Их простирание соответствует простиранию всей зоны раздвига. Кроме перечисленных структур, в комплексе структур растяжения всегда присутствуют сдвиги, реже — надвиги. И те и другие имеют иное, резко отличающееся от структур растяжения простирание и играют явно подчиненную роль.

Структуры, обязанные своим происхождением горизонтальному сжатию, в простейшем случае представлены взбросами, надвигами и зонами интенсивного динамометаморфизма. Плоскость надвига или взброса сопровождается неширокой зоной интенсивно



Фиг. 6. Схема строения впадины, образовавшейся в зоне растяжения
 1 — структуры сдвига, 2 — области структур сжатия и их простирания,
 3 — области структур растяжения

раздавленных пород, превращенных в тектониты, которые обычно состоят из небольших линзовидных кусков породы, плотно притертых друг к другу, со всех сторон ограниченных слегка выпуклыми или вогнутыми зеркалами скольжения, покрытыми тонким слоем тектонической глинки. В некоторых случаях в таких зонах отмечены также округлые, как бы окатанные «тектонические гальки». Тектоническая глинка, всегда сопровождающая эти разломы, местами образует раздувы, заполняя карманы между недостаточно плотно притертыми друг к другу линзами породы. Нередко породы в зоне взброса интенсивно рассланцованы, иногда обладают плейчатостью. В сравнительно податливых породах (например, в известняках) часто наблюдаются структуры течения. В конгломератах гальки раздавлены и превращены в линзы.

Отдельные взбросы, надвиги и зоны динамометаморфизма часто группируются в зоны («зоны смятия»), например, Джаксы-Тагалинская, Айкарлинская зоны в Центральном Казахстане. Известны широкие и весьма протяженные (измеряющиеся многими сотнями километров) зоны сжатия и надвигания (например, герцинская структура Западного Урала). В них наряду с многочисленными взбросами и чешуйчатыми надвигами широко распространены резкие изоклиналильные складки. В таких зонах часто присутствуют косо расположенные небольшие сдвиги, но они играют в их структуре второстепенную роль. Зоны сжатия в процессе формирования, как правило, испытывают воздымание. Поэтому в процессе седиментогенеза соответствующего возраста им обычно отвечают области размыва; в современном срезе к таким зонам бывают приурочены выходы наиболее древних пород. Нередко встречаются сравнительно широкие области сжатия. Они деформированы менее интенсивно и проявляются в виде широких валов или

антиклинорий, осложненных взбросами и надвигами. Таковы Северо-Балхашский и Атасуйский антиклинории в Центральном Казахстане в герцинский этап их развития. С зонами сжатия часто связаны проявления магматизма, особенно кислого.

Концы зон сжатия часто примыкают к сдвигам или зонам сдвигов.

Очень часто крупнейшие зоны сжатия располагаются вдоль грании между областями, имеющими резко различное тектоническое строение.

Комплекс структур, порожденный горизонтальным сдвигом, состоит из сдвигов, оперяющих трещин, зон сдвиговых деформаций, складок с крутыми шарнирами и кулисообразно расположенных складок. В нем, кроме того, вполне закономерно появляются структуры, обязанные своим происхождением сжатию и растяжению, но эти структуры играют второстепенную роль.

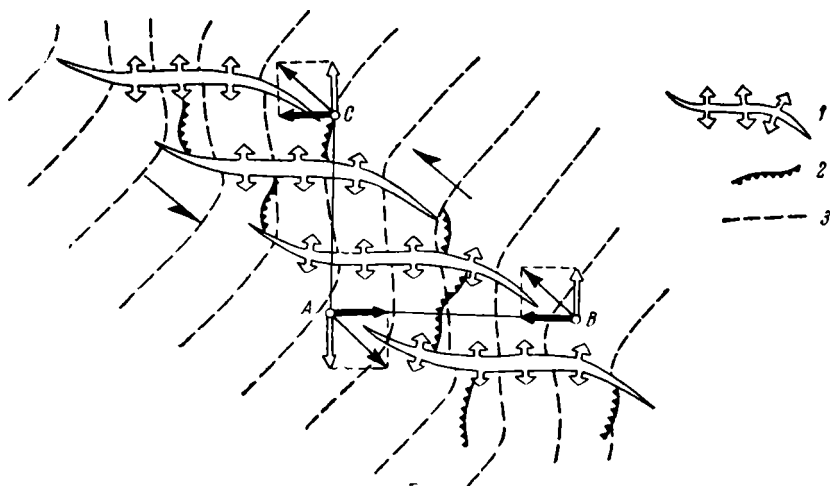
Обычно сдвиги — очень четкие прямолинейные разломы. Сместитель имеет крутое, почти вертикальное залегание. На зеркалах скольжения наблюдается горизонтальная или полого наклоненная штриховка. Милонитизация и дробление пород вдоль плоскости разрыва занимает неширокую зону. Плоскости разрыва нередко раздвигаются и вновь сливаются, выкальывая узкие и длинные ломтеподобные блоки. Такие блоки в соответствии с отклонением сместителя от основного простирания обычно или подняты, или погружены, или испытали наклон (Ridder, Lensep, 1960). В крыльях сдвига, как правило, располагаются оперяющие трещины отрыва, ориентированные под острым углом к плоскости сместителя так, что вершина острого угла, образованного трещиной отрыва и плоскостью разлома, указывает направление смещения соответствующего крыла. Кроме трещин отрыва, сдвиг сопровождается системами трещин скалывания, идущими параллельно главному нарушению и под углом к нему. Все эти системы трещин, сопровождающих сдвиг, подробно рассмотрены в учебниках и работах, посвященных структурной геологии и трещинной тектонике.

На отдельных участках, где сместитель сдвига отклоняется от основного направления в ту или другую сторону, возникают структуры сжатия и растяжения (Lensep, 1958; см. статью А. В. Лукьянова в этом сборнике). При правом сдвиге отклонение сместителя вправо вызывает появление структур растяжения, влево — структур сжатия. При левом сдвиге наблюдаются обратные соотношения. В связи с этим вдоль сдвига нередко возникает очень пестрый комплекс структур со всеми чертами, свойственными как сдвигам, так и зонам сжатия и зонам растяжения. Поднятые клинья чередуются с погруженными, возникают цепочки небольших интрузивных тел (часто основных и ультраосновных), которые внедряются на участках, испытавших растяжение в связи с периодическими отклонениями сместителя от основного направления. Такое строение имеет, например, Джалаир-Найманская зона разломов в Центральном Казахстане (Маркова, 1961). Нередко вдоль сдвига располагаются очень узкие, но длинные и глубокие прогибы или грабены, которые заполняются грубым обломочным материалом. Такие прогибы возникают в местах, где на значительном протяжении плоскость сдвига слегка отклоняется от основного направления вправо (при правом сдвиге) или влево (при левом сдвиге). Примерами могут служить юрский прогиб Ферганского хребта в Средней Азии и кайнозойский прогиб Калифорнийского залива в Северной Америке (Hamilton, 1961).

Во многих случаях сдвиги располагаются не изолированно, а группами в зоне шириной от нескольких километров до первых сотен километров (например, сдвиги в Береговых Хребтах Калифорнии). В такой зоне некоторые сдвиги продолжаются на многие сотни километров, другие оказываются более короткими. Все они располагаются параллельно или почти параллельно друг другу. Многие из них размещаются кулисообразно. В таких зонах, кроме сдвигов, широко распространены надвиги, сбросы и другие структуры сжатия и растяжения, закономерно сочетающиеся со

сдвигами. Чрезвычайно характерно кулисообразное расположение складок вдоль сдвигов.

В некоторых местах сдвиговые деформации сосредоточены в широкой зоне, внутри которой нельзя выделить главных сдвигов, по которым происходит основное смещение. Сдвигание происходит по всей зоне в целом. В таких зонах (фиг. 7) кулисообразно располагаются дайки, сбросы и грабены — структуры растяжения. Внутри зоны возникает горизонтальный изгиб, а вся зона в целом испытывает боковое сжатие, сопровождающееся



Фиг. 7. Схема строения зоны сдвиговых деформаций

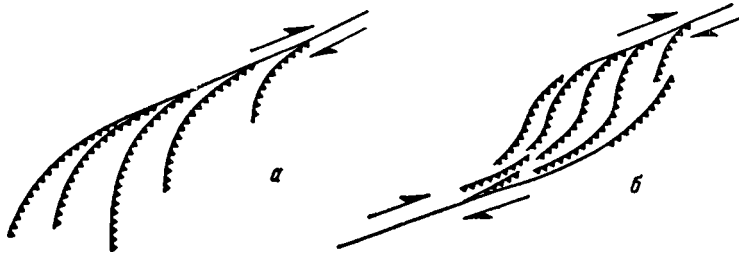
1 — структуры растяжения; 2 — структуры сжатия; 3 — объекты, бывшие прямыми до сдвигания. Растягивающие напряжения показаны белыми стрелками, сжимающие — толстыми черными стрелками.

надвигами и общим воздыманием над окружающими пространствами¹. Таковы герцинские структуры Сарысу-Тенизского водораздела в Центральном Казахстане и кайнозойские структуры провинции Бассейнов и Хребтов в западных штатах США. На фиг. 7 показано, что при сдвиге (по такой зоне расстояние между точками А и В уменьшается, в результате чего возникает сжатие (толстые черные стрелки), а расстояние между точками А и С увеличивается, в результате чего возникает растяжение (белые стрелки). Таким образом, возникновение в зонах сдвиговых деформаций сложного комплекса структур, состоящего из структур растяжения (белые линии со стрелками), структур сжатия (черные линии с зубцами) и горизонтального изгиба зоны (пунктирные линии), становится неизбежным.

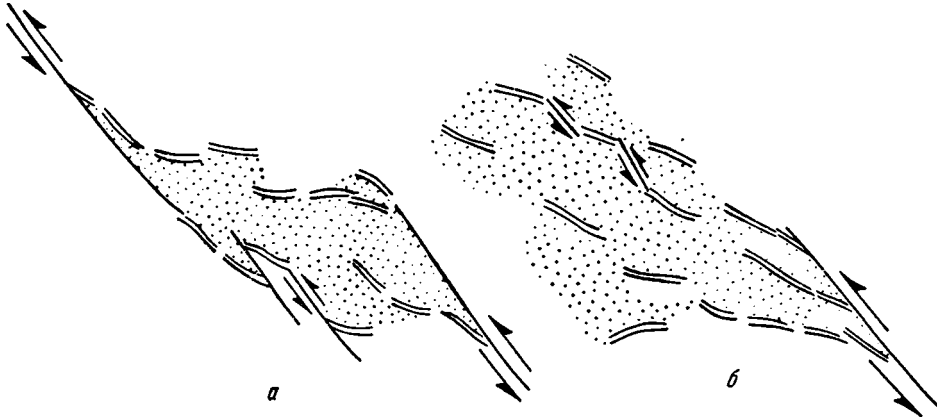
Приведенные здесь некоторые характерные комплексы структур растяжения, сжатия и сдвига выявлены в результате изучения несомненно связанных с горизонтальными движениями структур, возникших при современных землетрясениях, и при тектонических движениях геологического прошлого. Однако следует отметить, что заключение о происхождении подобных структур в результате горизонтальных движений можно сделать, лишь проанализировав их пространственное взаиморасположение, переходы друг в друга и установив определенные закономерности в образованном ими структурном рисунке.

Некоторые закономерности структурного рисунка, возникающего при горизонтальном движении, приведены ниже. Начнем с наиболее простых.

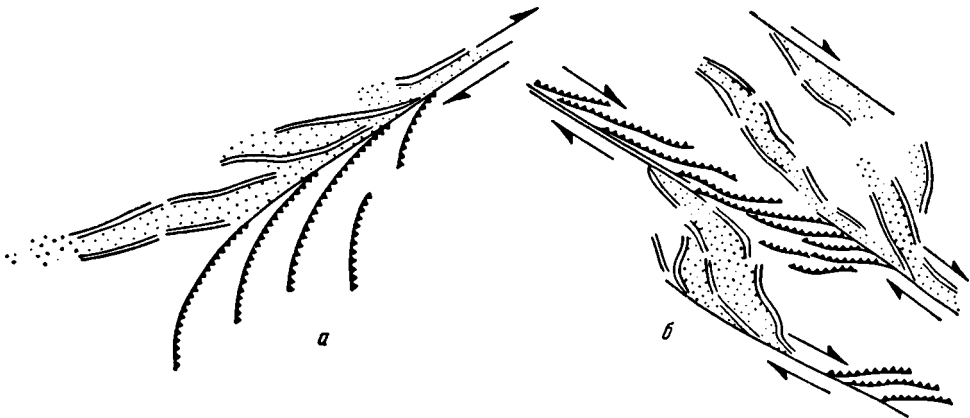
¹ В зоне сдвиговых деформаций часто возникают, кроме того, сдвиги, сбросы и надвиги второго порядка.



Фиг. 8. Структурный рисунок, возникающий при горизонтальном движении.
Условные обозначения см. на фиг. 6



Фиг. 9. Структурный рисунок, возникающий при горизонтальном движении.
Условные обозначения см. на фиг. 6



Фиг. 10. Структурный рисунок, возникающий при горизонтальном движении.
Условные обозначения см. на фиг. 6

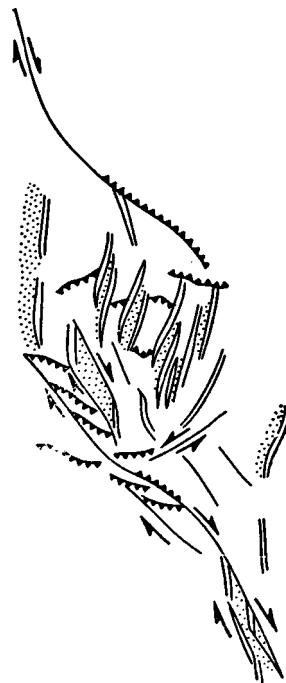
Широко распространены такие сочетания структур, когда от постепенно затухающего сдвига в одну сторону отходит серия структур сжатия, среди которых преобладают взбросы и надвиги (фиг. 8, *a*). Эти структуры отходят от сдвига под очень острым углом, а по мере удаления от него угол увеличивается, структуры сжатия расходятся, распространяясь на большую площадь и постепенно затухая. Такое сочетание структур получило название структур «конского хвоста». В некоторых случаях разошедшиеся структуры сжатия через некоторое расстояние вновь сближаются и собираются в компактную зону сдвига, параллельную первому сдвигу (фиг. 8, *б*). В этом случае структуры зоны сжатия образуют миндалевидную виргацию. Структурный рисунок, подобный изображенному на фиг. 8, очень распространен. Он характерен для многих участков Казахстана, Средней Азии и других районов (Суворов, 1961).

Сочетание сдвига со структурами растяжения дает второй характерный рисунок, широко распространенный в природе. От затухающего сдвига в этом случае отходят зоны растяжения, которые обычно своим другим концом примыкают к соседнему сдвигу (фиг. 9, *a*). В некоторых случаях, когда отсутствует соседний сдвиг, зона растяжения постепенно расширяется и затухает (фиг. 9, *б*). В зонах растяжения нередко формируются замкнутые впадины, имеющие неровные, угловатые очертания. Такие впадины широко распространены в герцинской структуре Центрального Казахстана.

У концов некоторых сдвигов, сопровождающихся структурами типа «конского хвоста», в другом крыле образуются структуры растяжения, подходящие к сдвигу под острым углом (фиг. 10, *a*). В таком случае мы имеем типичное торцовое сочленение структур, а весь структурный рисунок напоминает «елочку». В случае миндалевидной виргации такая структура значительно усложняется (фиг. 10, *б*). Многие герцинские структуры Казахстана и альпийские структуры юга СССР и сопредельных стран образуют рисунок, подобный показанному на фиг. 10.

Весьма характерная структура зоны сдвиговых деформаций, изображенная на фиг. 7, в сочетании с другими структурами тоже дает характерный рисунок. На фиг. 11 показано сочетание разнообразных структурных рисунков в единую сложную систему, которая несомненно свидетельствует об определяющей роли горизонтальных движений в ее формировании. Рисунок этого типа имеет кайнозойская структура западных штатов США, Канады и Мексики.

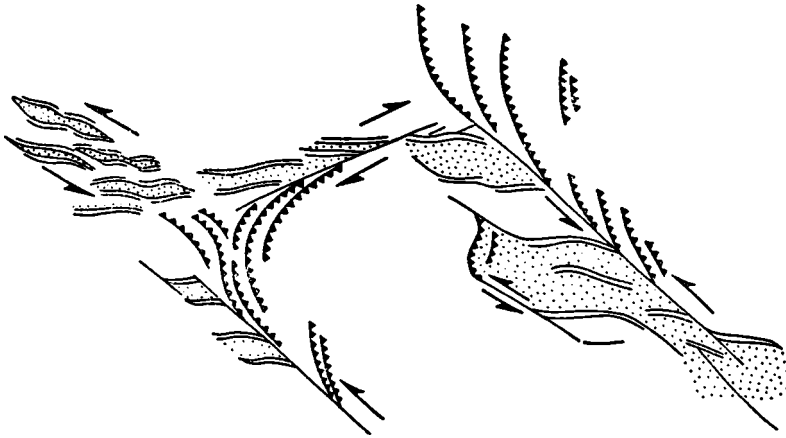
Еще более сложная картина возникает при сочетании сдвигов разного направления друг с другом и с зонами сжатия и растяжения (фиг. 12). Структуры «конского хвоста», образующиеся на концах правых и левых сдвигов, сливаясь друг с другом, дают плавные дуги и образуют своеобразные разветвляющиеся антиклинории. Вся структура, состоящая на отдельных участках из совершенно разных, но переходящих друг в друга тектонических элементов, описывает плавный, почти замкнутый овал. Таков структурный рисунок герцинид Центрального Казахстана, мезозоид Северо-Востока Якутии и других районов.



Фиг. 11. Структурный рисунок, возникающий при горизонтальном движении:

Условные обозначения см. на фиг. 6

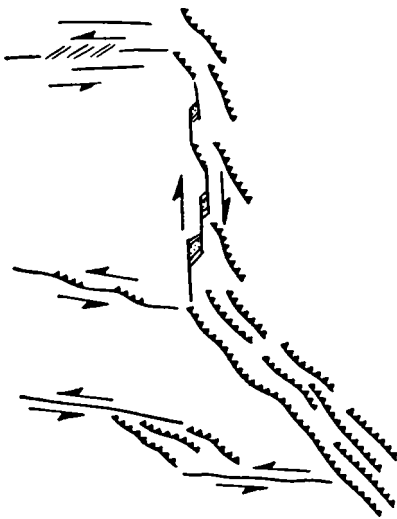
В зонах, где преобладает горизонтальное сжатие, тоже наблюдаются закономерные изменения характера структур при их отклонении от господствующего простирания. На отклонившихся отрезках зоны возникают структуры сдвига (правого и левого) и на отдельных участках даже структуры растяжения (фиг. 13). Подобный структурный рисунок характерен



Фиг. 12. Структурный рисунок, возникающий при горизонтальном движении.
Условные обозначения см. на фиг. 6

для герцинид Северного и Полярного Урала, отдельных участков Алтае-Саянской области и других районов.

Рассмотренные комплексы тектонических структур и структурные рисунки, конечно, далеко не исчерпывают имеющегося в природе многообразия структур и их сочетаний. Однако даже приведенные примеры показывают большое значение для тектоники анализа естественных ассоциаций структур, их морфологии и сочетаний.



Фиг. 13. Структурный рисунок сдвиговых напряжений
Условные обозначения см. на фиг. 6

Геологам хорошо известны вполне определенные комплексы структур, которые встречаются в разных местах земного шара и образовались в разное время. Такие комплексы являются парагенезами структур, т. е. естественными ассоциациями вполне определенных структурных форм, совместное нахождение которых закономерно. Несомненно, что каждый парагенез имеет вполне определенное происхождение, хотя отдельные входящие в него структуры могут оказаться вторичными и иметь различное происхождение. Выяснить происхождение парагенезов структур можно, детально изучая каждый из них и в то же время анализируя пространственные

взаимоотношения разных, но разновозрастных парагенезов друг с другом. Нам представляется, что раскрытие парагенезов структур и выяснение их сочетаний, определяющих структурный рисунок тектонических областей, позволит решить многие еще нерешенные вопросы тектоники.

УСТАНОВЛЕНИЕ СДВИГОВ ПО СМЕЩЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

Эта группа методов основана на сравнении геологического строения обоих крыльев разлома. Сдвиговое перемещение выявляется путем установления на разных крыльях разлома двух смещенных частей какого-либо ранее единого геологического тела.

Мы уже указывали, что этим способом можно установить смещение геологического тела, образовавшегося ранее сдвигового перемещения. Сказанное, однако, не означает, что это геологическое тело должно быть обязательно древнее, чем время зарождения сдвига. Развитие сдвига — явление длительное и прерывистое. На территории, расщепленной разломом, по которому ранее произошло сдвиговое перемещение, возникают различные образования (например, накапливаются осадки), которые могут быть смещены в результате более поздних движений по сдвигу. В этом случае амплитуда смещения более молодых образований будет меньшей, чем более древних. Так, в частности, обстоит дело в зоне сдвига Сан-Андреас в Калифорнии.

Мы лишь подчеркиваем, что геологические тела, для которых определяется сдвиговое смещение, своим возникновением не должны быть обязаны этому сдвиговому перемещению. Грубейшей ошибкой является «определение» амплитуды сдвига по кажущемуся «смещению» геологических тел, возникающих самостоятельно в каждом крыле сдвига — складок волочения, трещин растяжения и других образований, формирующихся в процессе смещения.

Использование рассматриваемого способа выявления сдвигов требует ряда условий:

1) в обоих крыльях разлома должны быть развиты сопоставимые образования. Если, например, одно крыло разлома на всем протяжении сложено архейскими гнейсами, а другое — палеозойскими известняками, применение рассматриваемого способа исключено;

2) геологические образования, слагающие крылья разлома, должны иметь отчетливо выраженное в плане зональное строение¹, а ориентировка этих зон не должна совпадать с простираемостью тектонического нарушения.

Рассмотрим конкретные методы установления горизонтальных смещений по разломам. Принципиальная основа их одинакова, специфика же обусловлена различиями объектов исследования. Поэтому, охарактеризовав подробнее первый метод, остальные мы изложим кратко.

С м е щ е н и е ф а ц и а л ь н ы х з о н (метод фаций). Метод фаций надежен и шире других применяется для установления горизонтальных смещений по разломам. Анализируется фациальная зональность синхронных отложений, развитых на обоих крыльях разлома. В случае сдвига в обоих крыльях будет наблюдаться совершенно аналогичный порядок чередования фациальных провинций (зон), последовательно смещенных по разлому. Амплитуда сдвига определяется по относительному смещению какой-либо одной фациальной границы. На разных участках сдвига эта амплитуда может изменяться. Получаемые результаты тем надежнее и точнее, чем меньше стратиграфический интервал анализируемых отложений и чем больше стратиграфических интервалов рассмотрено. Естественно, что сопоставляться могут лишь фации, одновозрастность которых в обоих крыльях разлома строго доказана. Особое внимание следует обращать на участки, непосредственно прилегающие к разлому, так как здесь может наблюдаться присдвиговой изгиб фациальных зон (Буртман, 1961), неучет которого приводит к ошибке в определении амплитуды сдвига. На этих же

¹ Зональное строение понимается здесь в широком смысле: это и интрузия среди вмещающих пород, и чередование горных гряд с речными долинами, и фациальная зональность, и т. д.

участках может быть решен вопрос о временном и генетическом соотношениях фациальной зональности со сдвигом.

Принципиально возможны два варианта таких соотношений:

1) смещенное положение аналогичных фациальных зон на разных крыльях разлома — следствие сдвигового перемещения, в результате которого была разорвана когда-то единая фациальная зона; амплитуда сдвига в этом случае равна расстоянию, на которое отстоят друг от друга аналогичные фациальные зоны в разных крыльях разлома (фиг. 14, а — показан правый сдвиг);



Фиг. 14. Диагностика сдвига по соотношению фациальных зон

2) сходные фациальные провинции возникли на крыльях разлома во время и в связи со сдвиговым перемещением (фиг. 14, б). На крыльях разлома в этом случае возникли области растяжения, связанные с левым сдвигом по разлому; результатом растяжения явилось прогибание указанных областей и накопление в них осадков за счет размыва окружающих территорий. Если разлом пересекает район с однородным строением, состав этих осадков в обоих прогибах может быть сходным. При невнимательном изучении (без учета внутренней зональности этих прогибов) они могут быть приняты за части единого прогиба, впоследствии смещенные по разлому. В этом случае рассматриваемая картина будет ошибочно интерпретирована как результат правого сдвига значительной амплитуды. В действительности же она связана с левым сдвигом, амплитуда которого может быть небольшой.

Вопрос о том, связано ли образование прогиба со сдвиговым перемещением или предшествовало ему, может быть решен при изучении участков прогиба, прилегающих к разлому. В случае сингенеза мы будем наблюдать при приближении к линии разлома фациальные изменения, обусловленные приближением к окраине прогиба. Если же мы имеем дело с последующим сдвигом частей единой области накопления, то этих изменений не будет.

В статье В. С. Буртмана, опубликованной в этом сборнике, описаны примеры смещения отложений, отличающихся четкой фациальной зональностью. Сложнее обстоит дело, когда фациальные отличия нерезкие. Такой случай рассмотрен С. В. Руженцевым (см. его статью в сборнике) на примере разломов Юго-Восточного Памира. В этом случае требуется тщательное изучение условий осадконакопления. Необходимо быть уверенным, что наблюдаемые различия в строении противолежащих участков крыльев разлома не вызваны седиментационными причинами.

Наряду с количественными методами, позволяющими подсчитать амплитуду сдвига, можно установить сдвиговое перемещение по разлому по ряду признаков, хотя только по этим признакам нельзя определить амплитуду смещения. Примером может служить торцовое сочленение по разлому трех (или более) синхронных фациальных зон при отсутствии надвиговых явлений по этому разлому. Соприкосновение по разлому разных

фаций разновозрастных отложений, которое не может быть объяснено наличием уступа в рельефе во время осадконакопления, при отсутствии надвига также свидетельствует о сдвиге. Эти признаки сдвига проявляются в соотношении разлома не только с фациальными зонами, но и с другими геологическими объектами. Указанные признаки — частное выражение более общего принципа, который можно сформулировать следующим образом: сочленение по разлому разновозрастных геологических тел, возникновение которых в непосредственном соприкосновении невозможно, при отсутствии надвигания свидетельствует о сдвиговом перемещении по разграничивающему разлому.

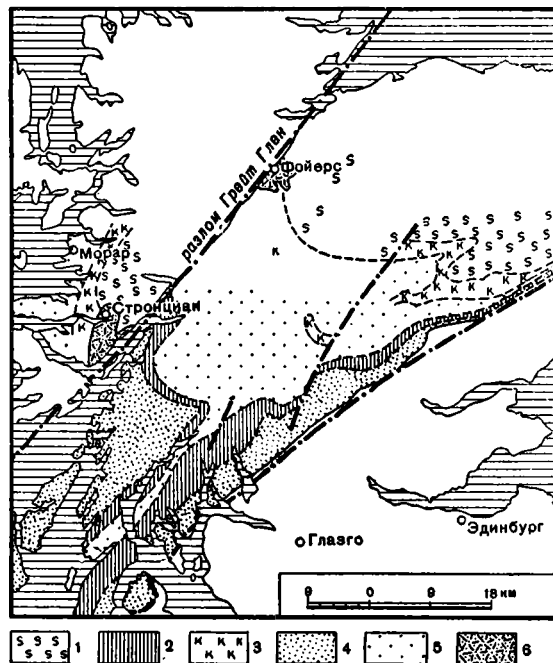
Смещение области сноса обломочного материала относительно области его аккумуляции. Этот метод является разновидностью метода фаций. Он применим в случаях, когда области сноса и аккумуляции находятся на разных крыльях разлома

Рассмотрим в качестве примера соотношение областей сноса и аккумуляции плейстоценовых галечников, распространенных между хребтами Темблор и Сан-Эмигдио около разлома Сан-Андреас в Калифорнии (Hill a. Dibblee, 1953). Оба указанных хребта находятся на восточном крыле разлома Сан-Андреас непосредственно около его линии. Южный из них, хребет Сан-Эмигдио, сложен кристаллическими породами, а в хребте Темблор распространены кремнисто-глинистые сланцы миоценового возраста. В восточном крыле разлома Сан-Андреас на протяжении примерно 6 км к северу от хребта Сан-Эмигдио плейстоценовые галечники содержат гальку кристаллических пород, принесенных с этого хребта. Далее на север галька состоит из миоценовых сланцев, поступивших из хребта Темблор. В западном же крыле разлома галечники с галькой кристаллических пород прослеживаются вдоль его линии на 22 км к северу от хребта Сан-Эмигдио и лишь затем галька кристаллических пород замещается в них галькой сланцев. Приведенные соотношения Хилл и Диббли объясняют тем, что западное крыло разлома Сан-Андреас после отложения плейстоценовых галечников переместилось относительно восточного крыла на северо-запад примерно на 16 км. В результате этого перемещения в настоящее время на указанном интервале наблюдается тектонический контакт по разлому Сан-Андреас галечников обеих фаций.

Попытка использовать соотношения области сноса, расположенной по одну сторону от разлома, с областью аккумуляции по другую сторону от него, для выяснения горизонтальных перемещений по разделяющему их разлому была предпринята также С. А. Захаровым (1958) в Дарвазском хребте.

Смещение зон разных мощностей (метод мощностей). Метод мощностей в применении к горизонтальным движениям по разломам состоит в следующем. Изучаются мощности синхронных однофациальных отложений в обоих крыльях разлома и строится карта мощностей (карта изопакит). Если по разлому произошли сдвиговые перемещения после формирования отложений, мощности которых мы изучили, то зоны равных мощностей в разных крыльях разлома окажутся резко оборванными по его линии и смещенными друг относительно друга. Этот метод был применен В. С. Буртманом (см. его статью в настоящем сборнике), установившим смещение вдоль Таласо-Ферганского разлома в Тянь-Шане зон равных мощностей верхнетурнейских отложений. В указанном случае метод мощностей был использован как дополнение к методу фаций, однако он может иметь и самостоятельное значение, особенно если разлом рассекает монофациальную толщу.

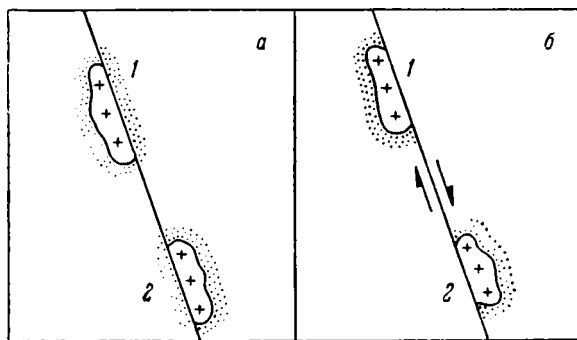
Смещение метаморфических зон. В геологической литературе описан ряд примеров смещения по сдвигам метаморфических комплексов. Кеннеди (Kennedy, 1946) рассмотрел левое смещение метаморфических зон вдоль разлома Грейт-Глен в Шотландии. На территории



Фиг. 15. Метаморфические зоны на крыльях разлома Грейт-Глен (по Kennedy, 1946).

1 — силлиманитовая зона, 2 — биотитовая зона, 3 — кyanитовая зона, 4 — хлоритовая зона, 5 — гранатовая зона, 6 — граниты

юго-восточного крыла этого разлома с востока на запад выделяются следующие метаморфические зоны: силлиманитовая, кyanитовая, гранатовая, биотитовая и хлоритовая. Аналогичную последовательность метаморфических зон можно наблюдать и в северо-западном крыле разлома. Однако



Фиг. 16. Диагностика сдвига по характеру экзоконтактных ареалов интрузий

все зоны здесь смещены к юго-западу на расстояние, несколько превышающее 100 км (фиг. 15).

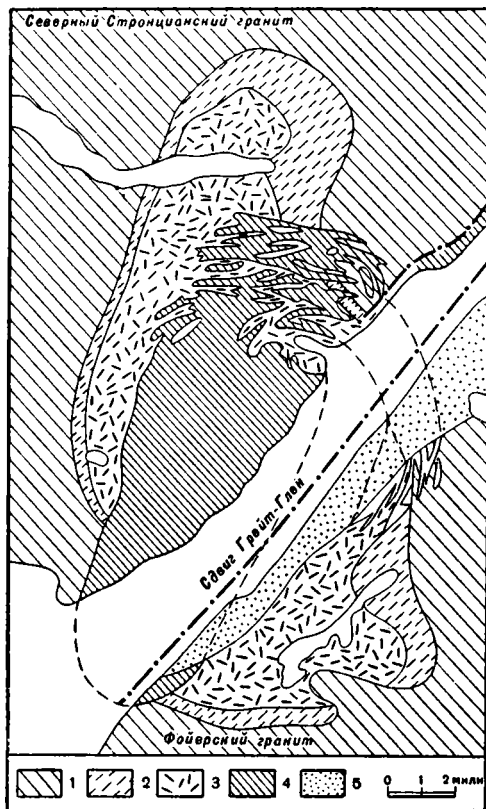
Смещение интрузивных тел. При установлении сдвига и амплитуды горизонтального движения вдоль него по смещению частей какого-либо интрузивного тела, необходимо провести тщательный анализ их строения. Обе смещенные части массива должны иметь аналогичный

состав, морфологию и единое структурное положение. Очевидно, что сопоставлены могут быть лишь тела, одновозрастность которых доказана. Необходимо тщательно исследовать контактовые ореолы. Предположим, что у какого-либо разлома на его разных крыльях расположены две интрузии, обладающие аналогичным составом и морфологией (фиг. 16, а). Может создаться впечатление, что массив 1 является сдвинутой в северо-западном направлении частью массива 2. Однако такое впечатление ложно, так как обе интрузии имеют зоны контактовых изменений, которые полностью опоясывают эти тела, и, следовательно, расположение массивов 1 и 2 первичное. В случае сдвига оба массива будут иметь зону контактовых изменений только в тех частях, которые не соприкасаются с разломом (фиг. 16, б).

Известно несколько примеров, когда на основании сопоставления интрузивных тел были установлены крупные горизонтальные смещения. Кеннеди (Kennedy, 1946) описал смещение частей гранитной интрузии вдоль разлома Грейт-Глен в Шотландии на расстояние более 100 км. В работе Кеннеди рассмотрены два каледонских массива: Стронцианский, расположенный на северо-западном крыле разлома, и Фойерский — на его юго-восточном крыле. Эти массивы — смещенные части единого интрузивного тела, что доказывается следующим: 1) оба массива имеют аналогичные отложения (мойнские сланцы) и расположены у западного края комплекса инъектированных пород, 2) они находятся в зоне стыка силлиманитового и кианитового метаморфических поясов и 3) имеют сходный петрографический состав и одинаковую морфологию. В Стронцианской и Фойерской интрузиях выделены следующие петрографические разновидности пород: биотитовые граниты, порфиридные гранодиориты, тоналиты. При совмещении обоих массивов наблюдается совпадение контуров всех интрузивных разновидностей (фиг. 17).

Другой пример — смещение по Таласо-Ферганскому разлому верхнепалеозойских интрузий на расстояние около 200 км, описанное в этом сборнике В. С. Буртманом. Куртис (Curtis a. oth. 1958) указывает на возможность перемещения верхнемеловых интрузий по сдвигу Сан-Андреас в Калифорнии более чем на 500 км.

Смещение складчатых и разрывных структурных форм. Горизонтальное смещение складок и разрывов вдоль более молодых сдвигов — часто наблюдаемое явление. Сдвиг небольшой амплитуды может быть обнаружен по смещению единичной структурной формы,



Фиг. 17. Соединение Стронцианского и Фойерского гранитных массивов (по Kennedy, 1946). 1 — сланцы Мойн, 2 — тоналит, 3 — порфиритовый гранодиорит, 4 — тонкозернистый биотитовый гранит, 5 — средний древний красный песчаник

если эта форма обладает какими-либо специфическими («маркирующими») особенностями, отличающими ее от других структур участка¹. Такой случай описан, например, Хиллом и Диббли (Hill, Dibblee, 1953; Hill, 1954) в Южной Калифорнии. К линии разлома Сан-Андреас под крутым углом на расстоянии 8 км друг от друга с разных сторон подходят два крупных разрыва одинакового простираения: Биг-Пайн с запада и Гарлок — с востока. Оба эти разрыва отличаются от прочих разрывных нарушений района тем, что это — левые сдвиги. Хилл и Диббли полагают, что разрывы Гарлок и Биг-Пайн представляют собой части единого разлома, смещенные в послеплейстоценовое время по правому сдвигу Сан-Андреас. Амплитуда предполагаемого смещения (8 км) увязывается, по их данным, со смещениями по сдвигу Сан-Андреас террасовых отложений. Примеры смещения складчатых форм по сдвигам приведены в этом сборнике в статье С. В. Руженцева, описавшего указанные явления на Юго-Восточном Памире, где амплитуда этих сдвиговых перемещений достигает 10—12 км.

Сложнее обстоит дело с попытками использования рассматриваемого метода для выявления сдвигов большой амплитуды. В этом случае необходимо помнить о возможной переработке складчатых и разрывных форм во время движения крыльев сдвига. При этом на разных крыльях сдвига могут возникнуть различные напряжения. Одно из крыльев будет, например, интенсивно сжато в процессе смещения. В результате на этом крыле возникнут дополнительные нарушения (надвиги, складки и т. п.), усложняющие его первоначальную структуру и затрудняющие сопоставление крыльев. При изучении Таласо-Ферганского сдвига было выяснено, что в полосе вдоль линии этого разлома, простирающейся на 10—15 км в обе стороны от него, все складки и разрывы, независимо от их первоначального простираения, переориентированы субпараллельно плоскости сдвига. По направлению к его линии наблюдается сжатие складок и воздымание их шарниров, а разрывы, имеющие наклонную плоскость смещения, около линии сдвига становятся крутыми. В случаях, подобных описанному, нельзя, сравнивая структурные формы на крыльях разлома, опираться на морфологические особенности этих структур, наблюдаемые в зоне разлома. Надо сравнивать продолжения указанных структур, находящиеся за пределами этой зоны.

Для выявления сдвиговых перемещений большой амплитуды сравнение единичных структурных форм недостаточно. Необходимо провести анализ строения всей территории обоих крыльев разлома или во всяком случае их значительной части. В случае больших перемещений в сложно складчатой области, при отсутствии явно «маркирующих» структур, чрезвычайно затруднительно достоверно установить, какие из рассеченных сдвигом складок и разрывов являлись продолжением друг друга. Однако при региональном структурном анализе может быть установлено смещение серий структур, зон складчатости разного типа или разного простираения, или поясов с различным возрастом складчатости. Так, в Среднем Тянь-Шане, на крыльях Таласо-Ферганского разлома, за пределами полосы переориентированных у его линии структур, устанавливаются зоны с различным простираением структурных форм. На обоих крыльях разлома эти зоны и их последовательность одинаковы, однако идентичные зоны смещены друг относительно друга, указывая на почти 200-километровую амплитуду Таласо-Ферганского сдвига.

Смещение жил, даек, рудных тел и подобных специфических объектов по сдвигам небольшой амплитуды широко известны по данным разведок и детальных съемок месторождений полезных ископаемых.

Смещение тектонических (структурно-фациальных) зон. Смещение тектонических зон по разлому выясняется в резуль-

¹ В дальнейшем, для контроля и обоснования сдвигового перемещения, конечно, необходимо сравнить строение всей территории обоих крыльев разлома.

тате тектонического районирования территории, расщепленной разломом. Этот метод применен В. С. Буртманом, А. В. Пейве и С. В. Руженцевым (см. их статью в настоящем сборнике). В качестве примера использования рассматриваемого метода можно указать на работу Л. Б. Вонгаза (1958), описавшего сдвиг структурно-фациальных зон Тянь-Шаня по Таласо-Ферганскому разлому. Многие авторы указывают на вероятное смещение границы невадийского орогенического пояса по сдвигу Сан-Андреас в Калифорнии (Curtis a. oth., 1958; Кинг, 1961); есть и другие случаи использования этого метода. Его недостаток — известная субъективность тектонического районирования. Во всех рассмотренных ранее случаях вопрос о границе геологического тела (интрузии, фациальной провинции и т. д.) решался однозначно, так как для ее установления использовался какой-либо один признак. Тектонические зоны выделяются по комплексу признаков (возраст складчатости, формации и т. д.), площадное распространение которых не вполне совпадает. Придавая большее значение тому или иному признаку, можно по-разному провести границу зоны. Поэтому для получения бесспорных данных о наличии сдвигового перемещения по разлому и точного определения амплитуды сдвига следует рассмотреть в отдельности (если позволяет геологическая изученность) распространение каждого из признаков на обоих крыльях разлома.

С м е щ е н и е ф а у н и с т и ч е с к и х п р о в и н ц и й. Этот метод был применен Холлом (Hall, 1960) в интересной работе, посвященной верхнемиоценовым фаунистическим провинциям Калифорнии. Рассмотрев зональность в распространении современных моллюсков у берегов Калифорнии и сравнив ее с температурным режимом поверхности океана, Холл указывает на тесную зависимость видового и родового состава современной фауны моллюсков от температурного режима. Он выделяет серию фаунистических ассоциаций, отвечающих узким температурным интервалам и замещающих одна другую в меридиональном направлении, параллельно изменению температурного режима. Таким образом была установлена серия современных фаунистических провинций, границы между которыми связаны с определенными изотермами поверхности океана.

У западного побережья Северной Америки в настоящее время продолжает существовать примерно одна треть видов и почти все роды моллюсков, известные в верхнемиоценовых отложениях Калифорнии. Это позволило Холлу выделить по фауне из верхнемиоценовых отложений те же фаунистические провинции, которые устанавливаются на побережье Тихого океана в настоящее время. При этом выяснилось, что аналогичные верхнемиоценовые фаунистические провинции на разных крыльях разлома Сан-Андреас находятся в смещенном положении друг относительно друга. Амплитуда перемещения составляет по меньшей мере 80 км, а возможно и значительно более. Знание современных условий жизни выделенных фаунистических ассоциаций позволило Холлу говорить о температурном режиме отдельных участков верхнемиоценового моря и показать предполагаемое смещение изотерм этого моря по сдвигу Сан-Андреас.

Молодые движения по сдвигам обнаруживаются по с м е щ е н и ю ф о р м р е л ь е ф а. Вдоль современных сдвигов наблюдаются смещения русел и долин ручьев и рек, водораздельных гряд, горных хребтов и т. д. Многочисленные примеры сдвига русел водотоков, речных долин и водораздельных гребней приведены в этом сборнике в статье В. С. Буртмана.

Предполагая смещение русел водотоков по сдвигу, надо иметь в виду, что далеко не всякий изгиб русла у линии разлома указывает на горизонтальное перемещение по нему. Этот изгиб может быть вызван также поднятием крыла разлома, расположенного ниже по течению, или тем, что это крыло сложено породами, более устойчивыми к эрозии, или использованием водотоком просядок, часто возникающих в зоне разлома и т. п. Достоверным сдвигом русел по разлому можно считать: а) смещение серии русел —

в одном направлении на одинаковое расстояние и б) смещение одиночных русел, если их нижние продолжения смещены вверх по склону (и, таким образом, покинуты водотоком). В последнем случае водоток обычно вырабатывает ниже линии сдвига новое русло, морфологически отличное благодаря своему более молодому возрасту.

Примеры смещений по сдвигам макроформ рельефа немногочисленны. Шепард (Shepard, 1959) описал 40-мильное смещение по разлому Мендосино края шельфа у западного побережья Северной Америки; по данным Рода (Rod, 1956), вдоль сдвига Ока в Венесуэле, по-видимому, произошло смещение горного хребта.

Смещение построек и инженерных сооружений происходит в результате перемещений по разломам, связанным с землетрясениями. Примеры таких смещений приведены в этом сборнике в статье А. В. Лукьянова.

Геодезический метод — повторные триангуляции на территории, рассеченной разломом. В случае современных сдвиговых перемещений по разлому, триангуляционные пункты, расположенные на его разных крыльях, оказываются смещенными друг относительно друга. Этот метод был применен, в частности, при изучении сдвига Сан-Андреас в Калифорнии (см. фиг. 2 в статье В. С. Буртмана), при изучении перемещений по разломам в Японии и в других случаях.

Геофизические методы. Для определения современных смещений по разрывам, происходящих при землетрясениях (в том числе и сдвиговых перемещений), широко используется сейсмический метод (Введенская, 1951; Байерли, 1957; Gutenberg, 1941; Dehlinger, 1952 и др.). Известны также попытки определения горизонтальных смещений по результатам магнитной съемки. Так, указывается, например (Vacquier a. oth., 1961), что наблюдаемое в восточной части Тихого океана соотношение магнитных аномалий с системой широтных разломов (Мендосино, Пионер, Меррей) может быть интерпретировано, как результат сдвиговых перемещений по этим разломам на многие сотни километров.

Мы рассмотрели многочисленные методы выявления сдвигов и установления их амплитуды по смещению различных геологических тел. При геологических исследованиях необходимо сочетать несколько методов и сравнивать их результаты. Во многих случаях лишь такой путь дает уверенность в достоверности полученных выводов.

ЛИТЕРАТУРА

- Байерли П. Определение разрывов в очагах землетрясений по сейсмическим данным.— В кн. Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- Введенская А. В. Об определении динамических параметров очагов землетрясений по наблюдениям удаленных станций.— Докл. АН СССР, 1951, 80, № 4.
- Вонгаз Л. Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Гзовский М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, 1956, № 7.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды АН Тадж. ССР, 1958, 95.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Перев. с англ., М., ИЛ, 1961.
- Лукьянов А. В. Структура Аксоран-Акжальской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-пак-далы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 3.

- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Сб. Структура земной коры и деформации горных пород. Международный Геол. конгресс, XXI сессия, 1960 г. М., 1960, стр. 67—72.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Ситтер Л. У. де. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.
- Суворов А. И. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Трифонов В. Г. Морфология Саякской мульды в Центральном Казахстане (взаимоотношение сдвигов со складчатой структурой).— Изв. высшей школы, серия геол. и разведки, 1963, № 9.
- Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.
- Curtis G. H., Evernden J. F., Lipson J. Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method.— Calif. Div. Mines, Spec. Rept., 1958, № 54.
- Dehlinger P. Shear-wave vibrational directions and related fault movements in Southern California earthquakes.— Seism. Soc. Amer. Bull., 1952, 42.
- Gutenberg B. Mechanism of faulting in Southern California, indicated by seismograms.— Seism. Soc. Amer. Bull., 1941, 31.
- Hall C. A. Displaced miocene molluscan provinces along the San-Andreas fault, California.— Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1960, 34, N 6.
- Hamilton W. Origin of the Gulf of California.— Geol. Soc. Am. Bull., 1961, 72.
- Hull M. L. Tectonics of faulting in Southern California.— Calif. Div. Mines Bull., 1954, N 170.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1953, 64, N 4.
- Kennedy W. The Great Glen fault.— Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1946, 102, N 405.
- Lensen G. J. A method of horst and graben formation.— J. Geol., 1958₁, 66, N 5.
- Lensen G. J. The Wellington fault from Cook Strait to Manawatu Gorge.— New Zeal. J. Geol. Geophys., 1958₂, 1, N 1.
- Ridder N. A. de, Lensen G. J. Indirect evidence for transcurrent faulting and some examples from New Zealand and the Netherlands.— Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, the Netherlands, Techn. Bull., 1960, N 15.
- Riedel W. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen.— Cbl. Min., Geol. u. Paleontol., Abt. 1929, B. 30.
- Rod E. Strike-slip faults of Northern Venezuela.— Bull. Amer. Assoc. Petrogr. Geol., 1956, 40, N 3.
- Shepard F. P. The Earth beneath the sea. Baltimore, 1959.
- Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E. Horizontal displacements in the floor of the northeastern Pacific Ocean.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72, N 8.

А. В. ЛУКЬЯНОВ

**ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО РАЗЛОМАМ,
ПРОИСХОДЯЩИЕ ПРИ СОВРЕМЕННЫХ
КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ**

При изучении разломов земной коры мы почти в каждом случае обнаруживаем и вертикальную и горизонтальную составляющие движения. Вертикальную составляющую обнаружить сравнительно просто, особенно в тех случаях, когда разлом рассекает и смещает полого лежащие слои или выходит на поверхность, причем образующийся вдоль него уступ контролирует распределение фаций в отложениях соответствующего возраста. Гораздо труднее обнаружить горизонтальную составляющую перемещения. В случае сбросов, взбросов и надвигов, т. е. разломов с перемещением крыльев по падению сместителя, величина и направление горизонтальной составляющей определяются наклоном сместителя и величиной перемещения по нему. Однако уже в этом простейшем случае геолог сталкивается с большими затруднениями. Сместители разломов, особенно крупных, как правило, не обнажены или обнажены настолько плохо, что наклон сместителя не удастся определить или удастся охарактеризовать только приблизительно по косвенным данным. Кроме того, многие разломы вместо единого сместителя имеют более или менее широкие зоны дробления, в которых сосредоточена масса разрывов различных направлений. Эти разрывы маскируют истинное падение главного разлома и нередко вводят геологов в заблуждение, особенно в тех случаях, когда разлом — пологий надвиг, а второстепенные разрывы — крутые, прекрасно выраженные в обнажениях трещины. Эти трудности особенно резко сказываются при работе в пологохолмистых и равнинных областях.

Еще труднее обнаружить горизонтальную составляющую, направленную вдоль простирания сместителя. Она не может быть определена по наклону сместителя, не создает фациальную границу в отложениях соответствующего возраста, если даже разлом и выходит на поверхность, не дает смещения горизонтально лежащих пластов, а вызванные ею смещения наклонных пластов во многих случаях могут быть объяснены и вертикальной составляющей. Для выявления сдвиговых перемещений используют данные о смещении осей складок, интрузивных тел, фациальных зон и т. д., применяют анализ трещинной тектоники, анализ оперяющих главный разлом складок и более мелких разрывов. Однако эти данные добываются с большим трудом и не всегда в достаточном количестве, чтобы дать однозначный ответ. Очень многие геологи относятся к ним скептически, особенно в тех случаях, когда собранные материалы заставляют предполагать значительные горизонтальные перемещения масс по сдвигам.

В то же время многочисленные факты подтверждают значительную роль горизонтальных перемещений в развитии земной коры. Это — хорошо из-

вестные данные о крупных надвигах в Альпах, на Карпатах, на Памире, в Кордильерах и в других складчатых областях, о больших сдвигах в Калифорнии, Шотландии, Тянь-Шане и Новой Зеландии; данные многочисленных определений механизма очагов современных землетрясений; данные о современных движениях по разломам, достигших поверхности во время некоторых катастрофических землетрясений, и др. Игнорировать их невозможно тем более потому, что они дают ключ к определению горизонтального перемещения по многим другим разломам.

Движения по разломам при современных землетрясениях выгодно отличаются от более древних подвижек тем, что они поддаются точному и вполне достоверному измерению и позволяют провести полевое изучение морфологии трещин и других деформаций, возникших при этих движениях. Оказывается, что направление и характер движения по разлому хорошо отражаются и фиксируются в морфологии отдельных частей трещины, а разные типы деформации закономерно сочетаются друг с другом на протяжении всей трещины в зависимости от ориентировки плоскости сместителя по отношению к вектору движения. Более того, направление подвижек, по-видимому, отражающее ориентировку главных напряжений, остается в общем постоянным на большой площади и определяет закономерное изменение морфологии разрывов в зависимости от их ориентировки.

Изучая структуры, возникшие при катастрофических землетрясениях, автор настоящей статьи пытался выявить такие особенности их строения, которые указывали бы на характер перемещения масс по разлому и в то же время сохранялись бы в геологической летописи. Подобные структуры, обнаруженные в зонах разломов, движения по которым происходили в геологическом прошлом, несомненно будут содействовать правильной расшифровке изучаемых нарушений.

В основу предлагаемой работы положены наблюдения автора, проведенные им лично при изучении геологических последствий Гоби-Алтайского землетрясения, и анализ литературных данных о других катастрофических землетрясениях Азии и Северной Америки.

ДИСЛОКАЦИИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ДВИЖЕНИИ ПО СДВИГУ

Для выделения и характеристики типов деформаций, возникающих при землетрясениях, рассмотрим деформации, возникшие при Г о б и - А л т а й с к о м землетрясении 4 декабря 1957 г. в Монгольской Народной Республике. В этих деформациях проявились самые разные формы, характерные для многих других землетрясений. Автор имел возможность изучить их непосредственно в поле.

Гоби-Алтайское землетрясение

Генетические типы дислокаций. Гоби-Алтайское 11-балльное землетрясение произошло 4 декабря 1957 г. и сопровождалось образованием большого количества трещин, горных обвалов и других дислокаций. Дислокации, образовавшиеся при землетрясении, как и его эпицентр, находятся в горной системе Гурбан Богдо (Гобийский Алтай). Для правильного понимания и классификации этих дислокаций необходимо определить их положение в геологической истории и структуре этого района.

Горы системы Гурбан Богдо состоят из нескольких плосковерхих горных массивов, резко возвышающихся над окружающей равниной: их высота достигает 3000—4000 м над уровнем моря. Вся горная система ориентирована в широтном направлении. Небольшие плато на плоских вершинах наклонены на юг. К северу от гор расстилается огромная Долина Озер — полого наклоненная на юг бессточная равнина с отметками около 1200 м

и цепью озер, прижатых к горам Гурбан Богдо; к югу — впадины и широкие долины, чередующиеся с горными цепями и массивами.

Геологическая история гор Гурбан Богдо четко делится на два этапа: 1) весь палеозой, 2) мезозой и кайнозой. Палеозойскому этапу соответствуют толщи пород геосинклинального типа, мощностью во многие километры. В разрезах преобладают граувакки, чередующиеся с большим количеством эффузивов различного состава; встречаются прослои и целые толщи известняков. Палеозойские породы многократно подвергались складчатости и глубоко метаморфизованы; наиболее древние из них превращены в метаморфические сланцы. К палеозойскому этапу относятся и многочисленные разнообразные интрузии от ультраосновного до кислого состава.

Мезо- и кайнозойский этап развития характеризуется накоплением мощных континентальных отложений орогенного типа, резко несогласно залегающих на палеозойских образованиях. Это — красноцветные и пестроцветные песчано-конгломератовые толщи с многочисленными покровами базальтов. Они очень изменчивы и по мощности и по фациям. На их распределение заметно влияет положение выступов и впадин палеозойского фундамента. Эти образования не испытали метаморфизма; в них отсутствуют и проявления интрузивного магматизма.

Картину тектонического строения палеозойского фундамента определяют линейные структуры, ориентированные в северо-западном направлении. В них видную роль играют разломы. Слои палеозойских толщ наклонены чрезвычайно круто. Мезо- и кайнозойские образования выполняют впадины, расположенные между выступами палеозойского фундамента, являющимися и в настоящее время положительными структурами, с которыми в общих чертах совпадают наиболее высокие горные массивы системы Гурбан Богдо. Впадины имеют коробчатую структуру, их дно обычно плоское, слои в центральных частях наклонены не круче 5—12°. По краям впадин, около границ с выступами палеозойского основания, напротив, слои мезозойских и кайнозойских пород приобретают крутое (обычно около 60°), иногда — вертикальное и даже запрокинутое залегание. В этих местах они нередко смяты в сложные складки и нарушены разломами. Границы между впадинами и выступами фундамента в большинстве случаев очень резкие и проходят по разломам, имеющим длительную историю.

Особенно крупным и длительно развивавшимся является разлом, проходящий вдоль северного подножья системы Гурбан Богдо и отделяющий палеозойские выступы этой системы от огромной впадины Долины Озер. Он, несомненно, имеет региональное значение. А. Х. Иванов (Васильев и др., 1959) называет этот разлом Долиноозерским глубинным разломом и доказывает существование крупных подвижек по нему в течение всей геологической истории, начиная с кембрия. Долиноозерский разлом особенно сильно влияет на распределение фаций мезозоя и кайнозоя; ему соответствуют четкие геоморфологические границы; поднятые по разлому четвертичные террасы и конусы выноса образуют характерные цепочки предгорных холмов и наклонены в сторону гор, на что обращали внимание еще Ч. Берки и Ф. Моррис (Berkey, Morris, 1927). Это свидетельствует об активной жизни Долиноозерского разлома вплоть до настоящего времени.

Именно на этом разломе на значительной глубине недалеко от горы Бахар расположен очаг Гоби-Алтайского землетрясения. Именно вдоль этого разлома при землетрясении образовалась главная система трещин, протягивающаяся на 270 км по подножьям гор Бахар, Ноян-Ула, Ихэ Богдо, Дулан Богдо и Бага Богдо (фиг. 1; см. также Балдан и др. 1958; Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1960 и др.). Ясно, что такое расположение главных трещин не случайно, что их образование — наиболее позднее

проявление жизни Долиноозерского разлома. Поэтому систему трещин, обновившую длительно развивавшийся глубинный разлом, имевшую огромную горизонтальную протяженность и уходящую на значительную глубину, мы называем р е г и о н а л ь н о й. Региональные трещины составляют первый и основной генетический тип дислокаций, образовавшихся при землетрясении. (Фиг. 1 см. в конверте, в конце книги).

В отличие от этих трещин, ряд других в горах Гурбан Богдо выходят далеко за пределы зоны глубинного разлома в разных направлениях и появляются в разной геологической обстановке. Их распространение заметно контролируется литологией рассекаемых пород и положением древних разломов второго порядка. Протяженность таких трещин не превышает нескольких десятков километров. Вероятно, они так же быстро затухают и с глубиной. Не исключено, что множество таких трещин развилось в погребенных структурах и не вышло на земную поверхность. Дислокации этой группы мы называем м е с т н ы м и.

Третьим типом дислокаций являются нарушения, появляющиеся лишь на земной поверхности и не уходящие на большую глубину. Их размещение и формы проявления зависят от характера рельефа, особенностей строения и водонасыщенности рыхлого покрова и других поверхностных факторов. Они широко распространены на участках с резким рельефом в виде неглубоких трещин и горных обвалов, а также в рыхлых наносах, особенно по берегам озер и близ родников в виде разрывов и вздутий дерна. Это — п о в е р х н о с т н ы е д и с л о к а ц и и (экзодислокации).

Все три генетических типа дислокаций характерны не только для Гоби-Алтайского землетрясения. Их можно выделить на множестве других примеров. Наиболее распространен и, пожалуй, внешне наиболее эффектен третий тип. Эти нарушения появляются при каждом катастрофическом землетрясении, а часто сопутствуют и более слабым землетрясениям. Они вызывают множество разрушений и наносят большой ущерб местным жителям, но с точки зрения тектоники — это второстепенные, незначительные нарушения. В мировой литературе они обычно называются мелкими, поверхностными, или вторичными нарушениями (т. е. вызванными сотрясением в результате прохождения сейсмических волн в противоположность первичным нарушениям, породившим само землетрясение). Можно привести много примеров поверхностных нарушений, связанных с землетрясениями в Средней Азии и Забайкалье, Индии, Японии, в западных районах Северной и Южной Америки и во многих других местах.

Нарушения первого типа встречаются значительно реже. Это несомненно «первичные» нарушения, «трещины разлома», определяющие возникновение землетрясения. Но далеко не все землетрясения возникают на разломах, имеющих региональное значение, и далеко не во всех случаях перемещения по трещинам достигают земной поверхности. Примерами региональных трещин могут быть трещины, обновившие глубинные разломы и достигшие поверхности, при Танну-Ольском землетрясении 1905 г. на севере Монголии, при землетрясении 1872 г. в долине Оуэнс (Калифорния), при землетрясениях 1857, 1906 и 1940 гг. на разломе Сан-Андреас (Калифорния) и многие другие.

Второй тип нарушений в основном тоже объединяет «первичные» нарушения, но иногда к нему, вероятно, могут относиться и «вторичные» трещины. Во всяком случае они всегда — «трещины основания», т. е. уходят глубоко в коренные породы, а не ограничиваются нарушением рыхлого четвертичного покрова. Трещины второго типа почти всегда можно найти в окрестностях главного нарушения при землетрясениях, сопровождающихся появлением региональной трещины, и в случае очень сильных землетрясений без явных подвижек по единому крупному разлому, как при Ассамском землетрясении 1897 г. (Индия) или землетрясении гор Сидар в 1932 г. (Невада).

Но вернемся к Гоби-Алтайскому землетрясению и рассмотрим более подробно выделенные типы дислокаций; в дальнейшем это поможет нам разобраться в характере соотношения друг с другом различных морфологических типов нарушений.

Региональная трещина, образовавшаяся при Гоби-Алтайском землетрясении (см. фиг. 1), в общем прямолинейна, имеет простирание около ЮВ 100° и лишь на незначительных отрезках изменяет направление, резко отклоняясь к северу или югу. Трещина идет по древним тектонитам и тектоническим брекчиям Долиноозерского разлома и на многих отрезках прослеживается в виде единой очень четкой линии. Однако в некоторых местах она разветвляется на ряд небольших трещин, которые постепенно теряют амплитуду и исчезают или рассеиваются в широкой зоне, но потом вновь оформляются в единую четкую трещину. В других местах она постепенно затухает, но при этом в 1—2 км в стороне от нее зарождается новая трещина, кулисообразно подставляющая затухшую. Таким образом, на многих участках региональная трещина представляет собой не единую плоскость разрыва, а зону, состоящую из многочисленных трещин. Ширина этой зоны то достигает 2—3 км, то уменьшается до нескольких метров.

Амплитуда перемещения по трещине и наклон сместителя поддаются точной оценке лишь на отрезках с минимальной шириной зоны трещиноватости. Сместитель обычно наклонен на юг под углом $60\text{--}70^\circ$. В некоторых местах он выполаживается до 45° и даже 30° , а кое-где, напротив, становится более крутым и даже вертикальным. Каких-либо закономерностей в расположении аномальных наклонов сместителя наметить не удается.

В перемещениях по трещине господствует горизонтальная составляющая, в подавляющем большинстве случаев колеблющаяся в пределах 3—8 м (южное крыло относительно сдвинуто на восток), в то время как вертикальная составляющая обычно колеблется в пределах 0,5—1 м (южное крыло относительно поднято). На концах трещины величина амплитуды быстро уменьшается и сходит на нет. В некоторых случаях вертикальная составляющая резко возрастает и достигает 2—3,5 м, а иногда отсутствует. Изредка встречаются участки, на которых поднято не южное, а северное крыло, причем это поднятие тоже достигает значительных величин (2—2,5 м). Горизонтальная составляющая перемещений более постоянна, чем вертикальная, всегда направлена в одну и ту же сторону, в 3—10 раз больше вертикальной составляющей и придает всей трещине характер левого сдвига.

Местные трещины развиваются в окрестностях главной глубинной трещины в полосе шириной около 20 км. Самые крупные местные трещины расположены в горах Ихэ Богдо и вдоль их южного подножья. Они рассекают породы палеозойского фундамента и значительно реже — мезозойские и кайнозойские образования. В палеозойских толщах они чаще всего развиваются в гранитах и эффузивах или идут по древним разломам. В сланцевых толщах трещины отсутствуют. В ряде случаев прекрасно видно, как трещины, рассекающие гранитный массив, заканчиваются у его границ и во вмещающие толщи не продолжают. В мезозойских и кайнозойских породах местные трещины идут по древним разломам и флексурам. На распространение местных трещин сильно влияет мощность рыхлых отложений. Севернее Долиноозерского разлома, где палеозой скрыт мощными отложениями мезо- и кайнозойской впадины, трещины отсутствуют. Южнее Долиноозерского разлома, где палеозой выходит на поверхность или покрыт маломощным чехлом мезозоя, много местных трещин (фиг. 1) преимущественно северо-западного и субширотного, а изредка (Тормхон, восток горы Бага Богдо) северо-восточного и субмеридионального простирания.

Амплитуда перемещений по местным трещинам весьма непостоянна. Горизонтальная составляющая обычно невелика и сравнительно редко

достигает 1—1,5 м. Значительно бóльшую роль играет вертикальная составляющая. Так, в районе пос. Баян-Гоби она достигает 5—8 м, в районе сайра Тормхон — 9,2 м (Солоненко, 1959_{1,2}). Однако в большинстве случаев их амплитуда не превышает 1 м. Вообще для местных трещин характерны изменчивые, быстро нарастающие и быстро затухающие амплитуды и длина в несколько километров или несколько сотен метров.

Поверхностные дислокации (экзодислокации) широко распространены в горах Ихэ Богдо и Бага Богдо, по берегам озера Орок-нур, около некоторых родников и в других местах. Они очень разнообразны и часто выглядят чрезвычайно внушительно.

На склонах высокогорных массивов Ихэ Богдо, Бага Богдо и в некоторых других местах в условиях резкого рельефа часто встречаются трещины развала (Солоненко, 1959_{1,2}) и горные обвалы. Трещины развала развиваются на крутых склонах и пересекают отроги небольших хребтов. На высоко приподнятых и водораздельных частях отрогов эти трещины имеют широкое зияние и сопровождаются вертикальными уступами, нередко достигающими 1,5—2 м, но вниз по склону быстро затухают и до дна ущелья обычно не доходят или становятся едва заметными. Таким образом, величина и само появление трещин развала определяются в первую очередь характером рельефа. Однако на появление трещин влияют и другие факторы. Так, трещины развала обычно идут по древним разломам, зонам повышенной рассланцованности пород, контактам резко различных по литологии толщ и т. д. На выходах монолитных нетрещиноватых пород они отсутствуют даже при наличии благоприятного для их образования рельефа.

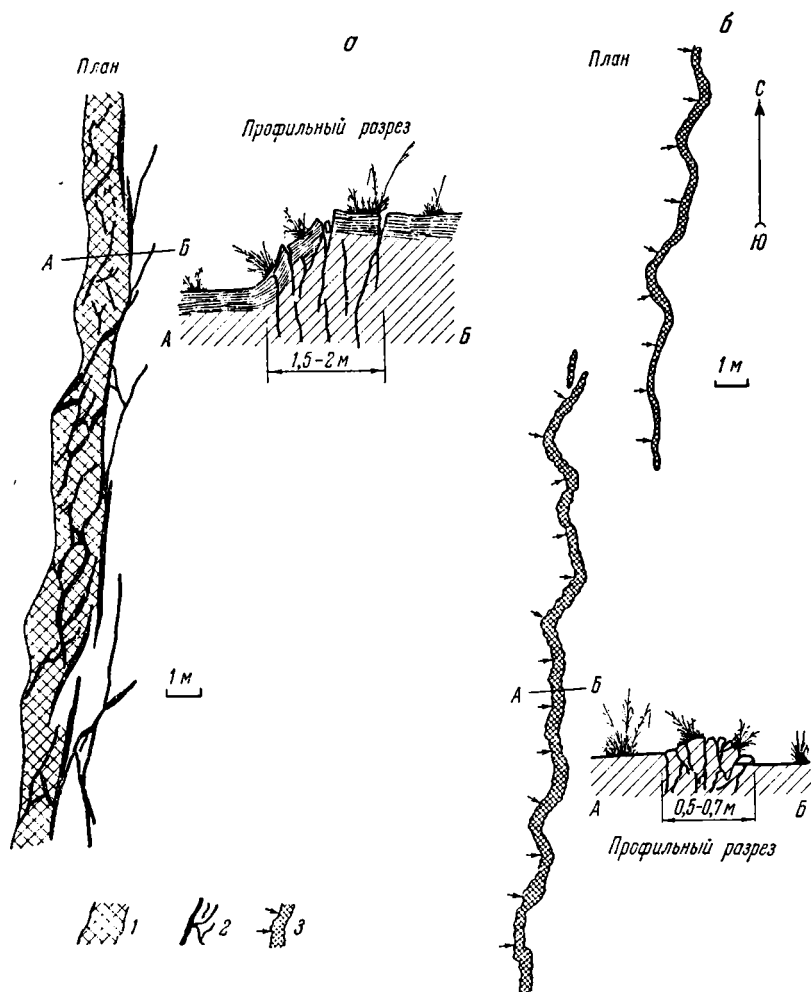
Дальнейшее развитие трещин развала приводит к образованию грандиозных обвалов. Отсеченные трещиной и потерявшие равновесие участки горных склонов или сползают вниз в виде гигантских оползней или проседают, выдавливая нижнюю часть склона в сторону ущелья и даже надвигая ее на противоположный склон. Сползание и проседание горных масс сопровождается их растрескиванием и образованием гигантских осыпей. Один из таких обвалов в ущелье Битути¹ привел в движение сотни миллионов кубометров пород и завалил его на протяжении нескольких километров, в результате чего здесь образовались живописные горные озера.

Если в горах поверхностные массы пород были приведены в движение путем образования трещин развала и обвалов, то на ровной поверхности это же явление наблюдалось в случае сильной водонасыщенности рыхлых отложений. Вокруг озера Орок-нур и около некоторых родников на поверхности земли образовались очень широкие, но неглубокие трещины растяжения, зоны, в которых дерн разбит трещинами на узкие и сильно наклоненные полосы, и своеобразные вздутия и надвиги дерна, напоминающие торосы. Такие же явления отмечались после землетрясения зимой 1958 г. в ледяном покрове озера Орок-нур (Флоренсов, 1958). По-видимому, все эти нарушения образовались в результате скольжения дернового покрова по водонасыщенной подстилке, причем, возможно, сказалось и действие гидравлического удара (Солоненко, 1959_{1,2}), переданного грунтовыми водами. Подобные трещины возникают при землетрясениях очень часто. В американской литературе они называются трещинами крена (lurching, или lurching cracks).

В приведенной выше классификации дислокаций, возникших при Гоби-Алтайском землетрясении, выделяются генетические типы, по которым объединены дислокации общего происхождения и вполне определенного положения в геологической структуре и истории развития района. Так,

¹ В. П. Солоненко (1959_{1,2}) явно преувеличивает тектоническую значимость этого обвала.

региональные трещины возникли при современных подвижках по Долино-озерскому глубинному разлому; образование местных трещин вызвано деформацией широких зон в крыльях этого разлома, а их размещение хорошо увязывается с геологическим строением района и контролируется древними разломами второго порядка и полями развития хрупких пород;



Фиг. 2. Строение трещин сжатия у восточного конца гор Бага Богдо.
 а — взброс со сжатием, б — трещина сжатия без значительного вертикального перемещения; 1 — склон уступа взброса, 2 — зияющие трещины, 3 — валик раздробленного и выдавленного грунта

возникновение и размещение поверхностных трещин определяется особенностями самого последнего этапа развития района, обусловившего образование современного рельефа и современный режим грунтовых вод.

Несомненно, что напряжения, вызвавшие образование трещин разных генетических типов, отличались друг от друга. Поэтому при анализе размещения морфологических типов трещин для выявления связи между их взаиморасположением и механизмом перемещения масс во время землетрясения необходимо рассматривать каждый генетический тип отдельно. Для такого рассмотрения обратимся снова к Гоби-Алтайскому землетрясению.



Фиг. 3. Зияющая трещина. Район гор Бахар и Ноян-ула

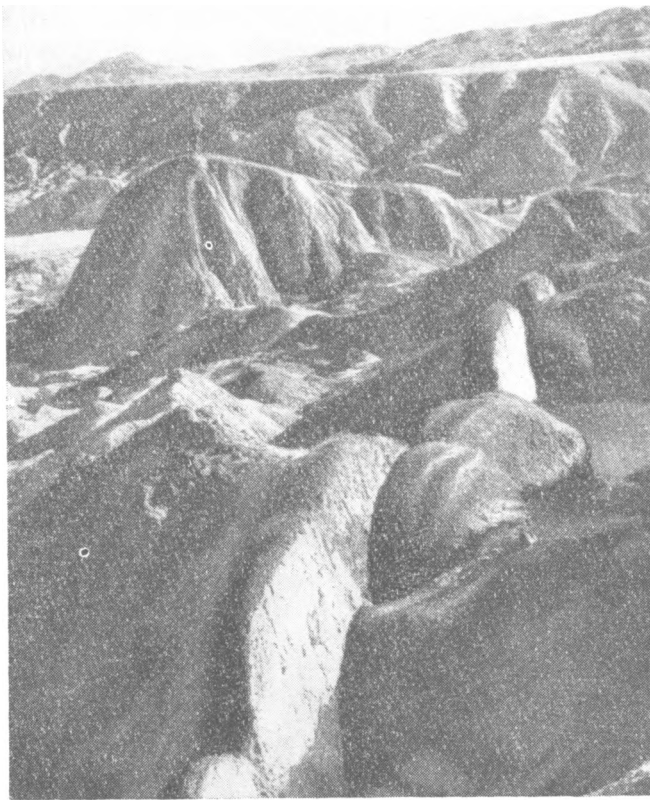
Морфологические типы дислокаций. Формы дислокаций, возникших при Гоби-Алтайском землетрясении, разнообразны. Основные из них: закрытые трещины, открытые трещины, валы и вздутия, плавные изгибы, обвалы, оползни и осыпи. Три последние разновидности встречаются исключительно среди поверхностных дислокаций; мы их рассматривать не будем. Остальные характерны для всех трех генетических типов нарушений. Среди них резко преобладают различные трещины. Изгибы встречаются редко; они лишь сопутствуют разрывным нарушениям.

Подавляющее большинство трещин имеет сложное строение и состоит из сочетания простых трещин.

Последние в виде изолированных трещин встречаются сравнительно редко, однако они интересны тем, что являются воплощением простых форм. Среди них выделяются дислокации трех основных морфологических типов:

- 1) трещины — валы (трещины сжатия),
- 2) открытые трещины (трещины растяжения),
- 3) закрытые трещины (трещины скола).

Трещины сжатия проявляются на поверхности в виде узких вздутых валиков, состоящих из раздробленной земли, шириной обычно не более 0,5—1 м и высотой 0,2—0,5 м. В коренных обнажениях под такими валиками находятся сильно раздавленные, милонитизированные породы. В американской литературе выходы таких трещин на поверхность описываются как «хребтики сдавливания» (pressure ridge) или «кротовые ходы» (mole-



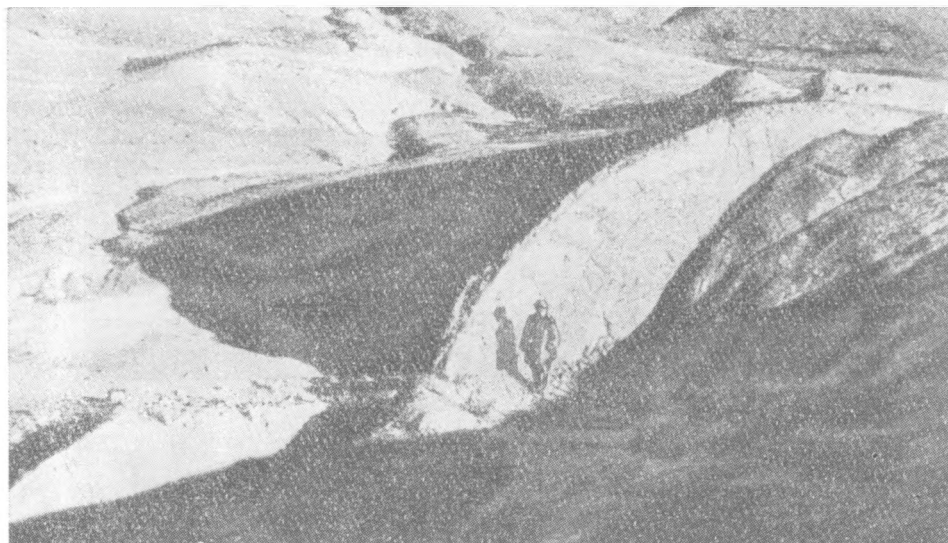
Фиг. 4. Горизонтальный сдвиг. Район гор Бахар и Ноян-ула.
Видно смещение холмов и подпруживание промоин (правая часть снимка сдвинута от наблюдателя, левая — к нему)

task), так как они действительно напоминают вздутия дерна, образовавшиеся над ходом гигантского крота (фиг. 2; см. также фиг. 41).

Трещины растяжения в противоположность трещинам сжатия имеют резко выраженные края, которые разошлись в разные стороны, открыв зияющую щель (фиг. 3), шириной от нескольких сантиметров до 3—4 м (максимальная ширина зияния всегда характеризуется завышенными цифрами по отношению к действительному расхождению стенок трещины, так как зияние значительно увеличивается в результате обваливания стенок трещины).

Трещины скола не имеют ни вздутых сдавленных валиков, ни зияющих провалов. Они образуют четкую трещину, по которой крылья сместились друг относительно друга в вертикальном и горизонтальном направлениях, оставшись плотно прижатыми друг к другу (фиг. 4). Если скол происходил в вертикальном направлении, то трещина имеет четко выраженный вертикальный уступ, если же в горизонтальном, то уступ не образуется (вернее, он образуется лишь в тех местах, где трещина пересекает и сдвигает овраги, холмы и другие неровности рельефа, совмещая точки, находящиеся на разном гипсометрическом уровне; фиг. 4, 5). Высота уступа обычно не превышает 0,5—1 м, но в некоторых трещинах достигает 3—5 м.

Перечисленные формы трещин — основные морфологические типы. Они очень резко отличаются друг от друга и легко распознаются в поле. При анализе особенностей строения и положения каждой конкретной трещины



Фиг. 5. Вертикальный уступ, образовавшийся в результате пересечения сдвигом неровностей рельефа. Район гор Бахар и Ноян-ула.

мы неизбежно приходим к выводу, что причиной возникновения различия между этими тремя морфологическими типами является положение вектора перемещения масс по отношению к плоскости сместителя. При возникновении трещин сжатия крылья двигались навстречу друг другу, т. е. вектор перемещения крыла имел составляющую, направленную перпендикулярно к плоскости сместителя в сторону другого крыла. При образовании трещин растяжения крылья отодвигались друг от друга, т. е. вектор перемещения крыла имел составляющую, направленную от сместителя. В случае образования трещины скола происходило только скольжение крыльев вдоль сместителя, т. е. вектор перемещения масс не имел составляющей, направленной перпендикулярно к сместителю, а целиком укладывался в его плоскости. Учитывая сказанное, по типу трещин можно установить положение вектора перемещения масс и понять ряд характерных черт строения сложных трещин, в которых сочетаются разные морфологические типы.

Сложные трещины имеют разнообразное строение. Они проявляются в виде более или менее широкой зоны, в которой сосредоточено большое количество мелких простых трещин. Ширина такой зоны обычно колеблется от 1 до 20—25 м. Среди трещин, пересекающих эту зону, обычно четко выделяются главные и второстепенные. В строении сложной трещины в большинстве случаев принимают участие простые трещины разных морфологических типов, а перемещение масс представляет сочетание сжатия и скола, скола и растяжения, скола, сжатия и растяжения. Соответственно возникают такие формы сложных трещин, как надвиги; раздвиги, грабены и сбросы; взбросо-сдвиги и сдвиги.

В надвигах сочетаются сжатие и скол, сопровождающийся скольжением вдоль плоскости сместителя. Рассмотрим их строение на примере трещин восточного окончания горы Бага Богдо. Сместители здесь сравнительно полого (под углом около 45°) наклонены в сторону поднятого крыла, которое возвышается над опущенным на 2—2,5 м и надвинуто на него в горизонтальном направлении на 3,5—4 м (фиг. 6, 7). Сместитель почти нигде не обнажен, так как козырек, состоящий из надвинутой части поднятого крыла, всегда обваливается на опущенное крыло и засыпает его край. Фронт над-



Фиг. 6. Надвиг. Район горы Бага Богдо

вига в плане весьма извилист и языками заходит на опущенное крыло. Вдоль него поверхность поднятого крыла нарушена многочисленными небольшими зияющими трещинами растяжения, дробящими зону шириной 15—25 м. Эти трещины, по-видимому, на большую глубину не продолжаютя. В местах, где сместитель вскрыт промоинами, видно, что коренные породы вдоль него чрезвычайно сильно раздавлены и превращены в тектониты. В некоторых местах поднятое крыло надвига слегка изогнуто так, что амплитуда вертикального перемещения крыльев увеличивается вследствие плавного изгиба крыла.

В раздвиггах, грабенах и сбросах сочетается раздвигание крыльев со скольжением вдоль сместителя. В этом случае наблюдается несколько почти параллельных трещин, сосредоточенных в зоне шириной от нескольких метров до 20—30 м. Заключенные между ними вытянутые блоки просели, образовав небольшой грабен. Нередко в нем много почти параллельных трещин, и грабен имеет ступенчатую форму. Одно из крыльев такой сложной трещины почти всегда приподнято над другим, а иногда и сдвинуто в горизонтальном направлении. Высота уступа обычно 1—2 м, иногда 3—4 м. Часто встречаются зияющие провалы, засыпанные обломками обвалившейся с их стенок породы. Весьма крупной структурой этого типа является грабен, расположенный южнее горы Бахар и описанный В. П. Солоненко (Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1960). Он образовался на широтном отрезке региональной трещины, имеет длину в несколько километров, ширину от 300 до 800 м и разбит многочисленными второстепенными трещинами. Длинный просевший клин грабена осложнен по краям в нескольких местах (там, где трещины отклоняются к юго-западу) более мелкими грабенами и зияющими провалами, переходящими в сдвиги и надвиги там, где трещины приобретают северо-западное простирание.

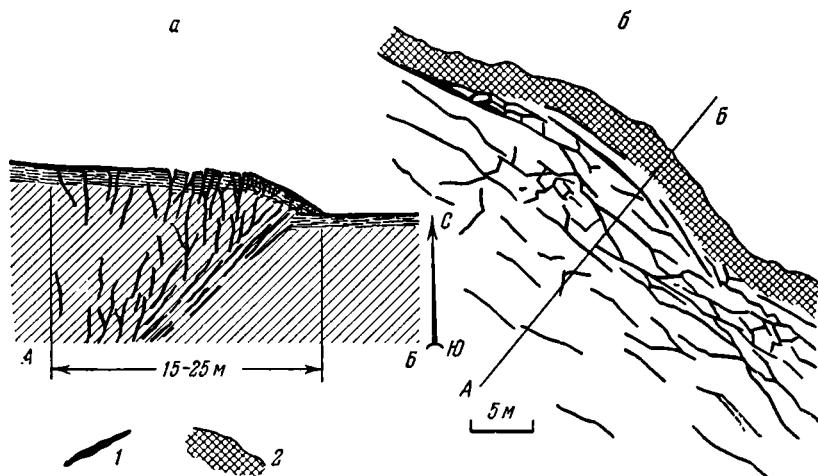
Наиболее сложная по сочетанию разных форм дислокаций и наиболее широко распространенная группа трещин — горизонтальные сдвиги. Это — основной тип дислокаций, возникших при Гоби-Алтайском землетрясении, и закономерности их строения особенно интересны. В настоящее время установлено, что главнейшие перемещения масс, происходившие при этом землетрясении, имели горизонтальное направление и были ориентированы в почти широтном направлении, т. е. грубо параллельно основной системе трещин.

Резкое преобладание горизонтального удара при землетрясении отмечается большинством очевидцев — местных жителей, хорошо выявляется по характеру разрушения построек, по направлению штриховки на зеркалах скольжения (фиг. 8), по смещению трещинами дорог, промоин, холмов

(фиг. 4) и т. д., а также по ряду других признаков. Об этом же свидетельствует определение напряжений в очаге землетрясения (Введенская и Балакина, 1960)¹. Горизонтальную, сдвиговую составляющую перемещения имеют почти все трещины; этот сдвиг придает им ряд очень характерных и интересных черт.

Трещины-сдвиги проявляются в виде двух основных разновидностей:

1) сдвиги по единой трещине; в них четко выражена одна главная, непрерывно прослеживаемая трещина, а все остальные, развивающиеся около нее, имеют явно второстепенное значение и зависят от главной;



Фиг. 7. Строение надвига севернее горы Бага Богдо.

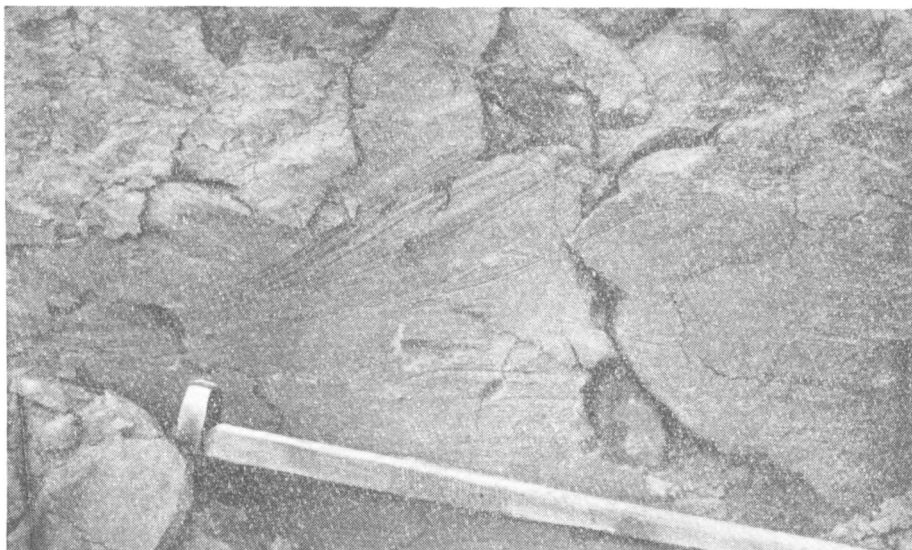
а — профильный разрез, *б* — план; 1 — зияющие трещины, 2 — разбитый трещинами обвалившийся козырек

в этой группе выделяются прямые сдвиги, в которых сдвиг происходит по единой прямой трещине, и извилистые сдвиги, в которых главная трещина имеет зигзагообразную форму;

2) зоны сдвигов; здесь большое количество мелких трещин составляет зону дробления той или иной ширины, в которой деформации распределены сравнительно равномерно, и единой четко оформленной трещины нет.

Прямые трещины-сдвиги имеют единый прямолинейный сместитель, который, как ножом, рассекает горные породы (фиг. 4). Его сопровождает лишь незначительное количество небольших оперяющих трещин. Перемещение крыльев происходит почти исключительно по сместителю, и на его поверхности часто наблюдаются зеркала скольжения с четкой штриховкой. Вдоль сместителя проходит узкая зона очень сильно раздробленных перетертых пород, которая не распространяется в крылья более чем на 0,5 м. Такие трещины можно наблюдать в устье сайра Тормхон, в районе горы Бахар и в других местах. В этих районах горизонтальное смещение по трещинам достигает 8 м при вертикальном смещении, не превышающем 0,5—0,7 м. Штриховка на зеркалах скольжения наклонена под углом около 10° к горизонту, а сами штрихи изгибаются и пересекаются (фиг. 8), что указывает на сложность движений по сдвигу.

¹ Получены следующие результаты: напряжение сжатия — азимут 50° , угол от вертикали 95° ; напряжение растяжения — азимут 130° , угол от вертикали 35° , плоскость разрыва — простирание 105° , угол падения 40° к юго-западу; вектор движения с простиранием плоскости разрыва составляет 30° .



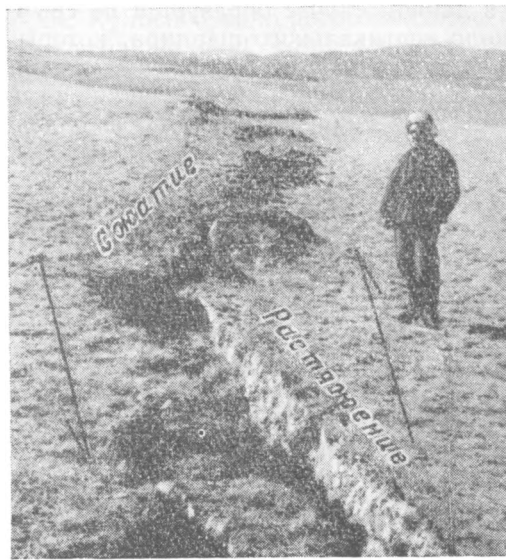
Фиг. 8. Штриховка на зеркале скольжения сдвига. Район гор Бахар и Ноян-ула

Сдвиг, проявляющийся в виде единой зигзагообразной трещины, имеет самое сложное строение из всех изученных нами структур. В нем закономерно сочетаются трещины растяжения, трещины сжатия и сколы с притертыми крыльями. Крылья перемещаются по трещине в строго определенном направлении, но поскольку сместитель имеет ряд резких изгибов, разные отрезки трещины реагируют на перемещение по-разному (фиг. 9—12). На участках, где сместитель параллелен направлению смещения, образуются простые сдвиги с притертыми крыльями. На участках, отклоняющихся от этого направления, возникают надвиги или раздвиги. У большинства трещин (левых сдвигов) отклонение сместителя влево порождает зияние, вправо — сжатие. Только восточнее горы Бага Богдо в некоторых трещинах наблюдается обратное, так как они представляют собой правые сдвиги (фиг. 12).

В качестве примера этой разновидности трещин приведем один из взбросо-сдвигов (горизонтальная составляющая перемещения до 1,5 м) на плато



Фиг. 9. Сочетание участков скола и растяжения на одной из незначительных трещин-сдвигов. Гора Ихэ Богдо (вид сверху)

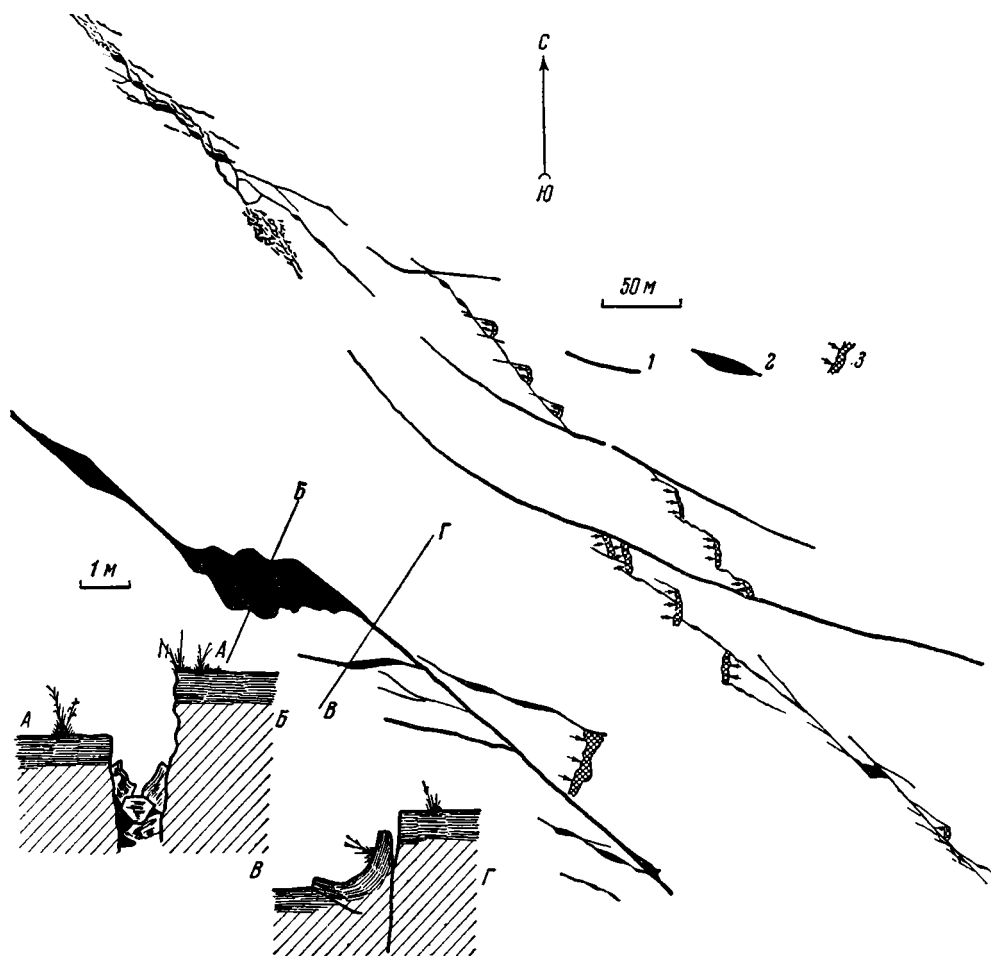


Фиг. 10. Сочетание участков растяжения и сжатия при горизонтальном сдвиге. Район горы Бага Богдо

Ихэ Богдо (фиг. 11). Это — местная трещина с общим простиранием СЗ $310\text{--}320^\circ$. Таково же и направление сдвига крыльев. На протяжении десятков метров сместитель имеет именно такое простирание, и крылья трещины плотно прижаты друг к другу. Но местами на интервалах от 1 до 5 м сместитель вдруг резко отклоняется к западу, и его простирание становится почти широтным. Вскоре он вновь приобретает прежнее северо-западное простирание, но на участках с широтным простиранием сместителя в результате сдвига образуются зияющие провалы шириной до 2—2,5 м. Такие участки многократно повторяются через 50—100 м и каждый раз сопровождаются трубообразными провалами. Эти уходящие на глубину трубки наизаны на трещину с притертыми крыльями, как бусы на нить, и заполнены обвалившимися со стенок глыбами и обломками. В некоторых местах сместитель этой трещины отклоняется в другую сторону и сопровождается участками сжатия и местных небольших надвигов. Закономерное появление надвигов и раздвигов на извилистом сдвиге хорошо видно на многочисленных других трещинах, особенно у северного подножья гор Бага Богдо (фиг. 10). Трещины этой разновидности обычно сопровождаются большим числом оперяющих трещин.

У сдвигов второй разновидности перемещение крыльев происходит не по единой трещине, а по зоне трещиноватости шириной обычно от 5—10 до 20—25 м. Зона состоит из многочисленных небольших трещин, часто без смещений или с небольшими смещениями крыльев. Многие из них имеют зияние до 10—15 см, в редких случаях до 50 см. Подавляющее большинство трещин ориентировано под углом от 20 до 40° к общему простиранию зоны. Трещины ветвятся, пересекаются, сливаются, образуя очень прихотливую сеть и разбивая поверхность зоны на удлиненные блоки шириной 0,5—1 м (фиг. 13). Внутренняя часть зоны нередко слегка выдавлена сверху. Часто вдоль одного из краев зоны тянется более или менее четкая трещина, сопровождающаяся значительным сдвигом, но основной сдвиг происходит не по какой-либо одной трещине или нескольким трещинам, а на протяжении всей зоны так, что пересеченные ею овраги совершенно плавно изгибаются, смещаясь вдоль зоны.

Таким образом, в данном случае образуется не срыв по единому сместителю, а изгиб около вертикального шарнира, который осуществляется по всей ширине зоны и сопровождается многочисленными, но небольшими срывами по трещинам. Такое строение имеет трещина у северного подножья горы Ноян-Ула. Здесь зона шириной около 20 м плавно смещает русла



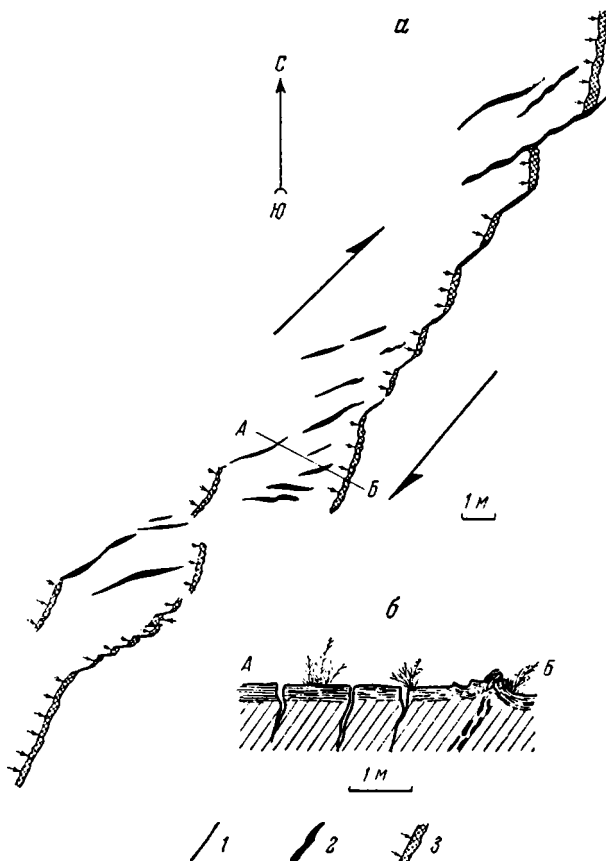
Фиг. 11. Строение извилистого взбросо-сдвига на плато Ихэ Богдо.

Видны образующиеся при сдвиге «трубки». Слева внизу — схема строения участков северо-западного простирания; 1 — трещины скола, 2 — зияющие трещины растяжения, 3 — трещины сжатия

оврагов на 7—8 м, вызывая зигзагообразный изгиб (в 500 м к западу от этого места зона трещиноватости сужается и превращается в единую трещину, симметричный горизонтальный сдвиг по которой виден с предельной ясностью). Такое же строение имеет одна из трещин на плато Ихэ Богдо. Здесь зона трещиноватости шириной около 10—15 м состоит из прихотливой сети в общем кулисообразно расположенных зияющих трещин. Вся зона несколько вздута, а по ее краям проходят надвиги в сторону крыльев (фиг. 13).

Несколько более сложное строение имеет один из участков уже упомянутой трещины у подножья горы Ноян-Ула. Здесь в зоне шириной от 30 до 100 м очень много крупных кулисообразно расположенных трещин

(фиг. 14), прекрасно видимых на аэрофотоснимках и изученных непосредственно на местности. Кулисообразно расположенные трещины составляют с простираем зоны угол около 30° и при длине от 70 до 100 м располагаются через каждые 30—50 м. Обычно они имеют вертикальную амплитуду до 1—1,2 м (поднято южное крыло) и зияние до 0,2—0,3 м. По некоторым



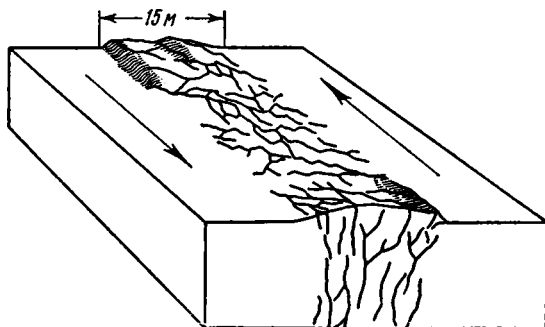
Фиг. 12. Сочетание участков растяжения и сжатия в трещине восточнее горы Бага Богдо

а — план, б — профильный разрез; 1 — трещины скола, 2 — зияющие трещины, 3 — трещины сжатия

из них достоверно устанавливается горизонтальный левый сдвиг от 0,5—0,7 до 1,9—2,1 м, а по всей зоне он составляет около 8 м. Кроме этих крупных кулисообразно расположенных, в зоне много и маленьких, почти безамплитудных и совсем безамплитудных трещин.

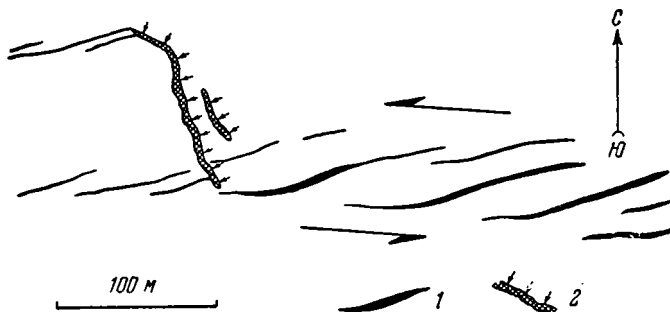
Любопытно, что примерно в этом месте В. П. Солоненко, А. А. Тресков, и Н. А. Флоренсов (1960, стр. 24) вскоре после землетрясения наблюдали следующее явление: «4 января в 14 час. 30 мин. из северной трещины на меридиане $99^\circ 40'$ произошел выброс серовато-белой струи на высоту многих десятков метров. После минутного затишья произошел второй выброс, в нескольких сотнях метров восточнее. С такой же периодичностью и последовательным смещением к востоку эти выбросы пыли, пара или газа происходили до тех пор, пока не прекратились на северо-западном склоне горы Ноян-Ула в 15—18 км от места первого замеченного выброса».

У подножья горы Ихэ Богдо между ущельями Битути и Арбаргос можно наблюдать трещину-сдвиг переходного характера от первой разновидности ко второй (фиг. 15). Здесь зона трещиноватости весьма компактна, ее ширина не превышает 5 м. Как и в описанных случаях, она состоит из кулисообразно расположенных трещин и сопровождается вздутиями и надвиганием дерна в сторону крыльев, но трещиноватость внутри этой зоны гораздо интенсивнее, чем в приведенных выше примерах, а сама зона уже. Кроме того, некоторые «кулисы» очень длинные и продолжают далеко



Фиг. 13. Схема строения зоны сдвига на плато Ихэ Богдо. Видна сеть трещин (черные линии), вспучивание раздробленной зоны и надвигание ее на крылья

за пределы зоны, постепенно затухая в крыльях. Эти трещины направлены под тем же углом ($20-40^\circ$) к общему простиранию зоны, что и «кулисы», но по своему положению являются уже не «кулисами», а оперяющими трещинами, находящимися вне зоны основных смещений. «Кулисы» внутри самой зоны нередко повернуты под значительно большим углом ($60-70^\circ$)



Фиг. 14. Схема строения зоны сдвига у северного подножья горы Ноян-ула.

Видны кулисообразно расположенные трещины и надвиги. 1 — трещины растяжения и скола, 2 — трещины сжатия

к простиранию зоны [при сдвиге разворот трещин в зоне смещения, по-видимому, обычен и хорошо описан Уилсоном (Wilson, 1960) на примере Большой Ледяной Трещины в Антарктиде].

Оперяющие трещины сопровождают все разновидности сдвигов и составляют с направлением главной трещины или зоны трещиноватости угол $20-40^\circ$, вершина которого указывает направление перемещения соответствующего крыла. Иногда этот угол уменьшается до $10-15^\circ$ или увеличивается до $50-60^\circ$. Обычно увеличение угла наблюдается в трещинах, где сдвиг сопровождается растяжением, а уменьшение там, где сдвиг со-

проводится сжатием или значительными вертикальными перемещениями. Закономерное размещение оперяющих трещин — косвенный признак сдвига. Однако далеко не все трещины, отходящие от главной, — оперяющие. В ряде случаев они бывают связующими и возникают тогда, когда крупная трещина начинает постепенно затухать, а рядом с ней, но все же в стороне возникает новая (фиг. 16). В этом месте от первой трещины ко второй отходят связующие трещинки, имеющие разные направления и не подчиняющиеся закономерностям, характерным для оперяющих трещин. Обычно связующие трещины составляют с главными угол $30-50^\circ$ и сопровождаются более мелкими трещинами, сглаживающими тупой угол и еще больше дробящими острый. Нередко связующие трещины являются трещинами сжатия, в то время как оперяющие — всегда трещины растяжения.

Соотношение друг с другом трещин разных морфологических типов. Рассмотренные выше трещины сжатия, растяжения и скола, проявляющиеся в виде надвигов, раздвигов, грабенов, сбросов и сдвигов, в большинстве случаев имеют и горизонтальную и вертикальную составляющие перемещений, являясь сложными нарушениями типа сбросо-сдвигов, взбросо-сдвигов, сдвиго-раздвигов и т. д.

Каждый морфологический тип характерен для ограниченного участка трещины, за пределами которого он переходит в другой морфологический тип. При этом создается впечатление, что от участка к участку значительно изменяются и вертикальная и горизонтальная составляющие перемещения. Высокие обрывы сменяются низкими и даже обращенными в противоположную сторону, величина сдвига то уменьшается, то возрастает.

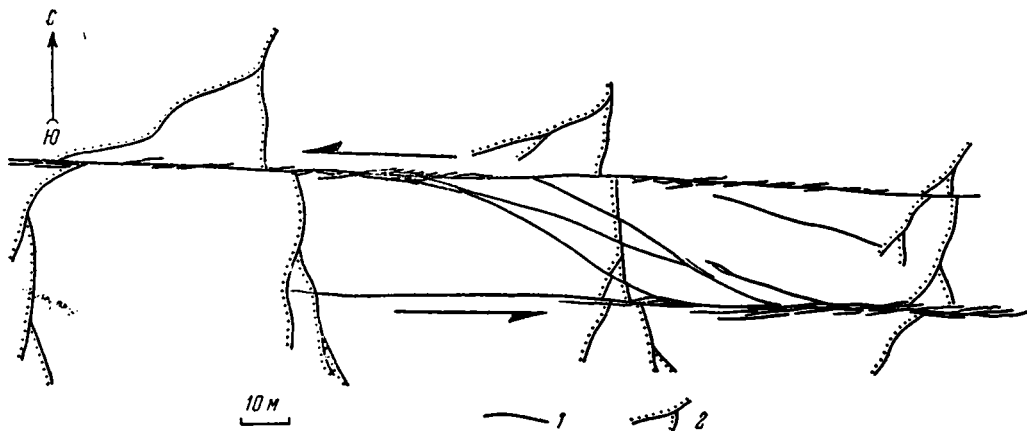


Фиг. 15. Строение сбросо-сдвига у северного подножья горы Ихэ Богдо между ущельями Билути и Арбаргос.

Видны кулисообразно расположенные и оперяющие трещины. 1 — трещины скола, 2 — влияющие трещины растяжения, 3 — трещины сжатия, 4 — участки воздушного зерна

Однако это изменение перемещения — не действительное, а кажущееся, вызванное переходом горизонтальной составляющей из одной формы в другую. Если рассматривать трещину какого-либо генетического типа в целом (например, региональную, какую-нибудь из местных или даже небольшую поверхностную трещину), то оказывается, что вектор относительного перемещения ее крыльев почти на всем протяжении трещины сохраняет одно и то же положение, определяя в общем постоянную величину и горизонтального и вертикального перемещения.

Только у концов трещины амплитуды обеих составляющих быстро затухают. Кажущееся изменение перемещений на отдельных участках трещины определяется тремя факторами: 1) во многих случаях перемещение



Фиг. 16. Связующие трещины в районе гор Бахар и Ноян-ула.

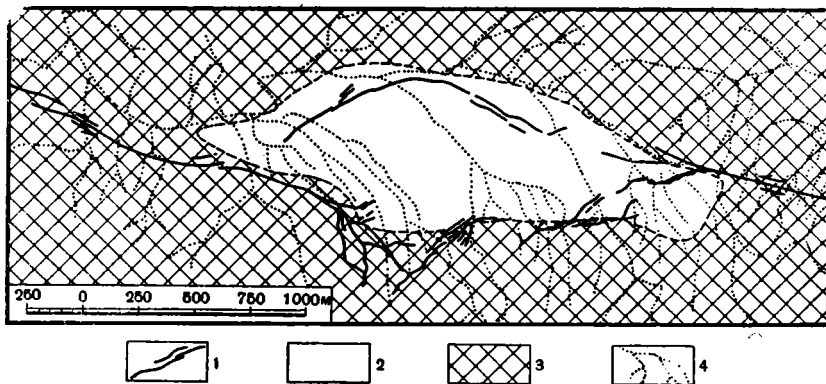
1 — трещины, 2 — русла временных потоков. Северная трещина продолжается налево, а южная — направо за пределы рисунка

частично рассеивается в зоне трещиноватости, сопровождающей основную трещину, в результате чего замеряется неполная амплитуда; 2) высота уступа отражает вертикальную составляющую лишь в тех случаях, когда трещина идет по горизонтальной поверхности; когда же она спускается или поднимается по склону, уступ увеличивается или уменьшается за счет сдвиговой составляющей; 3) при местном изменении простираения сместителя часть сдвиговой компоненты на ограниченном участке превращается в надвиговую или раздвиговую, которые вызывают местное проседание или выдавливание кверху прилежащего к разлому участка. В таких местах возникают аномально большие уступы, иногда обращенные даже в противоположную сторону. Именно в таких местах один морфологический тип нарушения превращается в другой, что хорошо видно на photographиях и схемах (см. фиг. 1, 9—12).

Анализ размещения участков с разной морфологией на протяжении одной трещины показывает, что они располагаются закономерно и эта закономерность определяется горизонтальным сдвиговым перемещением по трещине. При анализе строения извилистых сдвигов мы уже показали характер взаимоотношения различных морфологических типов в пределах небольших трещин. Теперь рассмотрим их сочетания на примере региональной трещины, идущей по северному подножью Гурбан Богдо.

Региональная трещина является левым взбросо-сдвигом, южное крыло которого обычно поднято на 0,5—1 м и сдвинуто на восток на 3—8 м. Направление горизонтального перемещения масс при землетрясении было субширотным (ЮВ 100—105°). Общее простираение трещины тоже субширотное (ЮВ 100°). Однако на отдельных участках трещина резко отклоня-

ется то к северу, то к югу. В связи с этим на разных отрезках характер трещины изменяется (фиг. 1). Там, где трещина отклоняется к северу и имеет простирание от В 90° до СВ 70°, обычно наблюдаются зияющие трещины растяжения, раздвиги. Там, где трещина идет по азимуту, близкому к ЮВ 100°, обычно наблюдаются сдвиги — трещины скальвания со смещенными в горизонтальном направлении и притертыми друг к другу крыльями. Там, где трещина отклоняется к югу и приобретает простирание до ЮЗ 120—125°, развиваются трещины сжатия и надвиги. Все эти типы трещин совершенно постепенно переходят друг в друга, неразрывно связаны друг с другом и своим образованием обязаны в основном ориентировке сместителя по отношению к вектору перемещения масс.



Фиг. 17. Впадина, образовавшаяся в четвертичное время в результате сдвигов по Долиноозерскому разлому. Район горы Дулан Богдо.

1 — трещины, образовавшиеся при Гоби-Алтайском землетрясении; 2 — впадина, выполненная четвертичными отложениями; 3 — участки активной денудации и горного рельефа; 4 — русла временных водотоков

Интересно положение некоторых разновидностей трещин по отношению к характеру рельефа. Иногда на участках растяжения образуются небольшие грабены и ромбовидные замкнутые впадины, со всех сторон охваченные трещинами. Так, в районе горы Дулан Богдо трещина-сдвиг, идущая по азимуту ЮВ 100° и имеющая горизонтальную амплитуду около 5 м, затухает и кулисообразно подставляется новой трещиной того же характера и простирания, расположенной в 600 м слева от нее. От первой трещины ко второй отходят под углом, близким к 30°, два взаимопараллельных пучка трещин растяжения, разделенных расстоянием около 1 км. Эти четыре системы трещин — два сдвига и два пучка трещин растяжения — выкалывают ромбовидный блок (фиг. 17) размером 0,7 × 2 км, который несколько опустился относительно окружающих его крыльев. Чрезвычайно характерно, что ему соответствует плоская впадина, выполненная четвертичными отложениями, в то время как окружающий его район имеет резкий горный рельеф и сложен палеозойскими породами, лишенными четвертичного покрова и интенсивно денудировавшимися.

На участках сжатия, напротив, часто наблюдаются приподнятые блоки, четко выраженные в рельефе в виде предгорных холмов.

Такая связь между морфологией трещин и особенностями рельефа указывает на то, что характер подвижек по Долиноозерскому разлому в течение длительного времени был таким же, как и во время Гоби-Алтайского землетрясения, т. е. определялся левым сдвигом, и что некоторые особенности приразломного рельефа определялись горизонтальной сдвиговой составляющей движения по разлому.

Выделение рассмотренных выше морфологических типов нарушений,

возникших при землетрясении, и анализ их распределения и взаимоотношений друг с другом в пределах нарушений одного генетического типа уже при рассмотрении только одного Гоби-Алтайского землетрясения выявляют определенные закономерности, многократно повторяющиеся в строении трещин разного размера и разной значимости. Эти закономерности вполне естественно и хорошо увязываются с характером горизонтального (сдвигового) движения по трещинам, которое установлено вполне определенно и с достаточной степенью точности, чтобы его можно было считать непреложным фактом. Поэтому естественно предположить, что указанные выше закономерности характерны для сдвиговых нарушений вообще, определяются сдвигом и могут служить диагностическими признаками для установления сдвигов.

Сущность связанных со сдвигом закономерностей заключается в следующем. Вектор относительного перемещения блоков, разделенных разломом, сохраняется в общем постоянным на значительном протяжении, и на всем этом протяжении происходит непрерывное смещение крыльев сдвига. Однако это непрерывное смещение проявляется в прерывистом расположении трещин разного морфологического типа, появляющихся в зависимости от ориентировки сместителя по отношению к вектору смещения и переходящих друг в друга в местах искривления сместителя. Такие, казалось бы противоположные, формы разломов, как сдвиги, надвиги и раздвиги, оказываются одновременными и неразрывно и закономерно связанными друг с другом, переходящими друг в друга по простиранию разлома.

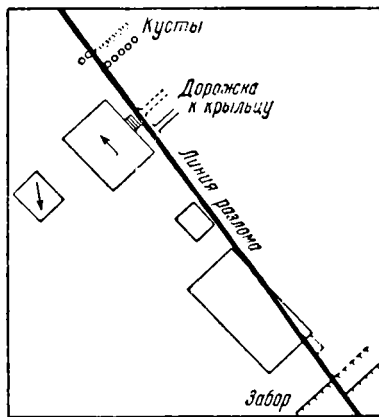
Особый интерес представляют раздвиги или трещины растяжения. Там, где сдвиг проявляется в виде единой четкой трещины и где эта трещина на коротком отрезке резко отклоняется влево от присущего сдвигу простирания, раздвиги проявляются в виде зияющей щели или трубки, уходящей на большую глубину. Эти щели или трубки заполнены обвалившимися с их стенок обломками и содержат много свободного пространства. Там, где отклонение сместителя влево выражается в том, что трещина постепенно затухает, а слева от нее начинается новая, раздвиг выражается в проседании линзообразного блока, находящегося между ними. Образуется грабенообразная замкнутая впадина, обычно (но не всегда) со всех сторон охваченная разломами. Она может быть почти изометричной, как в районе горы Дулан Богдо, или сильно вытянутой вдоль разлома, как в районе горы Бахар. Прилежащие к разломам края просевшего блока проваливаются особенно сильно. Иногда такие грабены бывают односторонними, нередко ступенчатыми, сопровождающимися возникновением значительных наклонов поверхности. Такое проявление горизонтального движения в виде различных форм раздвиги всегда сопровождается вертикальными движениями, влияет на процесс осадконакопления и поэтому фиксируется в геологической летописи.

Отклонение сместителя в противоположную сторону порождает сжатие и надвиги. Они тоже проявляются в рельефе в форме поднятых кверху и наклоненных от надвига блоков. Около сместителя разлома на таких участках проявляется интенсивный динамометаморфизм пород. Наконец, в тех местах, где сдвигание происходит не по единой трещине, а распределяется в более или менее широкой зоне, возникают изгибы с крутыми шарнирами—структуры, весьма характерные для складчатости сдвига, выделенной А. В. Пейве (1960). Все эти особенности строения разлома можно с успехом использовать для установления горизонтальных, сдвиговых перемещений по нему.

Как мы уже упоминали, подобные закономерности строения сдвигов наблюдались не только в трещинах, возникших при Гоби-Алтайском землетрясении, но и на трещинах, появившихся при других катастрофических землетрясениях. Рассмотрим некоторые из них.

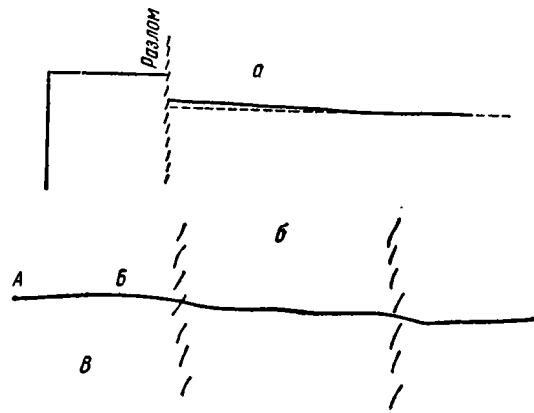
Сан-Францисское землетрясение

Прежде всего обратимся к хорошо известному и прекрасно изученному Сан-Францисскому землетрясению 18 апреля 1906 г., во время которого обновилась северо-западная часть гигантского разлома Сан-Андреас в Калифорнии. Этот разлом — несомненно глубинный, прослеживается в северо-западном направлении от пустыни Колорадо до гор Мендосино, скрываясь на юге под водами Калифорнийского залива, а на севере — в



Фиг. 18. План усадьбы Скиннера, показывающий характер замеренных перемещений (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

Пунктир — положение кустов, дорожки и забора до землетрясения по отношению к объектам, находящимся на западном крыле разлома, а также участок земли, на котором находился до землетрясения угол строения, расположенного внизу плана



Фиг. 19. Смещение двух заборов в окрестностях Вудвилля (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

а — разрыв забора, б — плавные изгибы забора в зоне трещиноватости. Расстояние точки В от отрезка АБ характеризует амплитуду сдвига,

Smith, 1959; Clarence, 1960 и др.), и его значение в геологическом развитии Калифорнии трудно переоценить.

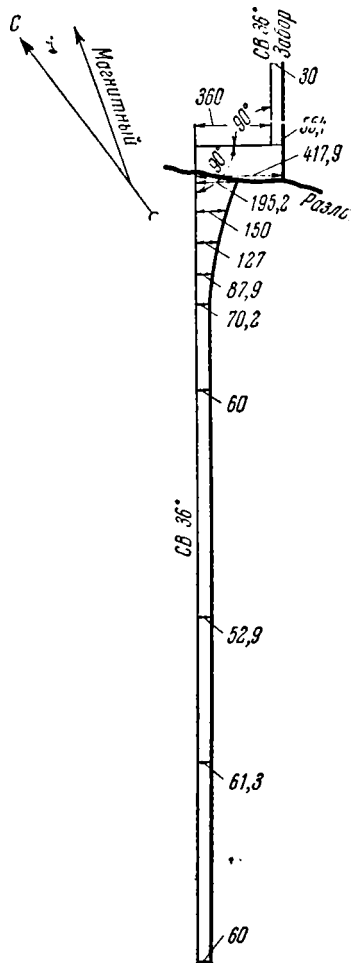
Главные трещины, возникшие 18 апреля 1906 г., образовались в результате подвижек по этому разлому и, несомненно, являются региональными трещинами. В окрестностях разлома (особенно на его юго-западном крыле) появились и местные трещины, но их образовалось меньше, чем при Гоби-Алтайском землетрясении. Широкое развитие по всей трассе обновленного разлома получили поверхностные дислокации в виде бесчисленных трещин развала, оползней, горных обвалов, деформаций насыщенного водой грунта в низинах («ларчингов» — *lurching*) и других нарушений.

Региональная трещина прослеживается почти по прямой линии с простиранием $S320-330^\circ$ от мыса Арена на севере до города Сан-Хуан на юге, т. е. на протяжении 305 км. На этом отрезке она трижды скрывается под водами Тихого океана и обнажается на суше на участках от мыса Арена до форта Росс (70 км), на перешейке полуострова Бодига (несколько километров), от залива Томалес до лагуны Болинас (25 км) и от Массел-Рокк (в районе Сан-Франциско) до города Сан-Хуан (130 км). В юго-восточном направлении трещина постепенно затухает и уже задолго до города Сан-Хуан выражена значительно менее четко, чем на более северных отрезках. В северо-западном направлении она уходит в океан, но значительно севернее мыса Арена, у бухты Шелтер, на берегу вновь появляется тре-

щина, которая идет в северо-западном направлении на протяжении нескольких километров и теряется под оползнями холмов Телеграф-Хиллс. Если предположить, что главная трещина под водами океана северо-западнее мыса Арена отклоняется к северу и достигает бухты Шелтер, то ее

общая длина будет около 430 км. Однако вполне возможно, что трещина у бухты Шелтер не имеет непосредственной связи с основной глубинной трещиной.

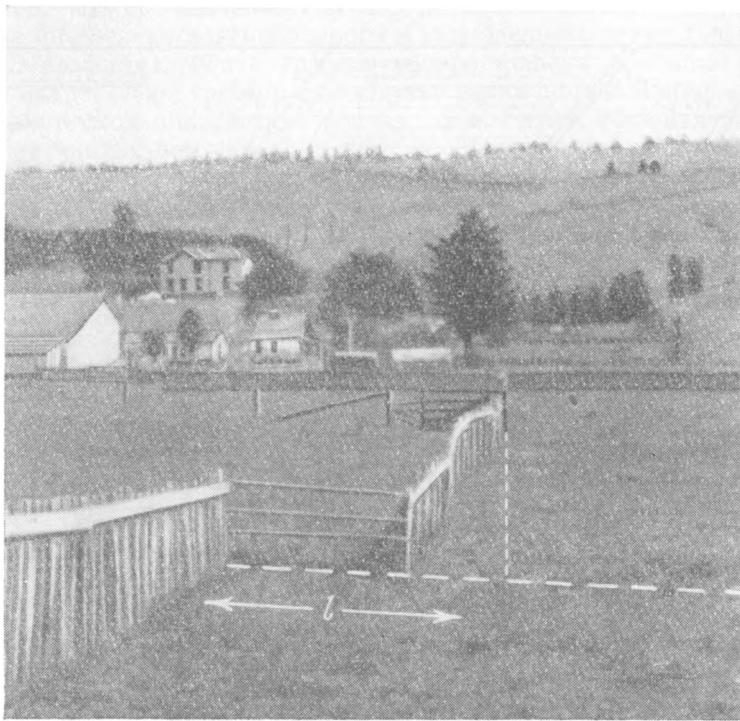
Перемещения по трещине определены и точно замерены во многих точках на всем ее протяжении, так как она пересекает и смещает многочисленные заборы, дороги, железнодорожные линии, водопроводные трубы, туннели и т. д. (фиг. 18—21, 23; см. также фиг. 32, 33 и 34). Некоторые из этих замеров приведены на схеме (фиг. 22). Перемещения происходили исключительно или почти исключительно в горизонтальном направлении вдоль простирания сместителя, т. е. были сдвиговыми. При этом северо-восточное крыло двигалось на юго-восток относительно юго-западного крыла, т. е. сдвиг был правым. Считают, что сместитель был практически вертикальным, хотя этот вывод и не обоснован достаточным числом фактов. Во всяком случае он был крутым. Величина сдвигового перемещения по трещине в большинстве случаев определена около 3—4 м, нередко она значительно меньше. Однако во многих случаях подчеркивается, что замеренные величины могут быть заниженными, так как перемещение происходило в более или менее широкой зоне по нескольким трещинам, а возможно сопровождалось также изгибом, что не всегда учтено в замерах. Максимальное смещение в 6,1 м замерено недалеко от залива Томалес по дороге, идущей через болото (фиг. 23) и может быть искажено поверхностными явлениями, обычными в болотистых местах. Повторные геодезические измерения выявили, что горизонтальные перемещения того же знака охватили большую площадь (см. фиг. 24 и 25). Вертикальные перемещения по глубинной трещине или отсутствовали совсем, или были незначительными



Фиг. 20. Смещение забора по разлому в районе Форта Росс (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

Видно распределение деформаций в юго-западном крыле (размеры в сантиметрах)

(около 30 см) и проявлялись локально. Только в северной части разлома вертикальные смещения были широко распространены и достигали 30—60 см и более, причем обычно было опущено северо-восточное крыло разлома. В ряде мест отмечены кажущиеся вертикальные смещения — уступы, возникшие в результате горизонтального сдвига наклонных поверхностей на склонах холмов. В районе озера Кристалл Спрингс описаны маленькие холмики, разделенные промоинами, которые были рассечены трещиной и сдвинуты в горизонтальном направлении так, что на их противоположных склонах образовались уступы, обращенные в противоположные стороны. В зоне разлома встречаются и чисто местные проседания небольших блоков,



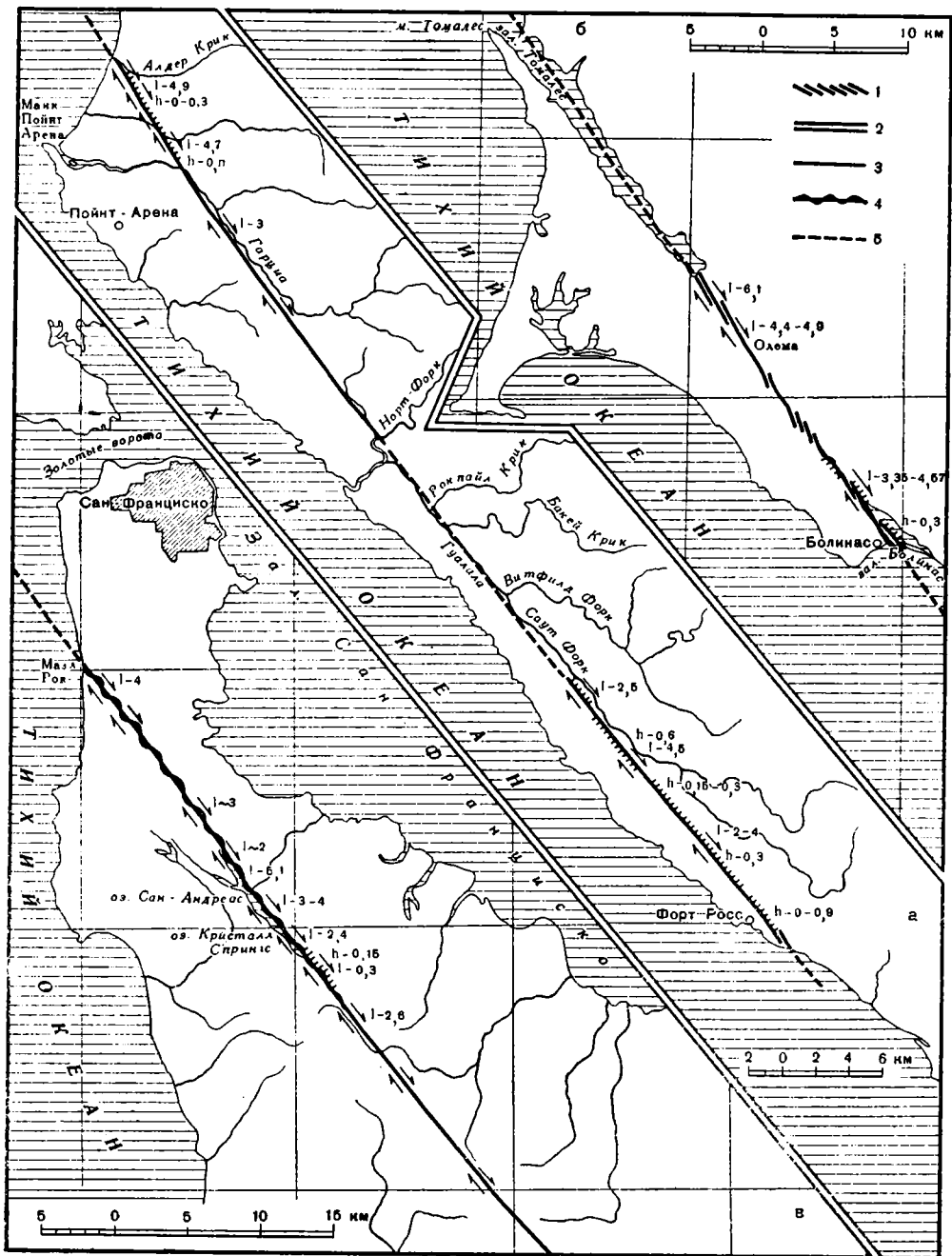
Фиг. 21. Смещение забора. Вид на северо-запад (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

Фотокамера была установлена в створе ненарушенной части забора, в результате чего виден изгиб забора в северо-западном крыле разлома. *l* — амплитуда сдвига.

в результате чего образуются вертикальные уступы. Таким образом, при движениях 18 апреля 1906 г. по разлому Сан-Андреас резко преобладали сдвиговые перемещения, хотя они и проявлялись в разных формах.

Морфологию трещин лучше всего описали Г. К. Джилльберт — на отрезке от залива Томалес до лагуны Болинас и Р. Андерсон — на отрезке от Мазл Рокк до озера Кристалл Спрингс; неплохо описаны трещины и Ф. Е. Маттесом для отрезка от Пойнт-Арена до Форты Росс¹. Судя по их описаниям, в рассматриваемой региональной трещине выделяются все три морфологических типа, встреченных среди дислокаций, возникших при Гоби-Алтайском землетрясении, но резко преобладают горизонтальные сдвиги. Трасса разлома очень редко проявляется на поверхности в виде единой четкой трещины. Обычно она выражена нарушенной зоной шириной 1—15 м и более. Нередко от основной зоны отходят ответвляющиеся трещины или появляются параллельные и не соединяющиеся с нею трещины в поясе шириной до нескольких сотен метров. Перемещение почти всегда рассеяно в зоне различной ширины; иногда даже не удается наблюдать значительных смещений по конкретным трещинам. Однако в большинстве случаев все же перемещение в основном сосредоточено вдоль главной линии разрыва, обычно отмеченной узким гребнем вздыбленного и разорванного дерна. Чисто сдвиговые нарушения, без признаков раздвигания или сжатия, проявляются в виде единой четкой прямой трещины, что наблюдал Джилльберт

¹ Описания трещин этими авторами (G. K. Gilbert, R. Anderson, F. E. Matthes) помещены в прекрасном коллективном отчете Комиссии по изучению землетрясений (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).



Фиг. 22. Схема смещения по разлому Сан-Андреас 18 апреля 1906 г. По материалам Комиссии по изучению землетрясений (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910.)

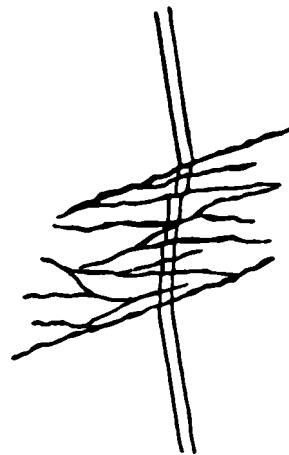
а — от Пойнт-Арена до Форты Росс, б — между заливами Томалес и Болинас, в — от Мазл Рок до Блек Маунт

Трещины: 1 — «фаза эшелона», 2 — «фаза рва», 3 — «фазы» не выделены, 4 — «фаза гребня», 5 — не изученные участки трещины. l — величина горизонтального перемещения по трещине; h — величина вертикального перемещения (в метрах). Штрихи направлены в сторону опущенного крыла. Стрелки указывают направление сдвига

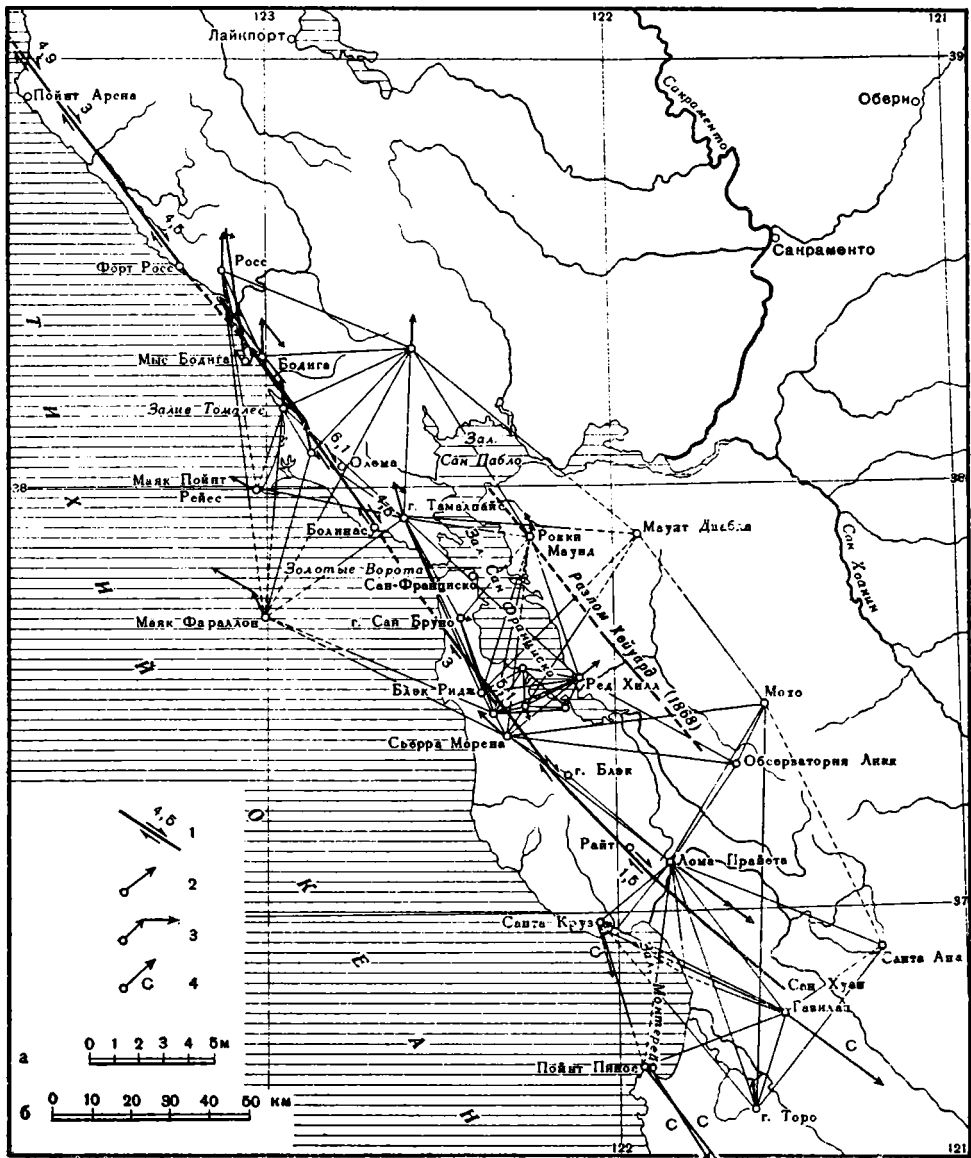
в ряде мест между заливом Томалес и лагуной Болинас, или в форме узкой зоны интенсивно раздробленного и вздыбленного дерна («фаза гребня», по Джильберту). «Фаза гребня» распространена особенно широко. Она представляет собой гребень или вздутие дерна шириной обычно 1—3 м и высотой от нескольких сантиметров до 0,5 м. Грунт, составляющий гребень, разбит множеством зияющих трещин, образующих характерный рисунок. Этот рисунок всегда всегда неправильный и иногда на первый взгляд не создает впечатления упорядоченной системы. Однако трещины всегда имеют преобладающее направление, косо пересекающее гребень, причем северные концы трещин обращены к восточному краю гребня, южные — к западному. Таким образом, трещины отражают напряжения, связанные с горизонтальным сдвиганием юго-западного блока на северо-запад по отношению к северо-восточному блоку (фиг. 26 и 27). По мнению Джильберта, в этом случае вздыбливание гребня компенсируется пустотами, появляющимися в зияющих трещинах, и можно предположить, что разделенные трещиной блоки не испытывали движений, перпендикулярных к сместителю.

Трещины растяжения появляются или в форме кулисообразно расположенной системы зияющих трещин, или в виде гребенообразных провалов («фаза эшелона» и «фаза рва», по Джильберту). В «фазе эшелона» грунт сколько-нибудь заметно не приподнят и не опущен, но пересечен системой трещин, грубо параллельных друг другу и образующих с общим направлением нарушения угол около 45° . Они всегда ориентированы приблизительно с севера на юг. Между трещинами остаются полосы грунта, полностью соединяющиеся с ненарушенным грунтом по обе стороны зоны нарушений. Кулисообразные трещины несомненно указывают на сдвиг по всей зоне в целом, а наличие зияющих трещин без общего воздымания зоны нарушения — на некоторое отодвигание разделенных разломом блоков друг от друга. Обычно ширина зоны и длина «кулис» невелики, однако в районе ручья Олема длина отдельных кулис достигает сотен метров, причем здесь «кулисы» направлены под более острым углом к трассе разлома. «Фаза рва» появляется всегда на ограниченных участках и выражается в виде неглубокого рва с шероховатыми, рваными вертикальными стенками, отстоящими друг от друга на 0,5—2 м. Ров заполнен обломками или разбитым трещинами просевшим участком грунта, причем рисунок трещин подобен уже описанному в случае «фазы гребня» (фиг. 28 и 29).

Трещины сжатия обнаружены и описаны Андерсоном южнее Золотых Ворот. Кроме того, судя по фотографиям, многие трещины, отнесенные Джильбертом к «фазе гребня», тоже принадлежат к этому типу. Поверхностные проявления трещин сжатия Андерсон сравнивает с гигантскими ходами крота (mole tracks). Это образное выражение в дальнейшем употребляли многие американские геологи при описании таких трещин наряду с термином «хребтики сдавливания». Трещины сжатия представляют собой, как и в Гобийском Алтае, узкие длинные валы выжатого сверху раздробленного грунта. Сдвиговые перемещения накладывают на них свой отпечаток в виде закономерно ориентированных диагональных трещин. Сжатие, сближение разделенных разломом блоков четко фиксируется не только сжатием и надвиганием грунта, но и короблением, надвиганием досчатых настилов и заборов, провисанием проводов телефонных линий и соответствующими деформациями других сооружений, пересеченных трещинами этого типа. Все



Фиг. 23. Смещение по трещинам дороги. Район залива Томалес. (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910)

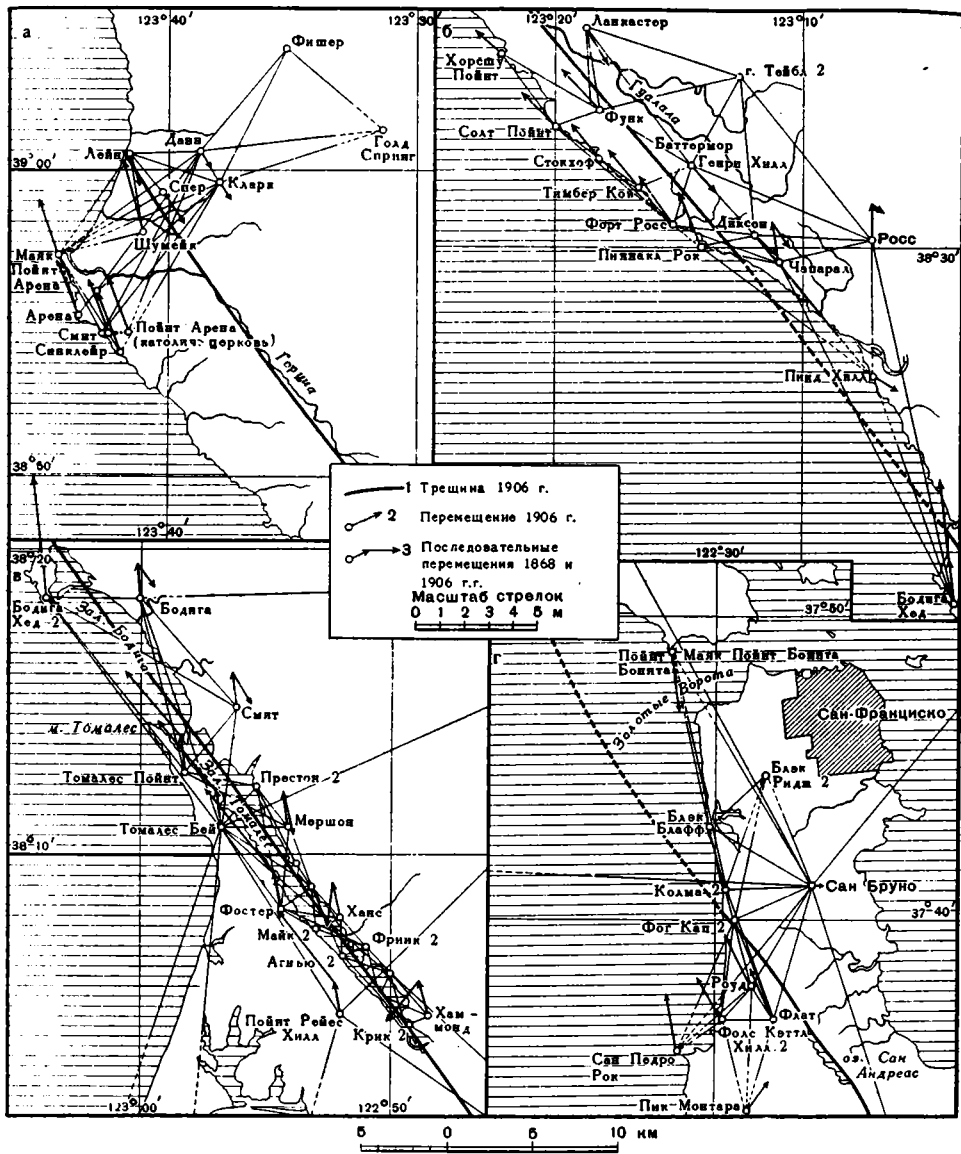


Фиг. 24. Карта района Береговых хребтов Средней Калифорнии, показывающая распространение движений 18 апреля 1906 г., выявленных повторной триангуляцией 1906—1907 гг. по смещению триангуляционных пунктов Береговой и Геодезической службы (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

1 — трещина 1906 г., 2 — перемещения 1906 г., 3 — перемещения последовательно 1868 и 1906 гг., 4 — не разделенное суммарное перемещение 1868 и 1906 гг.; а — масштаб стрелок, показывающих перемещения триангуляционных пунктов; б — масштаб карты

эти деформации вполне определенно указывают на сжатие и укорочение предметов, пересеченных трещинами сжатия.

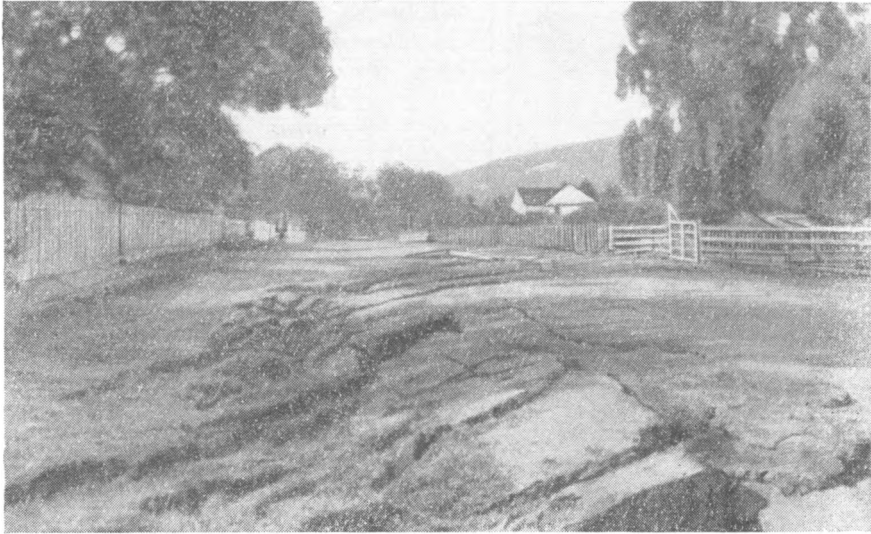
Специального изучения соотношений различных типов трещин разного морфологического типа друг с другом геологи, исследовавшие плейстоценовую область Сан-Францисского землетрясения, к сожалению, не проводили. Однако они многократно подчеркивают, что трещины местами отклоняются от общего простирания, имеют зигзагообразную форму. Из описаний следует, что



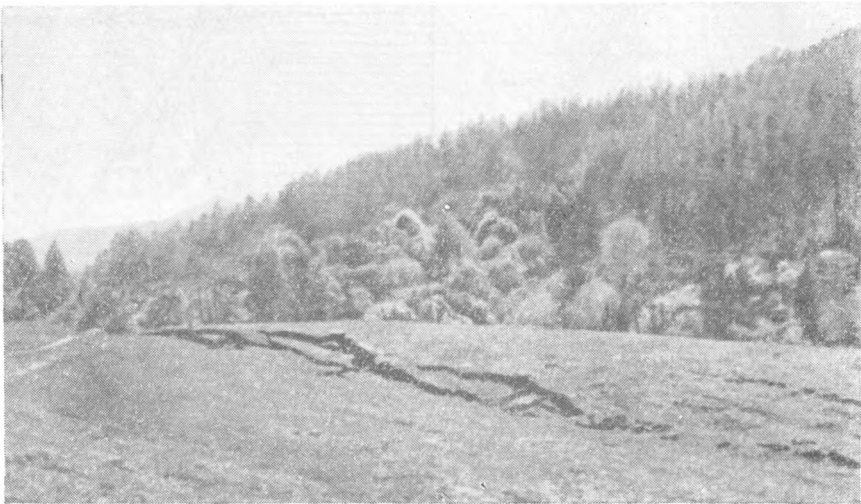
Фиг. 25. Распределение движений земли 18 апреля 1906 г. и в 1868 г., выявленное повторной триангуляцией 1906—1907 гг. по смещению триангуляционных пунктов Береговой и Геодезической службы (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

а — Пойнт-Арена и ее окрестности, б — Форт Росс и его окрестности, в — залив Томалес, г — Колма и ее окрестности

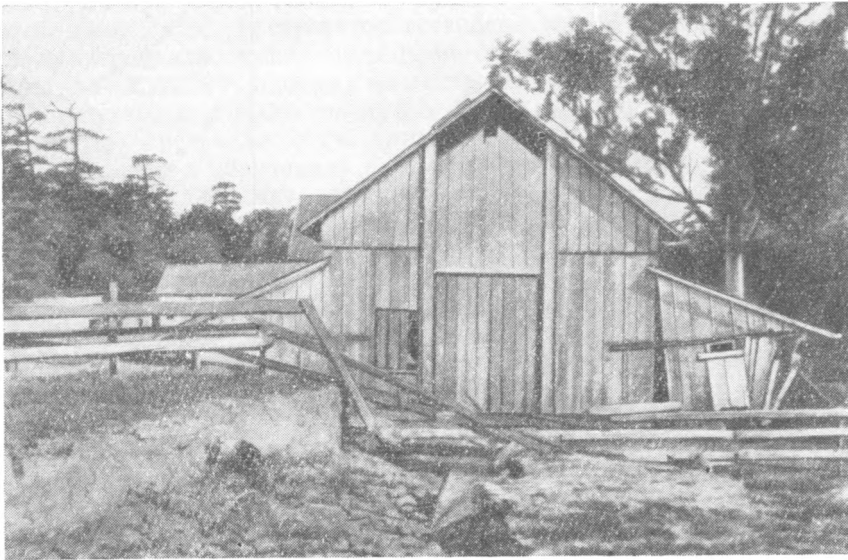
трещины разных типов переходят друг в друга по простиранию, а в ряде мест многократно чередуются друг с другом. Фотографии некоторых участков такого чередования (например, в 1,5 км северо-западнее местечка Олема (фиг. 29)) показывают, что здесь несомненно имело место то же самое явление, которое описано выше, на примере трещин, возникших при Гоби-Алтайском землетрясении: трещины разных морфологических типов сменяли друг друга в зависимости от изменения простирания отдельных отрезков сместителя. Отклонение сместителя к северу порождало трещины растяжения, к западу — трещины сжатия. Андерсон отмечал, что на отдельных участках сдвига, сопровождающегося сжатием, образовались зияющие трещины



Фиг. 26. Строение разрыва в северной части Болинаса. Вид на северо-северо-запад. Видно диагональное расположение трещин (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910)



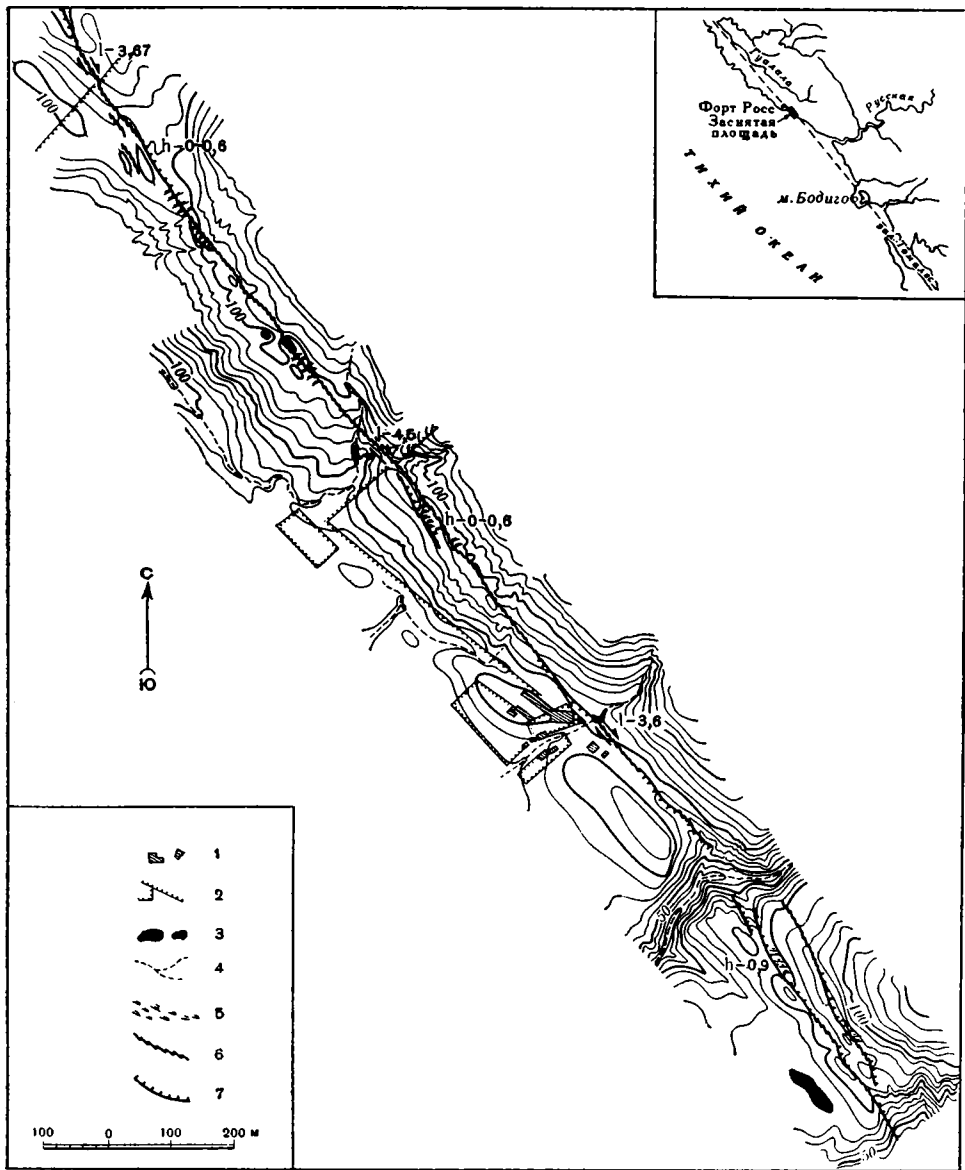
Фиг. 27. Разрыв около Ранчо Бондиетти. Вид на юг. Видно диагональное расположение трещин (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910)



Фиг. 28. Трещина растяжения («фаза рва») в районе поселка Олема (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910)



Фиг. 29. Чередование трещин растяжения с трещинами, сжатия в 1,5 км севернее поселка Олема. Вид на юго-восток (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910)



Фиг. 30. Детальная карта типичного участка разлома Сан-Андреас (около Форты Росс, округ Сонома, Калифорния), показывающая его геоморфологические проявления и трещины, образовавшиеся при землетрясении 1906 г., по Ф. Е. Маттесу (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910) с некоторыми изменениями.

1 — дома, 2 — заборы, 3 — пруды, 4 — ручьи, 5 — болота, 6 и 7 — трещины, возникшие при землетрясении 1906 г.: 6 — разрывы и борозды без вертикального уступа, 7 — трещины с вертикальным уступом (штрихи обращены в сторону опущенного крыла); l — горизонтальный сдвиг, h — вертикальное перемещение (в метрах)

шириной до 30—60 см, и объяснял это неровностями сместителя, по которому происходил сдвиг. «Открытые трещины,— писал он,— нигде не были найдены на большом протяжении, но всегда за ними следовали участки, вдоль которых земля была нагромождена в холмики, как будто она была сильно давлена» (Earthquake Investigation Commission, 1906—1910, т. I).

Зависимость типа трещин от простираения сместителя нетрудно заметить и на детальной карте типичного участка разлома Сан-Андреас, составленной

Маттесом в районе Форта Росс (фиг. 30). Здесь по трещине произошел правый сдвиг на 3,5—4,5 м. На большей части участка вертикальных перемещений не произошло. Трещина представлена «фазой гребня» и сопровождается кулисообразно расположенными оперяющими трещинами. Стенки трещины, по-видимому, плотно сжаты, так как воды пересеченной трещиной ручья, узкое и обрывистое русло которого было сдвинуто настолько, что полностью преградило путь потоку, не ушли в трещину, а напротив, были подпружены и образовали небольшое озеро. По всей вероятности, на отдельных участках сдвиг сопровождался сильным сжатием, но такие участки Маттесом не были выделены. В то же время на некоторых отрезках трещина имеет другой характер. Она сопровождается образованием уступов, вероятно связанных с растяжением и проседанием грунта около сместителя. Таким образом, чередуются участки без растяжения, а может быть даже со сжатием, с участками, на которых произошло некоторое растяжение. При этом хорошо видно, что участки растяжения имеют простирание, слегка отклоняющееся к северу от общего простирания трещины. Чрезвычайно характерно, что на таких участках приразломная зона особенно хорошо выражена в рельефе в виде не только седловинок, но даже небольших замкнутых и заболоченных низин. Это указывает на то, что такие же проседания происходили здесь и при прежних подвижках по разлому.

Такие замкнутые низины вообще очень типичны для депрессии, сопровождающей разлом Сан-Андреас. Вместе с низкими хребтиками и цепочками предгорных холмов они составляют одну из характернейших черт геоморфологического проявления этого разлома. Большинство низин — бессточные заболоченные или занятые небольшими прудами депрессии. Нередко они содержат значительные мощности современных рыхлых отложений и большие запасы грунтовых вод. Хребтики сопровождают зону разлома, отсекая от долин замкнутые депрессии. Иногда они являются моноклиналями, полого наклоненными в сторону гор. Трещины, образовавшиеся 18 апреля 1906 г., во многих местах прошли по уступам, ограничивающим низины и хребтики, и усугубили их рельеф: хребтики поднялись еще выше, низины погрузились еще ниже.

Рельеф замкнутых низин (трогов) и хребтиков характерен для разлома Сан-Андреас и за пределами отрезка, вскрытого трещиной 18 апреля 1906 г. Он интересен тем, что представляет собой те же явления, которые образовались при Сан-Францисском землетрясении, но значительно больших размеров и, несомненно, развивавшиеся длительное время. Так, южнее города Сан-Хуан, у восточного склона горной цепи Габилан одним из интересных геоморфологических проявлений зоны разлома является Зеленая Долина. Это — широкая заболоченная низина, образовавшаяся в результате заполнения гравием и илом долины, расположенной непосредственно под наиболее крутой частью горной цепи Габилан. Долина пересечена двумя параллельными разломами, расположенными на расстоянии 400 м один от другого. Заболоченная низина образовалась вследствие вертикального перемещения по одному из них, приведшего к поднятию гребня древних кристаллических пород поперек долины. Около этой дамбы, вероятно, сначала возникло озеро, но когда оно наполнилось материалом, снесенным с окружающих гор, образовался заболоченный луг. Огромное тело гравия, заполняющее долину, служит важным резервуаром воды. Этим воспользовались для организации водоснабжения города Холлистер. «Дамба» была пробита тоннелем, и вода пошла в трубы¹.

К югу от Сан-Бенито подобная долина длиной около 1 км образовалась в результате проседания. С юго-запада она ограничена хребтиком высотой 60 м, который круто обрывается на северо-восток, к долине, и, несомненно,

¹ При землетрясении в апреле 1961 г. система водоснабжения города Холлистер была нарушена.

возник в результате движения по разлому. Его юго-западный склон, напротив, пологий и является поверхностью наклонного блока. Таким образом, этот хребтик в миниатюре напоминает гигантский блок Сьерры Невады.

Чрезвычайно интересна узкая бессточная впадина, расположенная в зоне разлома Сан-Андреас юго-восточнее равнины Карризо. Это — узкая обрывистая депрессия длиной около 10 км и шириной в несколько сотен футов. В нее стекают воды с окрестных гор. Депрессия ограничена крутыми уступами вышиной до 30 м. По-видимому, она образовалась в результате проседания длинного узкого блока, заключенного между разломами. Наиболее молодые подвижки по этим разломам, вероятно, связаны с Форттехонским землетрясением 1857 г., которое по проявлениям, по-видимому, не уступало Сан-Францисскому и было вызвано перемещением по разлому Сан-Андреас на отрезке от долины Чоламе до долины Сан-Бернардино. Следы этого землетрясения сохранились в западной части Сан-Бернардино, у форта Техон, и, возможно, в низине Карризо у уступа Элхорн.

Таким образом, длительные сдвиговые движения по разлому Сан-Андреас на отдельных ограниченных участках вызывали значительные вертикальные перемещения, воздымания, проседания и наклоны небольших блоков.

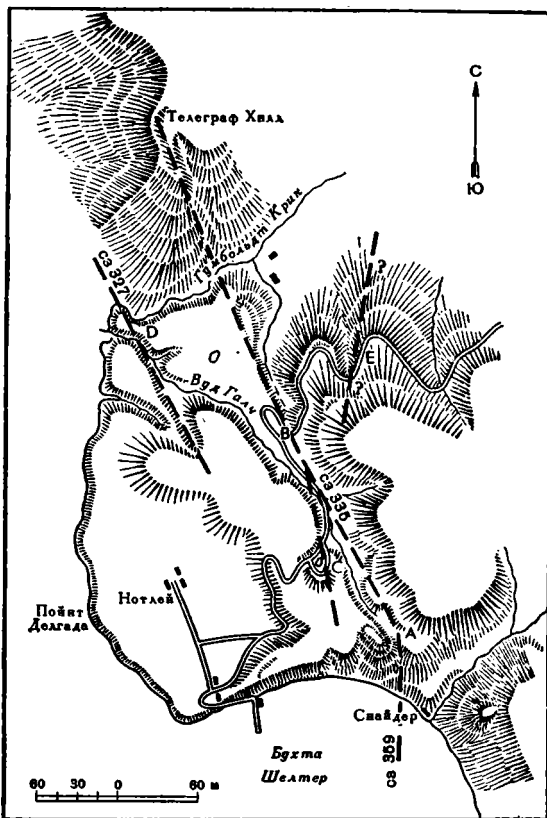
С проседанием длинного и узкого блока в зоне сдвига, вероятно, связано происхождение залива Томалес. Этот залив длиной 24 км и шириной около 1,5 км расположен в зоне разлома Сан-Андреас. На всем протяжении залив мелководен, но его берега обрывисты и круто поднимаются до высоты около 300 м. Трещина, образовавшаяся 18 апреля 1906 г., при подходе к заливу приобретает признаки растяжения: чередуются «фазы рва» и «фазы гребня» с преобладанием «фаз рва». Простираение трещины, если ее продолжать на перешеек полуострова Бодига, немного отклоняется к северу. Все это свидетельствует о том, что при правых сдвигах по разлому Сан-Андреас участок разлома, соответствующий заливу Томалес, испытывал растяжение, следствием чего, вероятно, было погружение и образование залива.

С этой же точки зрения интересен район, расположенный к северу и западу от Пойнт-Арена. В районе Пойнт-Арена региональная трещина уходит в северо-западном направлении в океан. В этом месте четкие сдвиговые перемещения достигают почти 5 м. Поведение трещины под водами Тихого океана нам неизвестно. Однако значительно севернее, у бухты Шелтер, на берегу вновь появляется трещина. Она имеет почти то же простираение, что и главная трещина на отрезке от Пойнт-Арена до Сан-Хуана, несомненно связана с глубинными процессами и содержит явные признаки правого сдвига, хотя его амплитуду определить не удалось. Трещина проходит по полосе низин, прудов, седловин, т. е. по местности с рельефом, характерным для разлома Сан-Андреас. На нескольких участках трещина сопровождается вертикальными перемещениями с относительным опусканием северо-восточного крыла на 1—1,2 м. В рассеченном трещиной районе широко развиты древние и новые оползни. Простираение трещин (в среднем СЗ 335°) несколько более северное, чем у основной региональной трещины, а на южном конце перед погружением под воду бухты Шелтер становится совсем меридиональным (фиг. 31). Если эту трещину считать продолжением той, которая ушла в океан около Пойнт-Арена, то на интервале от Пойнт-Арена до бухты Шелтер ее простираение значительно отклоняется к северу от обычного северо-западного и становится почти меридиональным. Тогда на рассматриваемом участке трещины должны резко преобладать явления растяжения. Но если даже трещины у Пойнт-Арена и у бухты Шелтер не соединяются непосредственно, а кулисообразно подставляют друг друга, то на подводном участке между ними можно предполагать наличие расseyанных растягивающих движений и опусканий, аналогичных тем, которые вызвали возникновение замкнутой впадины в районе горы Дулан Богдо при Гоби-Алтайском землетрясении. Эти опускания, проявлявшиеся длительное время в связи с движениями по сдвигу Сан-Андреас, возможно и определили конфигурацию

берега, резко отклоняющегося к северу в этом районе. Замечательно, что некоторое отклонение разлома к северу имеется и против Золотых Ворот между Массел-Рокк и лагуной Болинас. Подобное рассеянное растяжение, определяющееся сдвигом, возможно, определило и положение залива Монтерей. К южной части этого залива, подходит несколько крупных разломов, сопровождающих основной разрыв Сан-Андреас, и передача правого сдвига от разрыва Сан-Андреас к ним каждый раз вызывала бы растяжение и погружение залива. Именно такое расширение залива Монтерей было выявлено геодезическими измерениями, проводившимися при изучении движений, связанных с Сан-Францисским землетрясением 1906 г. (Earthquake Investigation Commission, 1908 — 1910; Oldham, 1909) (см. фиг. 24).

С крайне неравномерным распределением напряжений в зоне сдвига во время перемещения крыльев связано еще одно интересное явление, проявившееся во время Сан-Францисского землетрясения и еще не рассмотренное нами на примере Гоби-Алтайского землетрясения, — извержение пльвуна и воды. Такие извержения наблюдались при очень многих землетрясениях. При Сан-Францисском землетрясении они были отмечены вдоль главной трещины на песчаных косах в заливе Томалес. Кратеры располагались вдоль трещины в полосе шириной около 20 м. Размеры кратеров были различны, иногда до 2 м в диаметре. Из некоторых кратеров было выброшено большое количество песка и воды. Через день после землетрясения они уже бездействовали и были заполнены водой. Дна кратеров не удалось достать рыбачьим шестом.

Чтобы понять причину этих извержений, вспомним, что в скальных породах и сухом грунте при сдвигах по трещинам возникают зияющие провалы, чередующиеся с выдавленными буграми (см. фиг. 10, 11 и 29), т. е. в зоне перемещений все время в одном направлении возникают растягивающие напряжения, а в перпендикулярном к нему резко возрастает сжатие, что и отражается на морфологии трещины, когда она отклоняется в сторону первого или второго направления. Такое распределение напряжений прекрасно иллюстрируется деформациями водопроводных труб в районе озера Сан-Андреас. Здесь сдвиговая трещина несколько раз пересекла почти параллельные ей трубы. Когда труба имела более меридиональное направление, чем трещина, она при деформации укорачивалась, вдвигалась сама в себя, «теле-



Фиг. 31. Карта района, расположенного к северу от бухты Шелтер, Округ Гумбольдт, показывающая положение главного и второстепенных разломов (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

Масштаб приблизительный

возник в результате движения по разлому. Его юго-западный склон, напротив, пологий и является поверхностью наклонного блока. Таким образом, этот хребтик в миниатюре напоминает гигантский блок Сьерры Невады.

Чрезвычайно интересна узкая бессточная впадина, расположенная в зоне разлома Сан-Андреас юго-восточнее равнины Карризо. Это — узкая обрывистая депрессия длиной около 10 км и шириной в несколько сотен футов. В нее стекают воды с окрестных гор. Депрессия ограничена крутыми уступами вышиной до 30 м. По-видимому, она образовалась в результате проседания длинного узкого блока, заключенного между разломами. Наиболее молодые подвижки по этим разломам, вероятно, связаны с Форттехонским землетрясением 1857 г., которое по проявлениям, по-видимому, не уступало Сан-Францисскому и было вызвано перемещением по разлому Сан-Андреас на отрезке от долины Чоламе до долины Сан-Бернардино. Следы этого землетрясения сохранились в западной части Сан-Бернардино, у форта Техон, и, возможно, в низине Карризо у уступа Элхорн.

Таким образом, длительные сдвиговые движения по разлому Сан-Андреас на отдельных ограниченных участках вызывали значительные вертикальные перемещения, воздымания, проседания и наклоны небольших блоков.

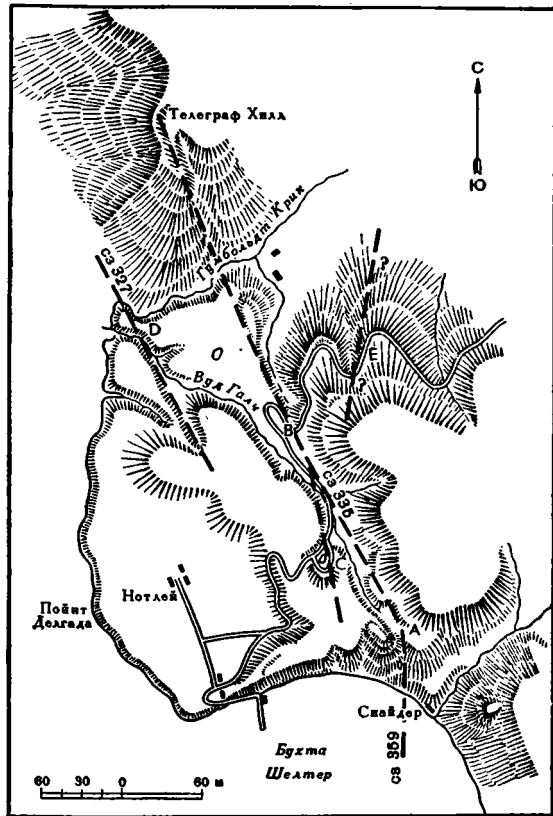
С проседанием длинного и узкого блока в зоне сдвига, вероятно, связано происхождение залива Томалес. Этот залив длиной 24 км и шириной около 1,5 км расположен в зоне разлома Сан-Андреас. На всем протяжении залив мелководен, но его берега обрывисты и круто поднимаются до высоты около 300 м. Трещина, образовавшаяся 18 апреля 1906 г., при подходе к заливу приобретает признаки растяжения: чередуются «фазы рва» и «фазы гребня» с преобладанием «фаз рва». Простираение трещины, если ее продолжать на перешеек полуострова Бодига, немного отклоняется к северу. Все это свидетельствует о том, что при правых сдвигах по разлому Сан-Андреас участок разлома, соответствующий заливу Томалес, испытывал растяжение, следствием чего, вероятно, было погружение и образование залива.

С этой же точки зрения интересен район, расположенный к северу и западу от Пойнт-Арена. В районе Пойнт-Арена региональная трещина уходит в северо-западном направлении в океан. В этом месте четкие сдвиговые перемещения достигают почти 5 м. Поведение трещины под водами Тихого океана нам неизвестно. Однако значительно севернее, у бухты Шелтер, на берегу вновь появляется трещина. Она имеет почти то же простираение, что и главная трещина на отрезке от Пойнт-Арена до Сан-Хуана, несомненно связана с глубинными процессами и содержит явные признаки правого сдвига, хотя его амплитуду определить не удалось. Трещина проходит по полосе низин, прудов, седловин, т. е. по местности с рельефом, характерным для разлома Сан-Андреас. На нескольких участках трещина сопровождается вертикальными перемещениями с относительным опусканием северо-восточного крыла на 1—1,2 м. В рассеченном трещиной районе широко развиты древние и новые оползни. Простираение трещин (в среднем СЗ 335°) несколько более северное, чем у основной региональной трещины, а на южном конце перед погружением под воду бухты Шелтер становится совсем меридиональным (фиг. 31). Если эту трещину считать продолжением той, которая ушла в океан около Пойнт-Арена, то на интервале от Пойнт-Арена до бухты Шелтер ее простираение значительно отклоняется к северу от обычного северо-западного и становится почти меридиональным. Тогда на рассматриваемом участке трещины должны резко преобладать явления растяжения. Но если даже трещины у Пойнт-Арена и у бухты Шелтер не соединяются непосредственно, а кулисообразно представляют друг друга, то на подводном участке между ними можно предполагать наличие рассеянных растягивающих движений и опусканий, аналогичных тем, которые вызвали возникновение замкнутой впадины в районе горы Дулан Богдо при Гоби-Алтайском землетрясении. Эти опускания, проявлявшиеся длительное время в связи с движениями по сдвигу Сан-Андреас, возможно и определили конфигурацию

берега, резко отклоняющегося к северу в этом районе. Замечательно, что некоторое отклонение разлома к северу имеется и против Золотых Ворот между Массел-Рокк и лагуной Болинас. Подобное рассеянное растяжение, определяющееся сдвигом, возможно, определило и положение залива Монтерей. К южной части этого залива, подходит несколько крупных разломов, сопровождающих основной разрыв Сан-Андреас, и передача правого сдвига от разрыва Сан-Андреас к ним каждый раз вызывала бы растяжение и погружение залива. Именно такое расширение залива Монтерей было выявлено геодезическими измерениями, проводившимися при изучении движений, связанных с Сан-Францисским землетрясением 1906 г. (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910; Oldham, 1909) (см. фиг. 24).

С крайне неравномерным распределением напряжений в зоне сдвига во время перемещения крыльев связано еще одно интересное явление, проявившееся во время Сан-Францисского землетрясения и еще не рассмотренное нами на примере Гоби-Алтайского землетрясения, — извержение пльвуна и воды. Такие извержения наблюдались при очень многих землетрясениях. При Сан-Францисском землетрясении они были отмечены вдоль главной трещины на песчаных косах в заливе Томалес. Кратеры располагались вдоль трещины в полосе шириной около 20 м. Размеры кратеров были различны, иногда до 2 м в диаметре. Из некоторых кратеров было выброшено большое количество песка и воды. Через день после землетрясения они уже бездействовали и были заполнены водой. Дна кратеров не удалось достать рыбачьим шестом.

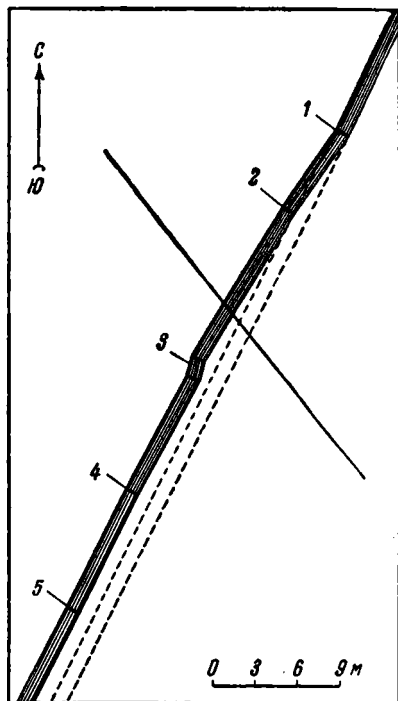
Чтобы понять причину этих извержений, вспомним, что в скальных породах и сухом грунте при сдвигах по трещинам возникают зияющие провалы, чередующиеся с выдавленными буграми (см. фиг. 10, 11 и 29), т. е. в зоне перемещений все время в одном направлении возникают растягивающие напряжения, а в перпендикулярном к нему резко возрастает сжатие, что и отражается на морфологии трещины, когда она отклоняется в сторону первого или второго направления. Такое распределение напряжений прекрасно иллюстрируется деформациями водопроводных труб в районе озера Сан-Андреас. Здесь сдвиговая трещина несколько раз пересекла почти параллельные ей трубы. Когда труба имела более меридиональное направление, чем трещина, она при деформации укорачивалась, вдвигалась сама в себя, «теле-



Фиг. 31. Карта района, расположенного к северу от бухты Шелтер, Округ Гумбольдт, показывающая положение главного и второстепенных разломов (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910).

Масштаб приблизительный

скопировалась» (фиг. 32 и 33). Такое же укорочение испытывали и рельсы железной дороги в районе Гуалалы. Когда же труба шла в более широтном направлении, чем трещина, то она испытывала не сжатие, а растяжение и разрывалась так, что ее края были растащены в противоположные стороны (фиг. 34). В скальных породах и сухом грунте столь различные напряжения могли длительное время сохраняться рядом друг с другом за счет упругости материала или сниматься путем местного уплотнения грунта. Но когда эта же неоднородность напряжений возникала в пластичном, подвижном и несжимаемом материале, каким являются пльвуны и насыщенные водой



Фиг. 32. Пересечение разломом трубы по Х. Шусслеру (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910). Труба испытала сжатие и в нескольких местах была вдвинута сама в себя — «телескопирована».

1 — сдвинутые заклепки; труба «телескопирована»: 2 — на 1,9 см, 3 — на 1 м 32 см, 4 — на 22,9 см, 5 — на 1,3 см.

Пунктир — первоначальное положение трубы, сплошная линия — разлом

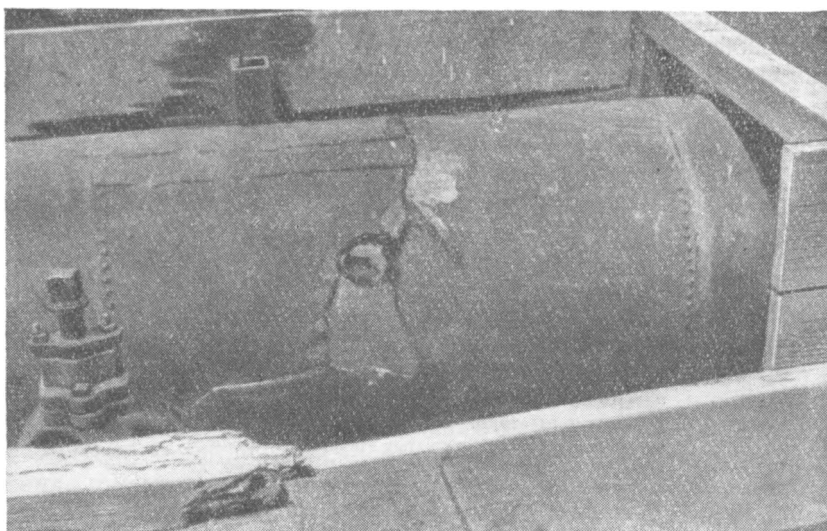
грунты, то этот материал неизбежно перемещался, выдавливался из сжатых участков в растянутые и даже извергался на поверхность через открытые трещины (фиг. 35). После такого перемещения неоднородность в напряжениях ликвидировалась, восстанавливалось равновесие, и извержение прекращалось.

Грязевые, песчаные, водяные извержения возникают при землетрясениях очень часто. Ассамское землетрясение 1897 г. (Oldham, 1899), Арвин-Техачапское землетрясение 1952 г. (Dibblee, 1955), Среднебайкальское землетрясение 1959 г. (Солоненко и Тресков, 1960), Чилийское землетрясение 1960 г. (Segerstrom, 1960) и многие другие сопровождались этим явлением (фиг. 36).

Весьма интересны грязевые вулканы, извергавшиеся при Байкальском землетрясении 1959 г. и описанные В. П. Солоненко и А. А. Тресковым (1960). Они располагались на террасе, под которой залегает слой пльвуна. Хотя поверхность террасы и не была рассечена трещиной, но вулканы расположились цепочками по прямым линиям, подчеркивая четкую линейность нарушений, пересекающих террасу. Прерывистое расположение грязевых вулканов вдоль этих линий может косвенно указывать на сдвиговые перемещения вдоль них. Извержения далеко не всегда были связаны с региональными трещинами; напротив, нередко они располагались среди поверхностных дислокаций, захватывающих только рыхлые отложения. Однако

суть явления во всех случаях оставалась одной и той же: в зоне сдвига в результате возникновения очень пестрого и быстро меняющегося поля напряжений открывались зияющие трещины (обычно расположенные кулисообразно) и в то же время в них выдавливались массы подвижного вещества. Возможно, такой механизм проявляется и при некоторых магматических извержениях.

Обращаясь к другим землетрясениям, мы находим те же закономерности строения трещин в случаях, когда по ним происходило сдвиговое перемещение. Примером тому могут быть Сонорское землетрясение 3 мая 1887 г. в Мексике, землетрясение 18 мая 1940 г. в долине Импириал, Калифорния и др., при которых были точно установлены сдвиговые перемещения по

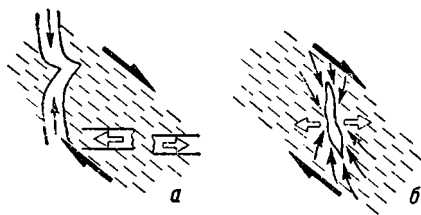


Фиг. 33. Тридцатидюймовая водопроводная труба, вдвинутая сама в себя («телескопированная») при землетрясении. Величина «телескопирования» 145 см. Район северо-западнее озера Сан-Андреас (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910)



Фиг. 34. Тридцатидюймовая водопроводная труба, разорванная разломом. Район северо-западнее озера Сан-Андреас (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910)

разломам. Описанные выше закономерности в морфологии трещин несомненно связаны именно с горизонтальным движением вдоль простирания трещин и характеризуют морфологию сдвигов. Это тем более несомненно, что рассмотренные закономерности не только проявляются во всех сдвигах, но и четко зависят от знака сдвига: в правых сдвигах отклонение сместителя вправо порождает растяжение, а влево — сжатие; в левых сдвигах, напротив, отклонение вправо вызывает сжатие, влево — растяжение.



Фиг. 35. Схема напряжений в зоне сдвига (в плане).

а — распределение напряжений в зоне сдвига по деформациям труб; *б* — перемещение пластического вещества в открытые трещины под действием сил сжатия. Черные стрелки — сжатие, белые — растяжение

Используя эти закономерности, нетрудно определить горизонтальную составляющую движения по разломам, для которых она еще не определена. Например, Северохангайские (или Танну-Ольские) землетрясения 9 и 23 июля 1905 г. в Северной Монголии вскрыли крупный разлом на протяжении не менее 330—350 км (Вознесенский, 1909; Карта области землетрясений, 1914; Нейбург, 1926; Маринов, 1955; Апродов, 1960). Трещина проходит по слабо населенному району и до сих пор еще плохо изучена, хотя благодаря пустынному климату хорошо сохранилась до настоящего времени. Горизон-



Фиг. 36. Грязевой вулкан, образовавшийся при Ассамском землетрясении (Oldham, 1899)

тальные смещения по трещине определены не были. Однако кроме вертикального уступа, на который все обращали внимание и по которому измерялось вертикальное смещение (на 1,5—2 м поднято южное крыло), Нейбург и Апродов указывали на весьма интересную морфологию трещины. Нейбург (1926, стр. 188—189) отмечала, что вдоль трещины «наблюдается то разрыв при расползании почвы, то, наоборот, нагромождение холмов до 5 и более сажен высотой, образовавшихся, по-видимому, при сомкнутии краев трещины. Иногда бывает чередование холмов с провалами...» Апродов (1960, стр. 95) подчеркивает связь этого явления с изгибами трещины: «Трещина, протягиваясь в общем прямолинейно, описывает ритмичные волнообразные зигзаги. На вершинах их, обращенных к северу (в сторону долины), имеются земляные сейсмогенные бугры вспучивания до 2—3 м высотой и до 10 м длиной. Расстояние между этими буграми равно 100—150 м. Между буграми вспучивания наблюдаются насажденные на трещину воронки просасывания. Они имеют удлиненную, вытянутую по трещине форму. Глубина их достигает 3—5 м, длина 5—10 м». Эти описания и фотографии, приведенные Апродовым, позволяют узнать в этих явлениях чередование трещин растяжения и сжатия, так характерное для зигзагообразных сдвигов, и определить, что по главной трещине, кроме вертикального перемещения, произошел левый сдвиг. Судя по масштабам явления, сдвиг, вероятно, превышал величину смещения, происшедшего во время Гоби-Алтайского землетрясения¹.

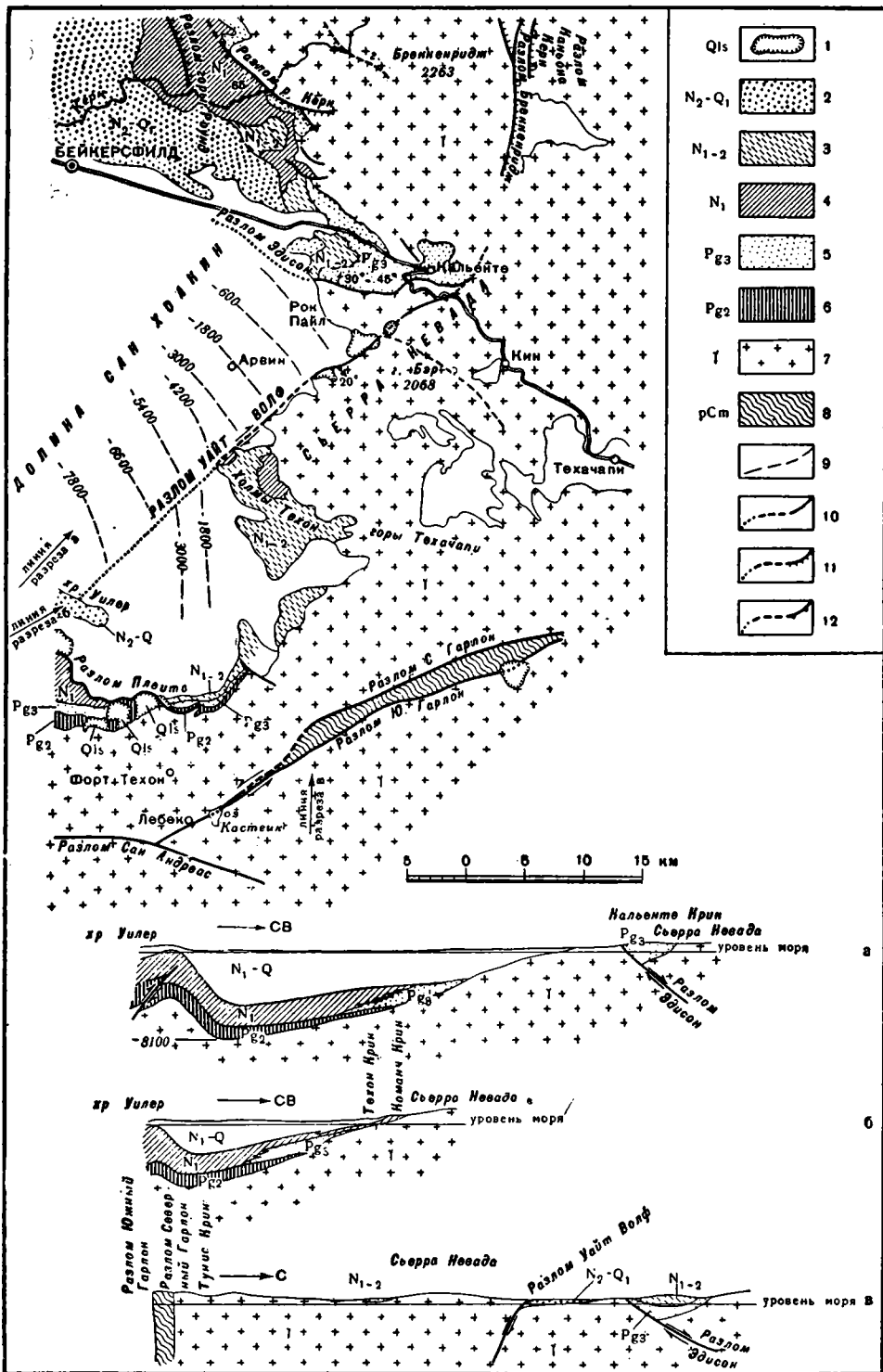
ДИСЛОКАЦИИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ДВИЖЕНИИ ПО ВЗБРОСУ ИЛИ НАДВИГУ

Далеко не во всех случаях горизонтальные движения при землетрясениях проявляются в форме сдвигов. Мы уже рассматривали отдельные участки типичных сдвигов, на которых проявляются иные формы горизонтальных движений. Теперь обратимся к тем землетрясениям, при которых преобладали надвиговые или раздвиговые формы.

Арвин-Техачапское землетрясение

Типичным землетрясением, сопровождавшим надвигание горных масс, является Арвин-Техачапское землетрясение 21 июля 1952 г. в Калифорнии. Во время этого землетрясения произошли движения по разлому Уайт-Волф. Разлом расщепляет в северо-восточном направлении южную часть гор Сьерра-Невада и южный конец Великой Долины, известной здесь под названием долины Сан-Хоакин. Разлом Уайт-Волф (фиг. 37) был установлен А. С. Лаусоном еще в 1906 г. по геоморфологическим признакам, а впоследствии его наличие было подтверждено результатами бурения в долине Сан-Хоакин. Он прослеживается на протяжении около 55 км. На юго-западе, немного не доходя до разлома Сан-Андреас, он скрывается под надвигом Плейто. Северо-восточное продолжение разлома (за местечком Кольенте) остается невыясненным: он или затухает, или продолжается дальше на северо-восток, или, отклоняясь к северу, сливается с меридиональной системой разломов Каньона Керн. Разлом Уайт-Волф почти параллелен левому сдвигу Гарлок, является левым взбросо-сдвигом с падением сместителя на юго-запад и идет на северо-востоке по интрузивным породам батолита Сьерры-Невады, в центральной части — по контакту этого батолита с третичными отложениями, а в юго-западной части — по третичным и четвертичным отложениям долины Сан-Хоакин, образуя весьма заметный уступ поверхности мезозойского фундамента (см. на фиг. 37 разрезы А и В).

¹ Уже после написания этой статьи опубликованы наблюдения А. В. Вознесенского (1962), проведенные при обследовании плейстоценовой области Северохангайского землетрясения, где он отмечает горизонтальный сдвиг по трещине, превышавший 6 м.



Фиг. 37. Геологическая карта юга Сьерры-Невады, Техачапи и долины Сан-Хоакин (Dibblee, 1955).

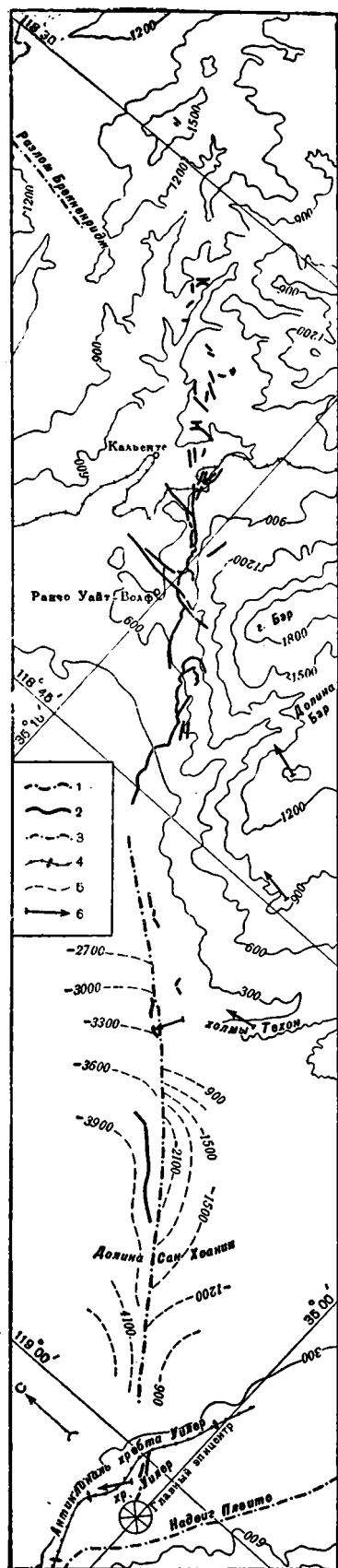
а — разрез северо-западнее разлома Уайт-Волф, б — разрез юго-восточнее разлома Уайт-Волф, в — разрез через разлом Уайт-Волф; 1 — четвертичные оползни; 2 — континентальные осадки плейстоцена (формации Керн-Рива и Тулейр); 3 — континентальные отложения миоцена и плиоцена (формации Чанак и Бена); 4 — морские отложения миоцена (пески Санта-Мargarита, сланцы Марикоба, алевиты Роунд-Моунтайн, песчаники Олцз, формация Темблор, сланцы Фримен, пески Пирамид-Хилс и Велдер); 5 — олигоцен (?) (формация Уолкер, континентальные пески и гравий, включая фангломераты Билвилл и формацию Теуяй); 6 — морские отложения эоцена (формация Техон); 7 — юрские (?) роговообманково-биотитовые кварцевые диориты (вместе с включенными в них палеозойско-триасовыми (?)) биотитовыми сланцами Кервилл и Пампа и известняками); 8 — докембрий (?), метаморфические сланцы Пелона; 9 — стратонизогипсы поверхности фундамента (глубина залегания в м); 10 — вертикальные или почти вертикальные разломы; 11 — сбросы (штрихи обращены к опущенному крылу); 12 — взбросы и надвиги (зубчики обращены к поднятому блоку). Стрелки указывают на движ- говые движения по разломам

Очаг Арвин-Техачапского землетрясения расположен у юго-западного конца разлома Уайт-Волф, в горах Уилер (фиг. 38) на глубине 16 км. Механизм движения в очаге выразился в сколе по плоскости разлома с продвижением $60-66^\circ$; скольжение вдоль разлома было вверх, на север, для верхнего (юго-восточного) блока и вниз, на юг, для нижнего (северо-западного) блока; угол между направлением скольжения и направлением падения разлома составлял около 20° , т. е. вертикальная компонента примерно в 1,4 раза превышала горизонтальную (Gutenberg, 1955). Региональная трещина вышла на поверхность в хр. Уилер (пробив надвиговую пластину, перекрывающую здесь разлом Уайт-Волф) и вдоль северо-западного основания горы Бэр от холмов Техон до окрестностей Кальенте, но везде ее проявления значительно осложнены поверхностными нарушениями. В долине Сан-Хоакин, на отрезке между хр. Уилер и холмами Техон региональная трещина не достигла поверхности, и в рыхлых отложениях долины появились только поверхностные нарушения. Характер морфологии региональной трещины полностью соответствует данным, полученным при изучении механизма очага землетрясения и при геодезических измерениях движения поверхности, которые свидетельствуют о движении юго-восточного блока вверх и на север по отношению к северо-западному блоку (фиг. 39).

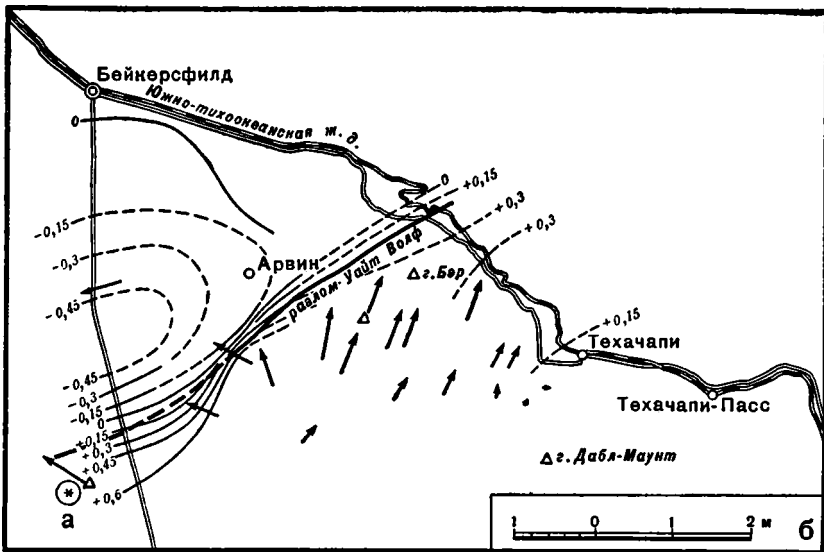
Региональная трещина лучше всего проявилась на поверхности у северо-западного подножья горы Бэр (фиг. 40). Она, как и в случае рассмотренных выше сдвигов, проявилась в виде нарушений разных морфологических типов, сменяющих друг друга на определенных отрезках разлома. Встречаются и трещины растяжения и сколы с притертыми краями и трещины сжатия, но в отличие от рассмотренных выше сдвигов последние резко преобладают. Трещины сжатия проявляются на поверхности в виде сжатых валиков или гребней выдавливания («кротовых ходов»), вдоль которых

Фиг. 38. Карта зоны разлома Уайт-Волф, показывающая трещины, образовавшиеся при землетрясении 21 июля 1952 г. (Buwalda a. Amand, 1955)

1 — линия разлома Уайт-Волф на поверхности фундамента; 2 — основные трещины, возникшие при землетрясении; 3 — главные разломы; 4 — оси антиклиналей; 5 — изогипсы поверхности фундамента в метрах; 6 — горизонтальные перемещения, выявленные повторной триангуляцией



в большинстве случаев юго-восточное нагорное крыло относительно приподнято на 0,3—0,6 м (фиг. 41). При пересечении валиками неровностей рельефа хорошо видно, что плоскость сместителя наклонена на юго-восток, в сторону гор. Угол наклона изменчив, местами он становится очень крутым и приближается к вертикальному, местами выполаживается и уменьшается до 20—15°.

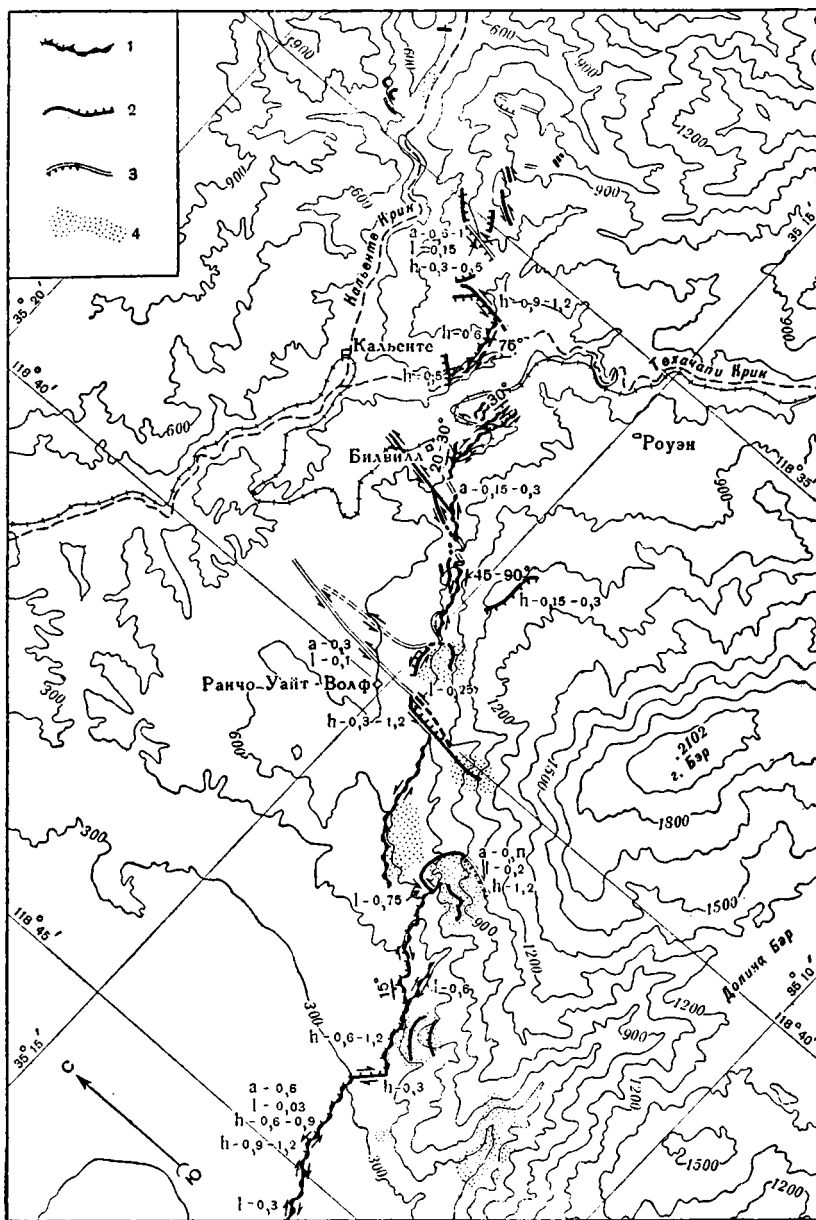


Фиг. 39. Перемещения в районе Арвин-Техачапского землетрясения по данным повторной триангуляции (Whitten, 1955).

Горизонтальные перемещения показаны стрелками, вертикальные — изолиниями, проведенными через 0,15 м, а — эпицентр Арвин-Техачапского землетрясения 21 июля 1952 г.; б — масштаб векторов горизонтальных движений

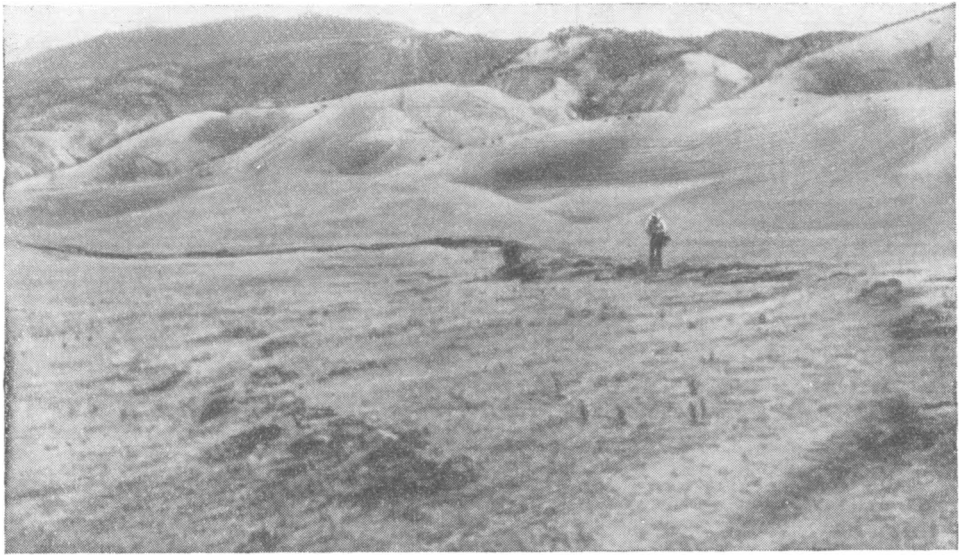
Сжатие прекрасно фиксируется по провисанию проволоки пересеченных разломом проволочных заборов (фиг. 42), по искривлению и выдавливанию в сторону рельс на железнодорожных путях (фиг. 43—44) и т. д. Строение разлома, проявляющегося на поверхности в виде «кротового хода», хорошо видно к юго-востоку от города Билвилл. Здесь региональная трещина проявляется в виде зоны, состоящей из нескольких трещин, неоднократно пересекающих туннели Техачапской железной дороги (фиг. 43—44). Разрушенные участки некоторых туннелей были вскрыты глубокими выемками, прекрасно обнажившими разломы.

Лучше всего разломы обнажены в южной части туннеля 3 и около южного портала туннеля 5. В туннеле 3 хорошо видно, что его верхняя часть сдвинута относительно нижней на 25 см почти по горизонтальной плоскости. Одновременно укоротились и изогнулись рельсы, что указывает на сжатие в меридиональном направлении в связи со взбросовым движением по ранее существовавшему разлому, падающему на юго-восток. Такой разлом прекрасно виден в обеих стенках выемки (фиг. 45). Он простирается на СВ 45° и падает на юго-запад под углом 20—30°. На восточном, висячем крыле выходит сильно раздробленный диорит, перекрытый песчаниками. Он надвинут на древнечетвертичные пески, галечники и алевролиты, которые обнажены на западном, лежащем крыле и падают под углом 3° на север. В плоскости разлома проходит тонкий (0,5 см) слой глинки трения, в отдельных карманах расширяющийся до 25 см. Штриховка на зеркалах скольжения имеет простираение СВ 35°, что указывает на наличие сдвиговой составляющей (левой). Около туннеля плоскость надвига искривляется и выполаживается



Фиг. 40. Карта участка зоны разломов Уайт-Волф, показывающая морфологию трещин, возникших при землетрясении 21 июля 1952 г. (Buwalda, Amand, 1955, с некоторыми дополнениями).

1 — трещины сжатия, 2 — трещины скола, 3 — трещины растяжения; 4 — участки с большим количеством оползней. Во всех случаях штрихи обращены в сторону опущенного крыла, стрелки указывают направление сдвига. Замеренные перемещения по трещине: h — вертикальное, l — горизонтальное по простиранию сместителя, a — горизонтальное вкрест простиранию сместителя

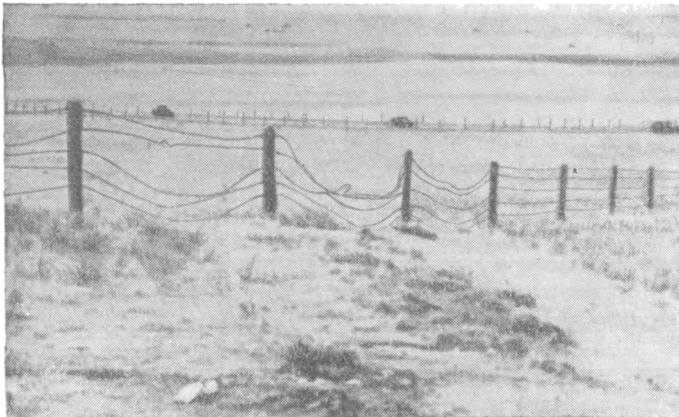


Фиг. 41. Уступ в виде «кротового хода», идущий на северо-восток вдоль разлома Уайт Волф (Dibblee, 1955)

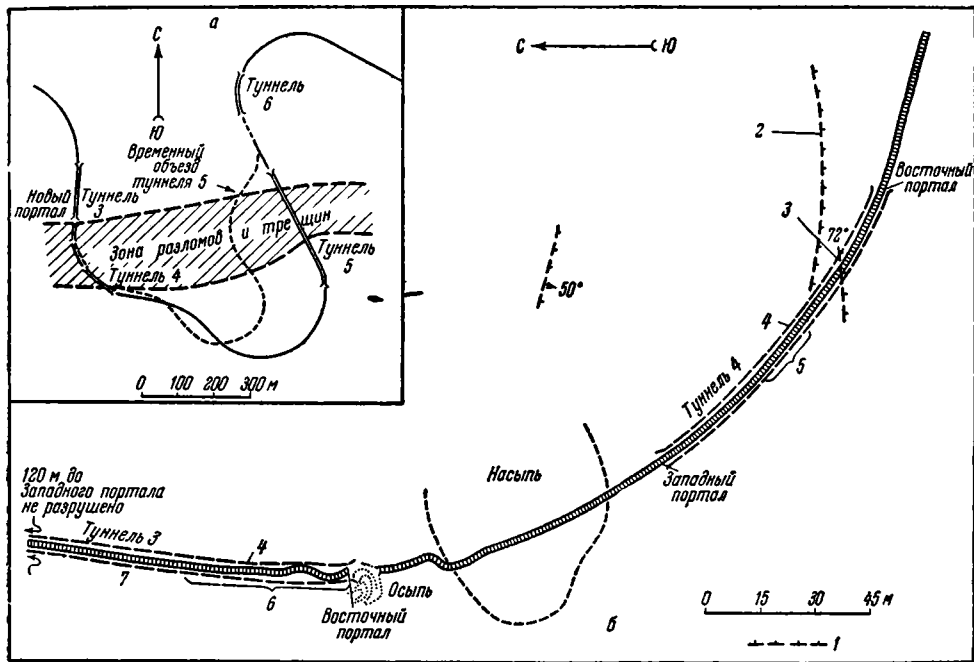
Вид на северо-восток в направлении горы Бэр

почти до горизонтальной. Именно по этой старой плоскости разлома и произошли подвижки, связанные с землетрясением.

Восточнее, около южного портала туннеля 5 трещина, проявившаяся на поверхности в виде «кротового хода», видна в крутом обрыве. Она прошла по сместителю разлома, имеющего здесь широтное простирание и падающего на юг под углом 30° . Разлом идет по диоритам, которые вдоль него сильно раздроблены. Плоскость сместителя отмечена шестисантиметровым слоем глинки трения, а в зоне дробления мощностью около 1 м встречаются прекрасно «окатанные» тектонические «галечки» диаметром 2—7 см. В туннеле 4 смещение произошло по такому же, но более крутому разлому: он падает на юг под углом от 45 до 75° .

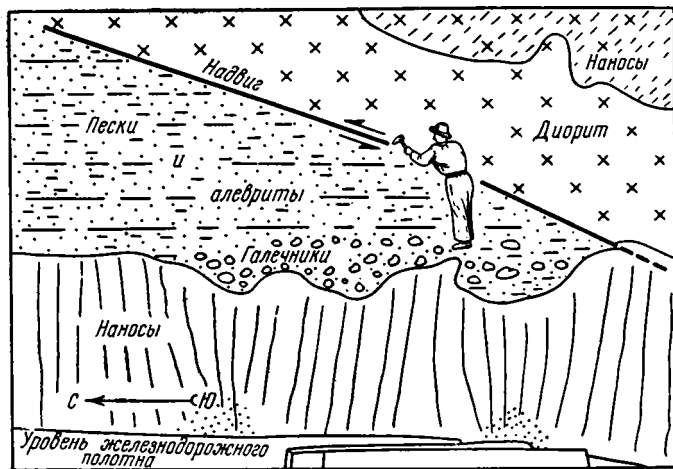


Фиг. 42. Нарушение проволочного забора, свидетельствующее о сжатии в направлении, перпендикулярном разлому Уайт-Волф. Подножье горы Бэр восточнее Арвина (Dibblee, 1955)



Фиг. 43—44. Карта разрушений Южной Тихоокеанской железной дороги в туннелях 3 и 4.

a — схема расположения туннелей, *б* — нарушение железнодорожного полотна в плане; *в* — изменение в профиле железнодорожного полотна, вызванное землетрясением (Kurfer a. oth., 1955). *1* — разломы; штрихи направлены в сторону опущенного крыла; *2* — проявление разлома на поверхности; большая открытая трещина с вертикальным перемещением 60—90 см; *3* — подземное проявление разлома; основание туннеля перемещено в вертикальном направлении на 90 см; южные стенки смещены на запад на 20 см; *4* — значительные разрывы в стене туннелей; *5* — бетонные стенки туннеля разбиты трещинами и сломаны; *6* — стенки туннеля разрушены, большие бетонные плиты ослабили или упали; *7* — место самого северного нарушения в туннеле 3



Фиг. 45. Надвиг, пересекший туннель 3 (схема по фото, Buwalda a. Amand, 1955)

Таким образом, надвиговая или взбросовая природа трещин, проявившихся на поверхности в виде валиков («кротовых ходов»), несомненна, причем сжатие происходило в почти меридиональном направлении. Вместе со сжатием и воздыманием юго-восточного крыла в большинстве таких трещин фиксируются и сдвиговые перемещения (фиг. 40). Их величина непостоянна и обычно не превышает 30 см. В некоторых случаях они направлены в одну сторону, в других — в противоположную. К юго-западу от ранчо Уайт Волф, где простирание трещин приближается к широтному, преобладают правые смещения; к северо-западу, где трещины чаще имеют более северо-западное простирание, преобладают левые сдвиги.

На отдельных участках региональная трещина резко изменяет простирание, и на таких отрезках вместо хребтиков выдавливания появляются нарушения иной морфологии. Так, на юго-западе района, изображенного на фиг. 40, трещина около пересечения с горизонталью 300 м резко отклоняется вправо, приобретает северо-западное простирание. Здесь трещина становится типичным правым сдвигом с зигзагообразным сместителем, в котором на этом отрезке прекрасно проявляется сопряженное положение трещин растяжения и хребтиков сжатия. Трещины растяжения располагаются позади движущихся вперед треугольных выступов дерна, а хребтики сжатия — впереди. Примерно в 3 км восточнее этого места трещина на небольшом отрезке резко отклоняется в противоположную сторону и приобретает почти меридиональное простирание. Здесь возникает сдвиг с притертыми крыльями с левым смещением на 75 см. Южнее Билвилля трещина сжатия с левым сдвигом несколько раз круто изгибается, приобретая меридиональное простирание. В таких местах «развиваются грабены и трещины растяжения значительного масштаба, причем некоторые из таких трещин достаточно широки, чтобы поглотить человека, и имеют глубину до 3 м» (Buwalda a. Amand, 1955, стр. 46).

Изменения морфологии трещин на отдельных участках, резко отклоняющихся от общего простирания региональной трещины, очевидно обязаны своим происхождением горизонтальной составляющей движения. В зависимости от ориентировки сместителя по отношению к общему движению блока горы Бэр на север на отдельных его участках возникли то надвиги, то сдвиги (правые и левые), то раздвиги.

Кроме главной трещины, местные изменения характера которой рассмотрены выше, при землетрясении 21 июля 1952 г. образовались две трещины, ответвляющиеся от главной линии и, вероятно, относящиеся к другой системе. Это — субмеридиональные (СВ 10°) трещины около ранчо Уайт-Волф и около Билвилля. В отличие от главной трещины они очень прямые и, вероятно, имеют крутые сместители. По обеим трещинам произошел четкий левый сдвиг, местами сопровождающийся открытием трещин. Нередко трасса этих трещин протягивается в виде эшелона зияющих разрывов. Обе трещины четко прослеживаются в северо-западном блоке, а около ранчо Уайт-Волф меридиональный разрыв продолжается и в юго-восточный блок, пересекая линию надвига. Резко отличная морфология и характер движения по этим трещинам хорошо согласуются с их субмеридиональной ориентировкой, направленной почти вдоль горизонтальных перемещений во время землетрясения (см. фиг. 39 и 40). Кроме того, их ориентировка и характер движения наводят на мысль о генетической связи этих трещин с меридиональной системой разломов каньона Керн (фиг. 37); в то же время совершенно очевидна и их связь с разломом Уайт-Волф. Таким образом, одновременные, но разные по характеру подвижки по этим двум системам трещин, произошедшие 21 июля 1952 г., возможно имеют принципиальный смысл и большое значение для правильного понимания взаимоотношений между северо-восточными взбросами и субмеридиональными сбросами в южной части Сьерры Невады.

ДИСЛОКАЦИИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ДВИЖЕНИИ ПО СБРОСУ

Рассмотрим теперь связанные с землетрясениями разрывы, характеризующиеся значительными вертикальными подвижками и преобладающим развитием трещин растяжения. Таких разрывов много на востоке Калифорнии и в Неваде — в регионе, известном под названием провинции Бассейнов и Хребтов. Наиболее крупными землетрясениями, при которых подвижки по разломам достигали поверхности, в этом районе являются землетрясения 26 марта 1872 г. в долине Оуэнс, 2 октября 1915 г. в долине Плезнт, 20 декабря 1932 г. в районе гор Сидар, 16 декабря 1954 г. в районе долины Дикси и пика Фэрвью. В нарушениях, связанных со всеми этими землетрясениями, много общего. В то же время они значительно отличаются и от сдвиговых, и от взбросо-надвиговых нарушений, рассмотренных выше. По-видимому, они связаны с преобладанием сбросовых или раздвиговых движений по разломам, разделяющим погружающиеся долины и воздымающиеся хребты.

Землетрясение 26 марта 1872 г. в долине Оуэнс

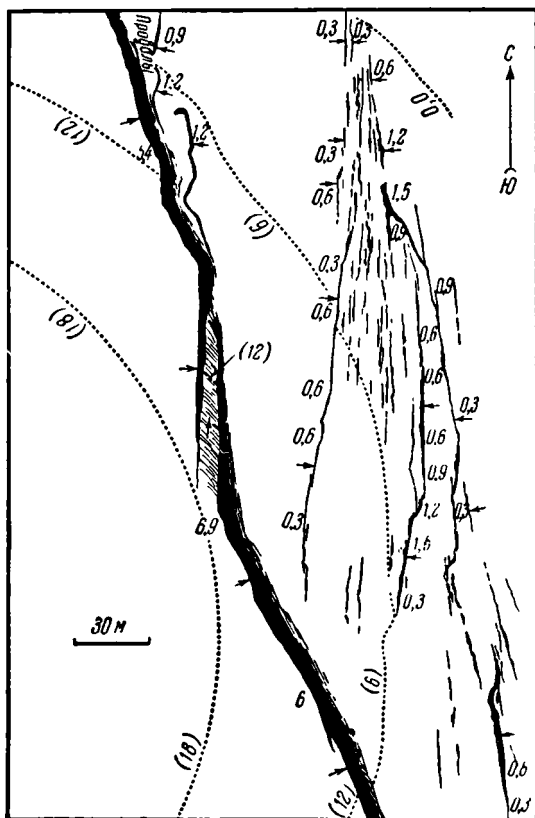
Во время этого землетрясения трещины открылись на протяжении 110 км от Хэйви до Бишопа вдоль системы разломов долины Оуэнс, идущей в субмеридиональном направлении и ограничивающей с востока горы Сьерра-Невада. Главные трещины имели региональное значение и прошли по разломам, которые в четвертичный период неоднократно обновлялись. Кроме того, в долине возникло много поверхностных трещин. Через два месяца после землетрясения плейстосейстовую область изучил Дж. Д. Уитней, однако выпуск журнала, в котором он опубликовал свои наблюдения (Whitney, 1872), почти полностью погиб во время пожара в Сан-Франциско и сейчас является библиографической редкостью, практически недоступной для советских геологов. Через 11 лет район посетил Г. К. Джильберт (Gilbert, 1884), а через 35 лет трещины исследовал В. Д. Джонсон, материалы которого опубликовал В. Х. Гоббс (Hobbs, 1910). Впоследствии трещину изучали и другие геологи, но ее черты со временем значительно стерлись.

Региональная трещина, возникшая 26 марта 1872 г., во многом отличается от всех рассмотренных нами выше. Она на всем протяжении характеризуется четким вертикальным уступом, высота которого часто достигает 3 м, причем поднято западное крыло, а опущено восточное. На отдельных участках высота уступа достигала 6 и даже 7 м. Однако эти величины вряд ли характеризуют истинное перемещение по разлому: на таких участках особенно глубоко опустилась лишь приразломная часть опущенного крыла. В опущенном крыле образовались трещины, параллельные главному нарушению, но имеющие уступ высотой около 3 м, обращенный в противоположную сторону. Заключенный между трещинами узкий блок опустился, образовав небольшой грабен (фиг. 46 и 47). В ряде мест трещина разделялась на несколько ветвей, образуя зону небольших ступенчатых сбросов, в которой амплитуда скрадывалась и не поддавалась точному определению. Нередко трещина затухала, но дальше или немного в стороне возникала новая трещина, отмечая трассу разлома. Иногда по простиранию трещин, ограничивающих грабены с востока, менялся знак перемещения, и грабен постепенно превращался в систему ступенчатых сбросов.

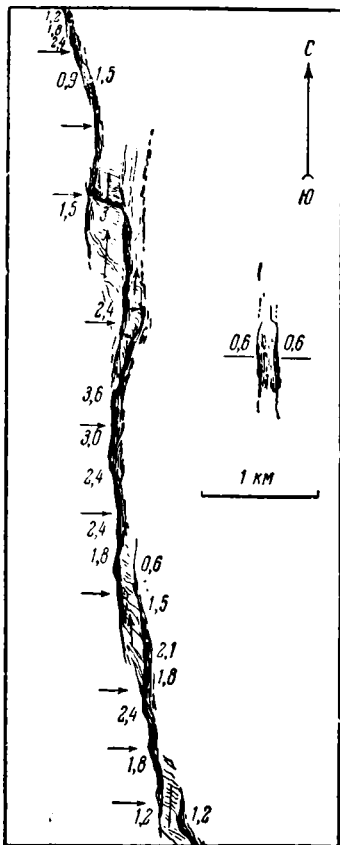
На всем или почти на всем протяжении морфологию нарушения характеризуют четкие признаки трещины растяжения: неровные края уступа, зияющие провалы, многочисленные мелкие грабены, сопровождающие трещину. Сколько-нибудь четкие и протяженные участки сжатия обнаружены не были. В некоторых местах вдоль трещины обнаружен горизонтальный сдвиг, достигающий максимум 6 м. Однако точек, в которых можно было

того, как затухающая теряет ее. Между концами кулисообразно подставляющих друг друга трещин остается полоса ненарушенного или слабо нарушенного грунта, которая непосредственно соединяется с ненарушенной поверхностью как опущенного, так и поднятого блока (фиг. 47 и 48). По выражению в рельефе она напоминает дорогу, полого преодолевающую крутой обрыв, который ограничивает ее с обеих сторон, возвышаясь в сторону поднятого блока и обрываясь в сторону опущенного. Такое «отступление» трещины в сторону путем кулисообразного «захлестывания» трещинами друг друга весьма характерно для [строения] региональной трещины. Характерно также, что у основания обрыва нередко расположены зияющие провалы, т. е. трещина была открытой. Особенно часто глубинная трещина сопровождается более мелкими трещинами, развивающимися в опущенном крыле параллельно главной трещине и откалывающимися от него узкие блоки. Они опустились особенно сильно и образовали у подножья уступа узкие неправильные рвы (фиг. 46). Поверхность опущенных блоков обычно разбита большим количеством мелких трещин, идущих параллельно главной трещине и под углом к ней. Грабенообразное опускание приразломной части опущенного крыла наблюдается и в более крупном масштабе (фиг. 49). У подножья холмов Алабама, образующих цепь предгорных холмов вдоль фронта Сьерры-Невады, главная трещина отделяет воздымающиеся горы от погружающейся долины. Однако восточнее опущенный блок рассечен другой, параллельной трещиной, которая проходит через Лон-Пайн и в ряде мест имеет обрыв, обращенный на запад. Грабен, заключенный между трещинами, не только просел, но и получил небольшой наклон на запад, что видно по некоторому смещению озера Дайез к западу. Кстати, погружение западных и осушение восточных берегов озер в этом районе наблюдается в течение длительного времени, вероятно связано с наклоном всей долины и хорошо согласуется с общим наклоном на запад блока Сьерры-Невады.

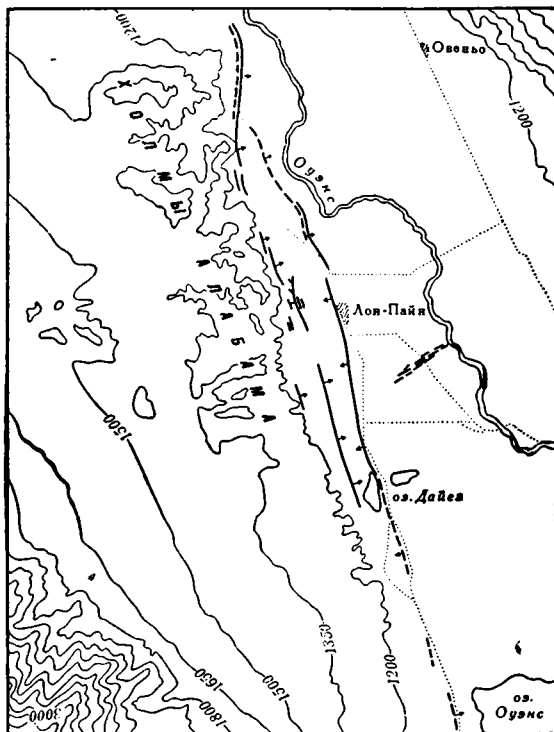
Проседание ограниченных блоков вдоль разлома обычно связано с горизонтальными движениями, перпендикулярными к простираению разлома, и характеризует трещины растяжения. Это показано выше на примере Гоби-Алтайского, Сан-Францисского и других землетрясений. В случае землетрясения 26 марта 1872 г. в долине Оуэнс тесная связь вертикальных движений и раздвигания видна на примере огромной 110-километровой



Фиг. 47. Детальная карта части нарушенного участка около Лон-Пайн (контуры карты показаны на фиг. 46). Составлена В. Д. Джонсоном (Hobbs, 1910). Стрелки указывают направление, куда обращен уступ, цифры—высоту обрыва (в метрах). Пунктирные линии — условные горизонталы



Фиг. 48. Схема нарушенного участка северо-западнее Лон-Пайн. Стрелки показывают, куда обращен уступ, цифры—высоту уступа в метрах. Составлена В. Д. Джонсоном (Hobbs, 1910)

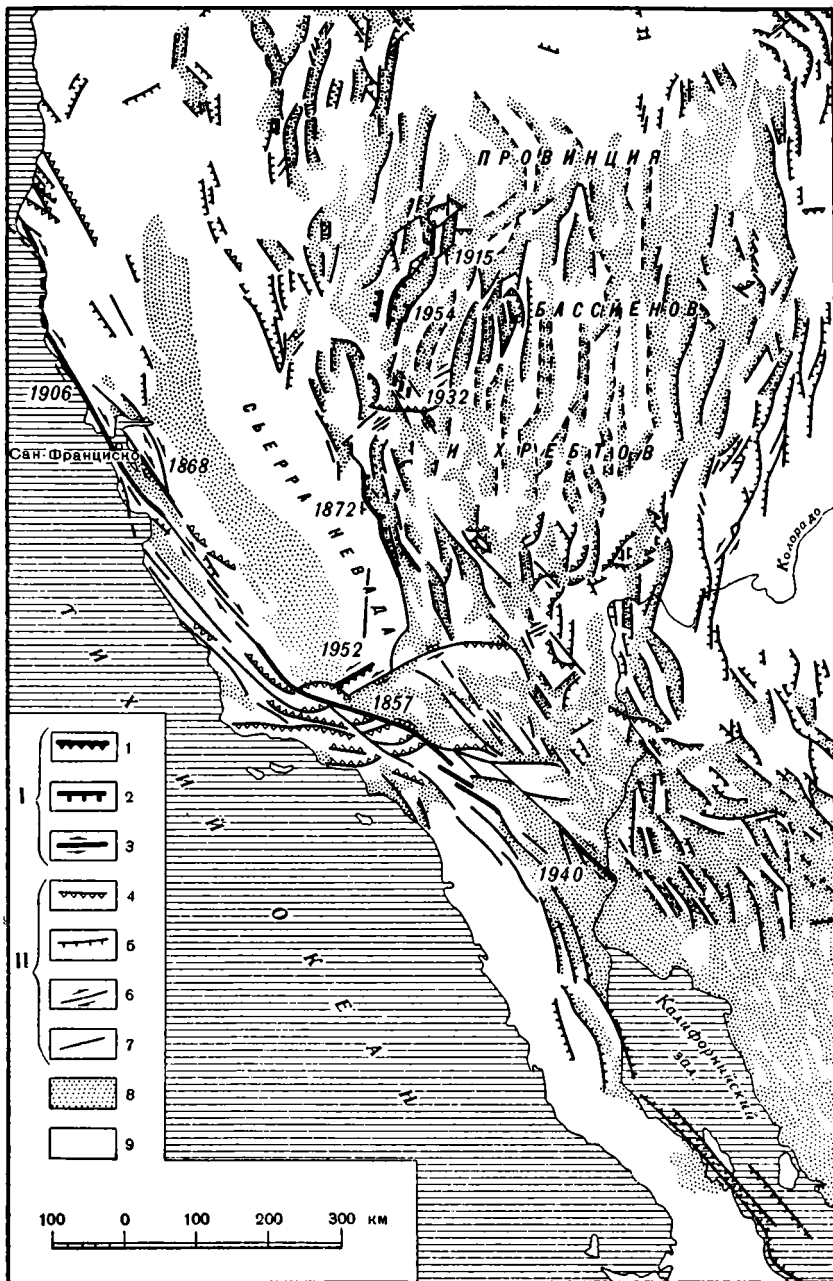


Фиг. 49. Расположение трещин, образовавшихся при землетрясении 1872 г. в долине Оуэнс, в районе Лон-Пайн (Hobbs, 1910)

трещины. Интересно, что во время этого землетрясения кроме главной трещины, ограничивающей долину с запада, образовались меньшие трещины вдоль восточного ограничения долины у подножья гор Иньо. В этих трещинах опущенным оказалось западное крыло. Таким образом, вся длительно погружающаяся долина Оуэнс 26 марта 1872 г. несколько опустилась в виде грабена, аналогичного описанному выше, но имеющего гигантские размеры.

Землетрясения в долине Плезнт и в районе хребта Стиллиутер

Опускания долин в провинции Бассейнов и Хребтов происходили и при других землетрясениях. 2 октября 1915 г. при сильнейшем землетрясении вскрылись крупные трещины в долине Плезнт (Невада), а 16 декабря 1954 г.— в районе хребта Стиллиутер, расположенном непосредственно южнее долины Плезнт. Трещины, образовавшиеся при этих землетрясениях, очень похожи друг на друга и появились в весьма сходной геологической обстановке. Они прошли по границам хребтов и долин, имеющих рельеф и историю развития, чрезвычайно характерную для всей провинции Бассейнов и Хребтов.



Фиг. 50. Разломы на юго-западе Северной Америки.

I — разломы, ожившие при катастрофических землетрясениях; *II* — разломы, развивавшиеся в кайнозое; *1* и *4* — надвиги и взросы, *2* и *5* — сбросы, *3* и *6* — сдвиги, *7* — крутые разломы, характер перемещения по которым не установлен; *8* — негативные структуры, заполненные мощными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами позднеэриетичного и четвертичного возраста (в провинции Бассейнов и Хребтов им соответствуют долины), *9* — выступы мезозойского фундамента (в провинции Бассейнов и Хребтов им соответствуют хребты). Указаны годы катастрофических землетрясений

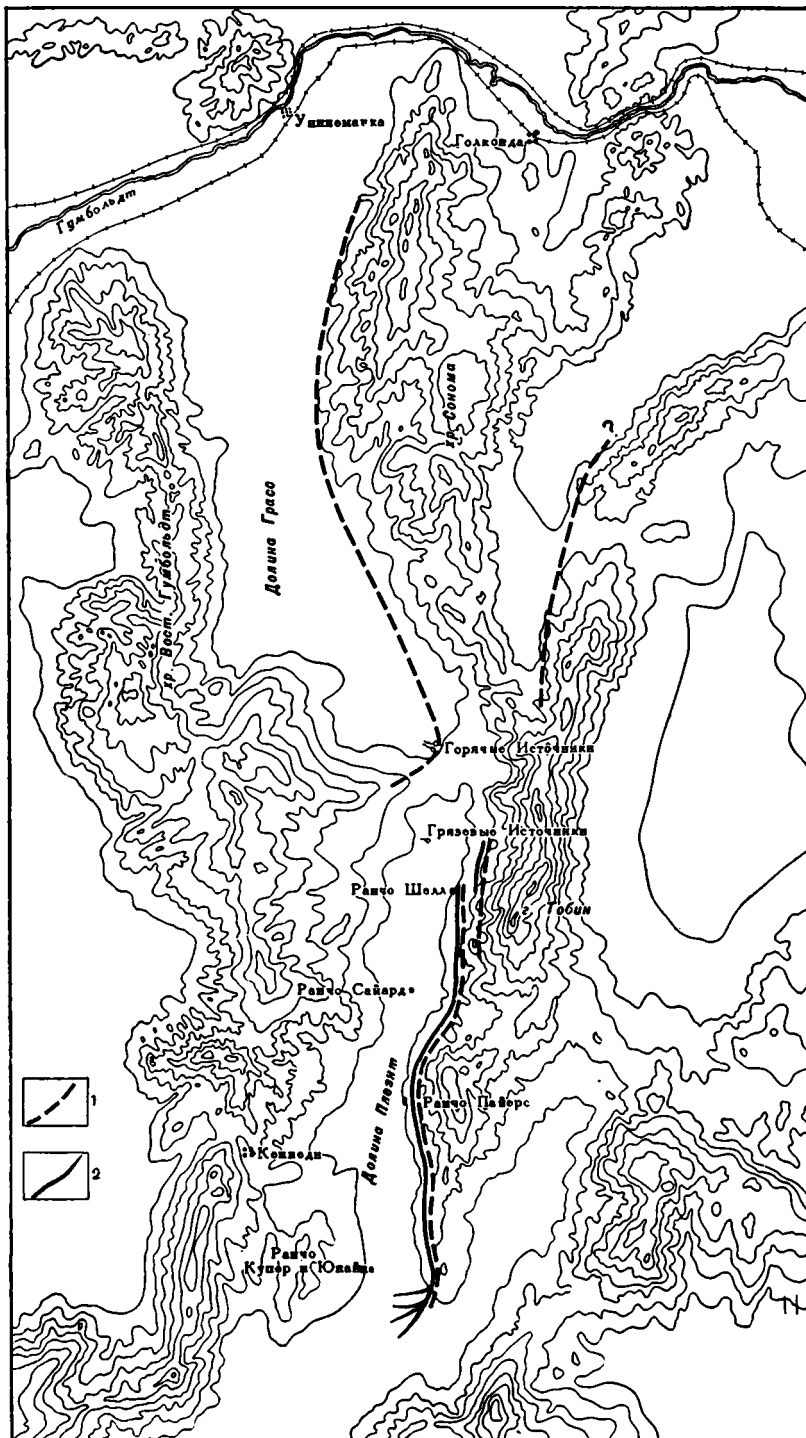
Провинция Бассейнов и Хребтов занимает огромную площадь к востоку от Сьерры-Невады (фиг. 50). Для нее характерны субмеридиональные, почти параллельные узкие хребты, разделенные узкими и длинными, тоже субмеридиональными долинами. Долины отделены от хребтов сбросами и являются грабенами. Сбросы и разделенные ими долины и хребты заложались, вероятно, после интенсивной мезозойской складчатости, которую пережил район, и с тех пор активно развиваются до настоящего времени. Склоны хребтов часто представлены крутыми, слабо расчлененными сбросовыми уступами. Долины по краям покрыты предгорным шлейфом вынесенных с гор аллювиальных и пролювиальных отложений, а в центре имеют замкнутые бассейны или водотоки. Хребты сложены породами мезозойского и палеозойского фундамента; высота их порядка 3000 м над уровнем океана. Долины имеют отметки порядка 1500—2000 м и заполнены мощнейшими вулканогенно-осадочными толщами третичного и четвертичного возраста так, что поверхность мезозойского фундамента под долинами нередко погружена ниже уровня океана.

Землетрясения 1915 и 1954 гг. произошли в районе хребтов Восточный, Сонома, Стиллуотер и Клан-Алпайн, которые разделены долинами Грасс, Плезнт и Дикси. В обоих случаях и хребты и долины типичны для провинции Бассейнов и Хребтов. Хребты Восточный и Сонома начинаются на севере у реки Гумбольдт и параллельно друг другу продолжают на юг на протяжении 100 км (фиг. 51). Здесь хребет Сонома кончается, а хребет Восточный несколько поворачивает на запад и продолжается дальше на юг. Долина, разделяющая хребты, примерно в 50 км к югу от города Уиннемакка разделена на две части пологой поперечной возвышенностью. Ее северная часть называется долиной Грасс и имеет сток на север, в реку Гумбольдт, а южная называется долиной Плезнт и имеет сток на юг. В юго-западном направлении хребет Восточный переходит в хребет Стиллуотер, имеющий протяженность около 80 км и изогнутый таким образом, что на севере он имеет юго-западное простирание, а на юге — почти меридиональное (см. фиг. 56). Восточнее хребта Стиллуотер и параллельно ему располагается гряда гор Клан-Алпайн, на южном продолжении которой находится пик Фэрвью. Между хребтами Стиллуотер и Клан-Алпайн расположена бессточная долина Дикси с солончаком Гумбольдт в северной части.

Западный обрыв хребта Сонома — размытый древний сбросовый уступ. В долине Грасс сравнительно недавний сбросовый уступ высотой от 1,5 до 3 м прослеживается вдоль основания хребта вплоть до перемычки, разделяющей долины Грасс и Плезнт, где он поворачивает на запад и проходит около Горячих Источников. Во время землетрясения 1915 г. смещений по нему не произошло. Возможно, он образовался при землетрясениях, происшедших здесь, судя по рассказам индейцев, около 1840 г. В северной части долины Плезнт такого уступа нет, но южнее, вдоль ее восточного края четко прослеживаются два разновозрастных уступа. Возможно, такой же уступ проходит и вдоль северного края восточного отрога хребта Сонома.

Трещина, возникшая 2 октября 1915 г., идет по восточному краю долины Плезнт, вдоль более древнего уступа, иногда совпадая с ним. Трещина явно первичная, т. е. является выходом на поверхность разлома, движения по которому вызвали землетрясение. Этот разлом относится к системе сбросов, определяющих специфику структуры провинции Бассейнов и Хребтов. Трещина продолжается на значительное расстояние и, вероятно, уходит на большую глубину. По существу, при землетрясении образовалась даже не одна, а две трещины, обновившие разные разломы.

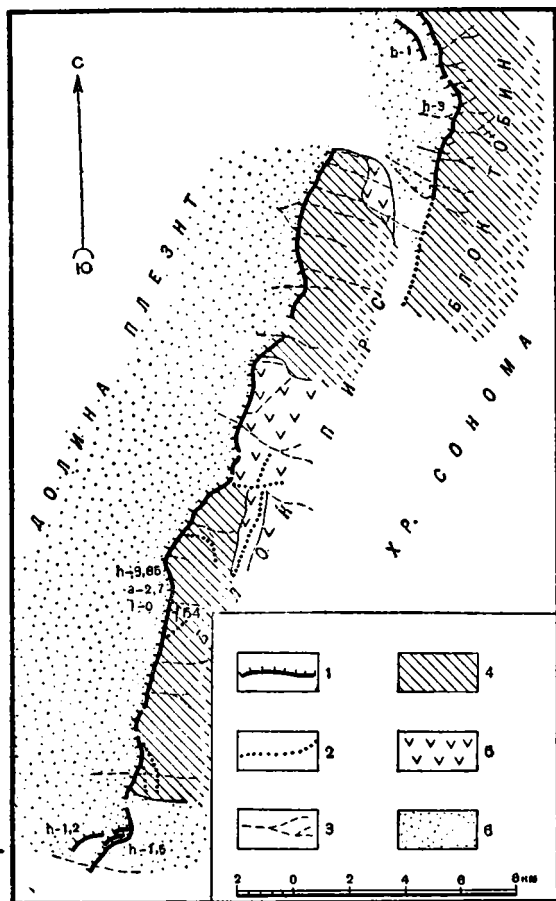
Хребет Сонома около долины Плезнт состоит из двух блоков, четко выраженных в рельефе, имеющих разное строение и разделенных разломом. Наиболее приподнят блок горы Тобин, который сложен исключительно породами фундамента. По сбросу Тобин с ним контактирует расположенный



Фиг. 51. Схематическая карта окрестностей долины Плезит, по Джонсу (Jones, 1915) с некоторыми дополнениями

1 — древние трещины. 2 — трещины 1915 г.

западнее блок Пирс, который на севере появляется в виде предгорных холмов, превращающихся в южном направлении в настоящие горы. В этом блоке, кроме складчатого фундамента, обнажаются шапки или покровы третичных базальтов, которые полого наклонены на восток и образуют характерный квестовый рельеф. Блок Пирс на западе отделен от долины Плезнт разломом Пирс, за которым начинаются мощные четвертичные отложения долины (фиг. 52).

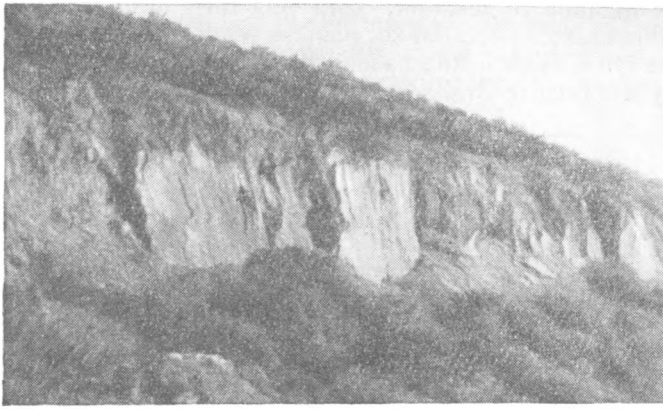


Фиг. 52. Схема сбросовых уступов 1915 года в долине Плезнт, Невада. По Пейдж (Page, 1935) с некоторыми изменениями.

1 — уступ 1915 г., 2 — неактивные разломы, 3 — водотоки, 4 — мезозойские породы, 5 — третичные вулканические породы, 6 — четвертичный аллювий, h — вертикальное перемещение, a — ширина открытия трещин, l — сдвиг (в метрах)

Наиболее протяженная трещина обновила разлом Пирс на всем его протяжении — от ранчо Шелл на севере до окрестностей ранчо Купер и Юнайк на юге (27 км). Севернее ранчо Шелл кулисообразно расположенная трещина обновила разлом Тобин на протяжении 7,5 км. Обе трещины далеко не прямые, образуют несколько крупных отклонений и бесчисленное множество мелких зигзагов порядка 15 м. Это — типичные трещины растяжения с четкими уступами, обращенными в сторону долины. Максимальная высота уступа Тобин 3 м, уступа Пирс — до 4,8 м. Трещины, как правило, идут по рыхлым четвертичным отложениям в нескольких метрах от подножья коренных пород. Стенки трещин вертикальны или почти вертикальны и обычно разошлись так, что между ними остается зияющий провал шириной до 3,9 м и глубиной в несколько метров. Иногда вместо открытого зияющего провала вдоль трещины располагается узкий грабен или в опущенном крыле образуется небольшой наклон поверхности в сторону разлома, заметный в полосе шириной в несколько десятков метров. Заборы и овраги

разорваны трещиной в результате расхождения ее краев, но не смещены вдоль простирания ее сместителя, что свидетельствует об отсутствии горизонтальной сдвиговой составляющей смещения. На это же указывают свежие борозды на тектонической глинке, покрывающей зеркала скольжения. Они почти параллельны падению зеркал и отклоняются от этого направления не более чем на 5°. Об отсутствии сдвиговой составляющей свидетельствует и то, что в местах, где трещина резко отклоняется в сторону, ее характер почти не изменяется. Таким образом, при формировании рассматриваемых трещин, хотя



Фиг. 53. Зеркало скольжения разлома Пирс в аллювии. Южная часть долины Плезнт (Page, 1935)

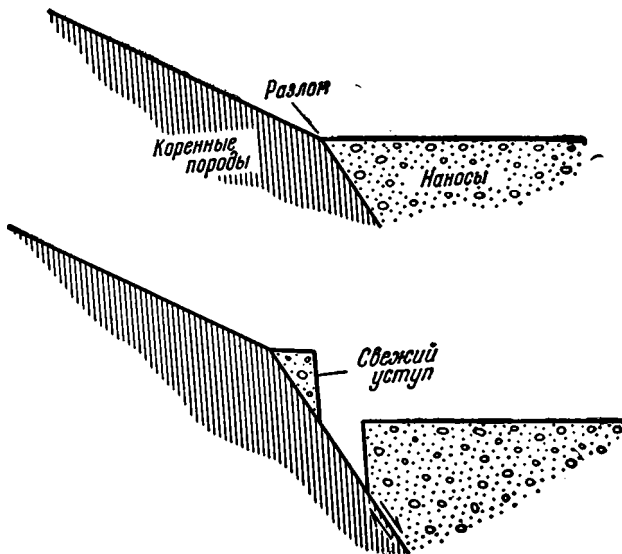
движение помимо вертикальной составляющей имело и горизонтальную составляющую, но она была направлена только перпендикулярно к простиранию сместителя. Это движение образовало открытые трещины с вертикальными стенками только на поверхности и только в тех местах, где трещина вышла на поверхность в рыхлых четвертичных отложениях. В тех немногих случаях, когда удается наблюдать трещину в коренных породах, она всегда идет по плоскости древнего разлома, сравнительно пологой наклоненной на запад, и имеет притертые края. В районе ранчо Пайерс эта плоскость, обнаженная на дне глубокой зияющей трещины, наклонена под углом 54° на запад; в другом месте разлома Пирс зеркало скольжения в доломитах падает на запад под углом 49° . У южного конца долины Плезнт трещина, пересекающая аллювий, вероятно отражает истинный наклон разлома, так как поверхность сместителя покрыта известковыми выделениями и дает четкие зеркала скольжения (фиг. 53). Здесь она падает на запад под углом $75\text{—}81^\circ$ и имеет притертые края.

Кажущееся противоречие между морфологией трещины в коренных породах и в рыхлых наносах объясняется просто. Плоскость сброса сравнительно пологой наклонена в сторону долины и при движении по падению угол ее наклона определяет соотношение между горизонтальной и вертикальной составляющими смещения. Трещина идет по этой плоскости, которая в верхней части соответствует границе коренных пород с рыхлыми наносами. Незадолго до поверхности трещина покидает плоскость разлома и устремляется прямо вверх через рыхлые отложения, так как на этом более коротком пути встречает меньше сопротивления (фиг. 54). В результате на поднятом крыле остается узкая полоска удержавшихся на плоскости сместителя наносов, а трещина выходит на поверхность в виде вертикального уступа, сопровождающегося зияющим провалом (фиг. 55).

Итак, горизонтальные движения при образовании трещин 2 октября 1915 г. в долине Плезнт были растягивающими, ориентированными в широтном направлении, т. е. перпендикулярно к простиранию трещин, но на глубине они проявились не в образовании открытых трещин, а в скольжении по падению наклонной плоскости сместителя. Надо думать, что в отдельных местах, там, где трещина резко меняла свое простирание, в смещениях по ней имела место и сдвиговая составляющая. Однако таких измерений проведено не было.

Очень похожие трещины образовались и во время землетрясений 1954 г. в районе хребта Стиллуотер. Основные трещины здесь появились во время

сильнейших толчков 16 декабря, хотя ряд трещин на юге и западе хребта Стиллиуотер открылся несколько раньше — при землетрясениях 6 июля и 23 августа. Этот ряд трещин развился на протяжении около 40 км. Около гор Рейнбоу и в болоте Стиллиуотер трещины связаны с движением по раз-



Фиг. 54. Соотношение между свежим уступом и поверхностью разлома (Page, 1935)

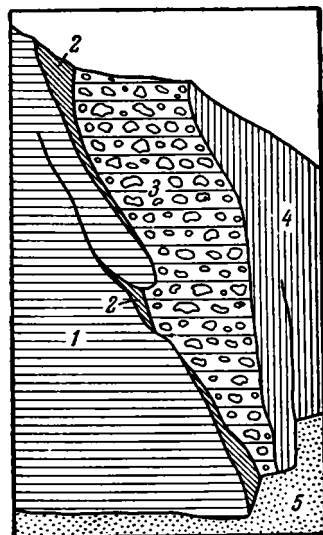
лому Рейнбоу, причем 6 июля трещины вскрыли этот разлом на протяжении 18 км, а 23 августа июльские трещины увеличились и распространились дальше на север. Это в основном трещины растяжения с вертикальными перемещениями, обычно не превышающими 0,5 м, но иногда достигающими 2,5 м (Tocher, 1956).

16 декабря 1954 г. в районе хребта Стиллиуотер произошло два 10-балльных землетрясения — первое в 3 часа 07 мин в районе пика Фэрвью и второе в 3 часа 11 мин на границе хребта Стиллиуотер и долины Дикси; соответственно образовались две системы трещин, обновивших четыре разлома и протянувшихся в общей сложности более чем на 90 км с юга на север (фиг. 56.см. в конверте, в конце книги).

Очаг землетрясения Фэрвью находился на глубине около 15 км, а механизм очага, определенный по первому толчку, сводился к следующему: простираение плоскости разрыва СЗ 349°, угол падения 62° на восток; восточное крыло двигалось относительно западного на ЮВ 155° и вниз под углом около 24° к горизонту. Очаг землетрясения Дикси находился на глубине около 40 км; его механизм не определен (Romney, 1957).

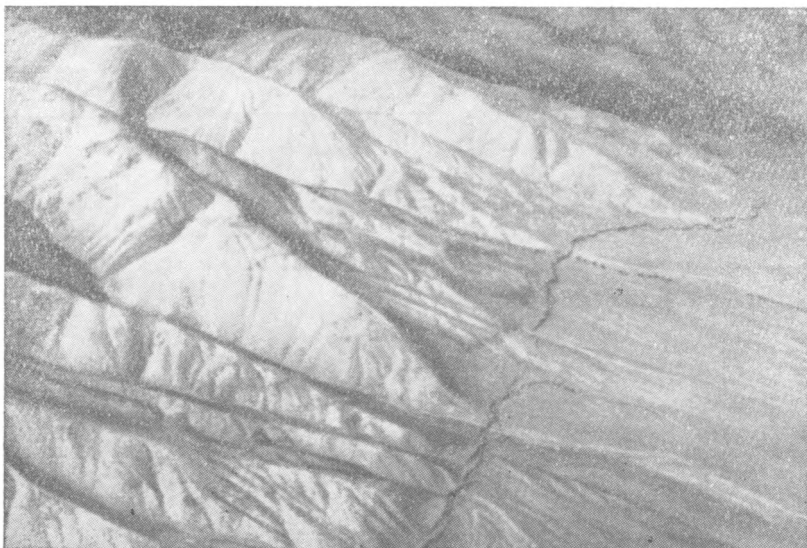
Разломы, по которым 16 декабря 1954 г. произошли подвижки, оконтуривают погружавшиеся в кайнозой долину Дикси и небольшую долинку восточнее пика Фэрвью, отделяя их от воздымавшихся хребтов (фиг. 56, 57).

Долины заполнены мощными отложениями третичного и четвертичного возраста, а в хребтах выходит дотретичный фундамент, покрытый отдельными шапками третичных эффузивов (Slemmons, 1956). Трещины, как и в случае землетрясений в долине Оуэнс и в долине Плезнт, прошли главным образом



Фиг. 55. Разлом Пирс (по Page, 1935). Рисунок по фотоснимку стенки каньона, который был искусственно углублен после движений 1915 г. Виден наклонный сместитель разлома и выходящая на поверхность часть трещины.

1 — коренные породы, 2 — поверхность разлома, 3 — аллювий, 4 — свежий уступ, 5 — дно каньона



Фиг. 58. Сбросовый уступ долины Дикси около каньона IX (см. фиг. 56)
(Stemmons, 1957)

вдоль трещины почти всегда наблюдается проседание грунта). Это проседание иногда проявляется в виде плавного изгиба и наклона поверхности к трещине, но чаще в форме узкого гравитационного грабена, идущего вдоль основания главного уступа (фиг. 59). Трещины, пересекающие внутреннюю часть грабена и ограничивающие грабен с противоположной стороны, нередко располагаются кулисообразно, в виде эшелона (фиг. 60). Нередко по простиранию таких трещин знак перемещения изменяется, и грабен постепенно переходит в систему ступенчатых сбросов. Во многих случаях основная трещина имеет зияющие провалы шириной обычно до 30—60 см. Наклон трещины в рыхлых отложениях очень крутой (70—90°), а в коренных породах он значительно положе — обычно 55—65°, иногда до 75°, в сторону опущенного крыла. При таком положении сместителя образование всех провальных структур, сопровождающих опущенное крыло главной трещины, находит хорошее объяснение, выдвинутое Джильбертом еще в 1890 г. и рассмотренное выше на примере трещины 1915 г. в долине Плезнт. Учитывая формирование гравитационных грабенов, нетрудно понять и интересный факт, отмеченный в долине Дикси: рост обрывов через несколько месяцев после землетрясения на значительную величину (до 1 м) без каких бы то ни было сейсмических толчков.

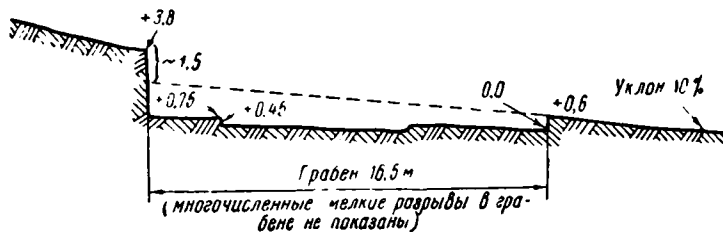
Трещина долины Дикси идет в виде извилистой линии, в общем повторяя изгибы подножья хребта. В местах особенно крупных изгибов она теряет четкость, и смещение рассеивается в широкой зоне, разбитой мелкими трещинами. Встречаются трещины, отходящие от главного разлома и в поднятый и в опущенный блок (как в случае разлома Уайт-Волф).

Во многом напоминает трещину разлома долины Дикси и расположенная южнее трещина разлома Голд-Кинг (фиг. 56). Отличие заключается только в том, что эта трещина имеет меньшую амплитуду и сопровождается опусканием не восточного, а западного крыла. Но это и понятно, так как трещина Голд-Кинг расположена на противоположной (восточной) стороне грабенообразной депрессии долины Дикси.

Значительно отличаются от рассмотренных выше трещин трещины разломов Фэрвью и Вест-Гейт. Главное отличие заключается в том, что по ним,

кроме вертикального и раздвигового движения, произошло значительное сдвиговое перемещение крыльев. Этот горизонтальный сдвиг (правый) наложил отпечаток и на морфологию трещин.

Разлом Фэрвью отделяет горы пика Фэрвью от прилегающей к ним с востока небольшой депрессии (фиг. 56 и 57). На севере он очень близко подходит к разлому Голд-Кинг, но не соединяется с ним, проходя по другой (восточной) стороне небольшой горы Чалк — наиболее узкого места горста, ограниченного этими разломами. В противоположность разлому Голд-Кинг



Фиг. 59. Грабен около каньона IX (см. фиг. 56) (Steinbrugge a. Moran, 1957).

Истинное смещение меньше вертикального уступа и составляет приблизительно 1,5 м. Пунктиром показан предполагаемый начальный уклон, соответствующий уклону восточного крыла

по разлому Фэрвью опущено восточное крыло. Разлом Вест-Гейт ограничивает ту же самую небольшую депрессию между горами Клан-Алпайн и Фэрвью с востока. Соответственно у него опущено западное крыло, а отмеченная небольшая депрессия является грабеном, ограниченным разломами Фэрвью и Вест-Гейт. В северном направлении, там, где у горы Чалк разлом Фэрвью сменяется разломом Голд-Кинг, этот грабен превращается в ступенчатый сброс, ограничивающий с востока огромную депрессию долины Дикси. Таким образом, разломы Фэрвью и Вест-Гейт связаны со сравнительно небольшой структурой, осложняющей борт более крупной структуры долины Дикси. Поэтому, вероятно, не случайно очаг землетрясения Фэрвью находился значительно ближе к поверхности (15 км), чем очаг землетрясения Дикси (40 км).

Трещины разлома Фэрвью в подавляющем большинстве являются трещинами растяжения со значительными вертикальными и сдвиговыми перемещениями. Сместитель в коренных породах наклонен на восток под углом 55—75°, а в рыхлых отложениях дает почти вертикальный уступ, который, как и в рассмотренных выше случаях, сопровождается зияющими провалами, гравитационными грабенами и другими явлениями проседания, значительно увеличивающими высоту уступа по сравнению с истинным перемещением. Величина вертикального перемещения обычно колеблется в пределах 1—2 м, но в некоторых случаях увеличивается до 3 и даже до 3,6 м. Высота же уступа («кажущееся перемещение») местами достигает 6 и даже 7 м. Сдвиг обычно превышает величину вертикального перемещения и нередко достигает 2—3 м, а в отдельных местах 3,6 и даже 4,2 м. Сдвиг везде правый, т. е. западное крыло двигалось относительно восточного на север. В связи со сдвигом вдоль главной трещины развиваются опоясывающие, идущие в северо-восточном направлении; эшелоны северо-восточных трещин развиваются в гравитационных грабенах; в некоторых местах единая трещина замещается по простиранию зоной эшелонированных трещин-кулис северо-восточного простирания, что особенно хорошо видно в северной части разлома между горами Чалк и Фэрвью и т. д. Короче говоря, появляются все те признаки, которые так характерны для рассмотренных выше трещин-сдвигов.



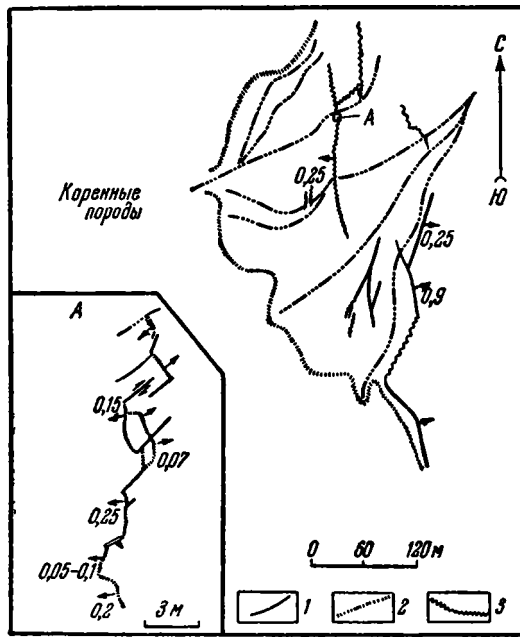
Фиг. 60. Грабен в каньоне Аламеда, около северного конца долины Дикси (см. фиг. 56) (Slemmons, 1957). Эшелонированная система трещин не только рассекает внутреннюю часть грабена, но и ограничивает его

Во многих местах на трещинах появляются даже характерные хребтики сдвливания или «кротовые ходы», вполне закономерно чередующиеся с трещинами растяжения (фиг. 61 и 62). Эти трещины в нескольких местах подробно изучал Е. Р. Ларсон (Larson, 1957). В них чередуются «хребтики» и открытые трещины. Хребтики сдвливания выступают над поверхностью на 7—25 см, имеют ширину от 60 см до 3 м и располагаются эшелонами. Некоторые из них — горстоподобные поднятия, ограниченные флексурами, а иногда даже надвинутые на соседние участки. Простираются хребтиков на разных участках различное, но в общем северо-западное (в среднем СЗ 330—340°). Трещины более многочисленны, чем хребтики сдвливания. Их длина — от нескольких сантиметров до сотен метров. Большинство из них открытые с зиянием 30—60 см. Их простираются в основном северо-восточное (в среднем около СВ 45°). Е. Р. Ларсон считает, что эти закономерные системы, несомненно связанные с правым сдвигом по разлому Фэрвью, можно считать, согласно схеме Дж. Муди и М. Хилла (1960), сдвигами третьего порядка, а сам разлом Фэрвью — сдвигом второго порядка, вызванным общим меридиональным сжатием всего региона. Однако он отмечает, что хотя изучение мелких форм дает напряженное местное поле, но возможности такого изучения ограничены, и гораздо лучшие результаты получаются при изучении крупных структур.

Трещины разлома Вест-Гейт похожи на трещины Фэрвью. Они тоже имеют и вертикальное, и сдвиговое, и раздвиговое смещение, но опущено по ним западное крыло, а амплитуды перемещения невелики (фиг. 56).

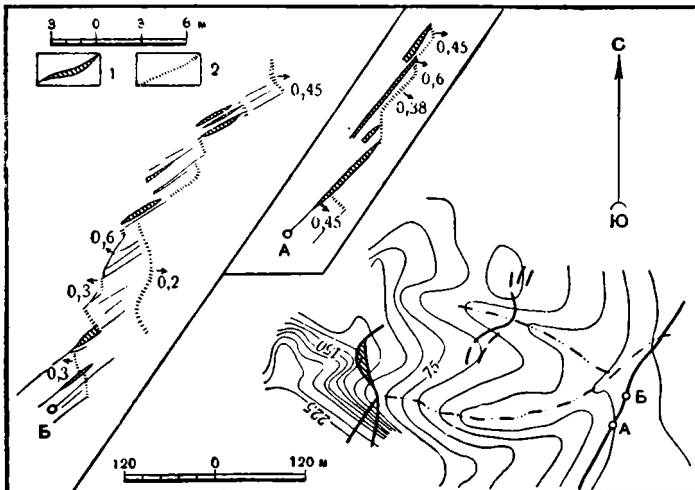
Общий характер движений при землетрясениях 16 декабря 1954 г., выявленный в результате изучения трещин, хорошо согласуется с материалами сейсмических и геодезических исследований. К сожалению, этими методами подробно изучено только землетрясение пика Фэрвью, которое, вероятно, менее типично для провинции Бассейнов и Хребтов, чем землетрясение долины Дикси.

На механизме очага землетрясения Фэрвью мы останавливались выше. Он свидетельствует о значительной роли горизонтальной составляющей движения при землетрясении. Такие же данные получены и при повторных нивелировках и триангуляциях (фиг. 63 и 64). Согласно данным этих изме-



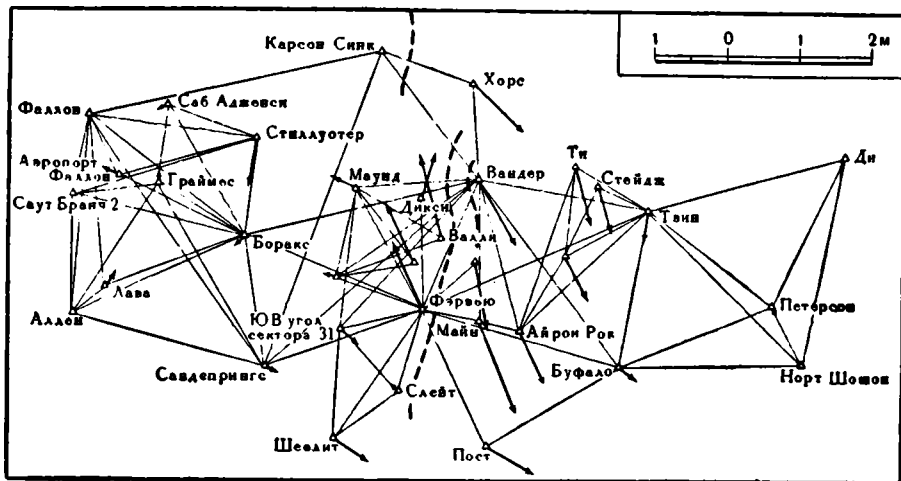
Фиг. 61. Строение трещин на участке 1 (см. фиг. 56, разлом Фэрвью) (Larson, 1957). Цифры указывают амплитуды вертикальных перемещений (в метрах), стрелки — опущенное крыло

1 — открытые трещины, 2 — хребтики сдвигания, 3 — системы трещин



Фиг. 62. Строение трещин на участке 2 (см. фиг. 56, разлом Фэрвью) (Larson, 1957). Цифры указывают амплитуды вертикальных перемещений (в метрах)

1 — трещины, 2 — хребтики сдвигания. Опущенное крыло указано стрелками



Фиг. 63. Триангуляция в окрестностях долины Дикси. Горизонтальное перемещение между съемками 1954 и 1955 гг. (Whitten, 1957). Пунктиром показаны разломы

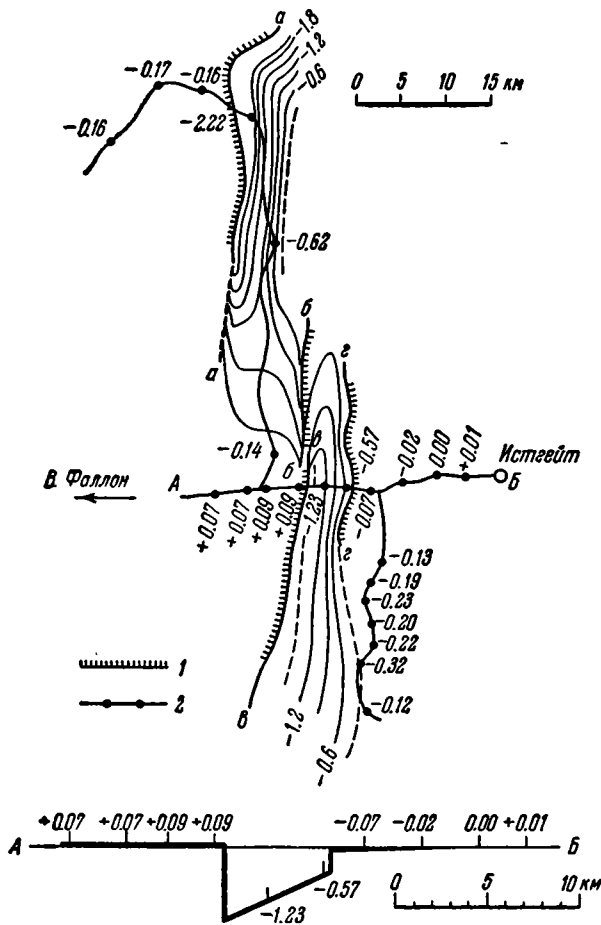
рений, при землетрясении в основном произошло погружение долин, хотя имело место и некоторое воздымание хребтов. При сдвиговом смещении по разлому Фэрвью двинулись и западный и восточный блоки, причем каждый из них сместился примерно на одну и ту же величину (около 1 м), но в противоположные стороны: западный — на северо-северо-запад, восточный — на юго-юго-восток (Whitten, 1957).

Раздвиговая природа движений по сбросам

Нарушения, возникшие при землетрясениях в долинах Оуэнс, Дикси и Плезнт, во многом напоминают друг друга. Для этих землетрясений характерны не очень прямые, но четкие и протяженные трещины, по которым произошли и вертикальные и горизонтальные подвижки. Горизонтальные движения в основном направлены перпендикулярно к простиранию трещин так, что разделенные ими блоки несколько отодвинулись друг от друга. Там, где трещина на отдельных участках резко меняла направление, горизонтальное движение оказывалось направленным косо, а не перпендикулярно к ее простиранию, и имело сдвиговую составляющую (например, в каньоне Кайот в южной части долины Дикси). Разумеется, что отклонения трещины в разные стороны должны были дать сдвиги противоположных знаков. Вероятно этим и объясняется кажущееся противоречие между разными определениями сдвиговой составляющей движения по трещинам долины Оуэнс. По-видимому, правый сдвиг по отклоняющимся к северо-западу трещинам холмов Алабама вполне может гармонировать с левым сдвигом по отклоняющимся к северо-востоку трещинам около Лон-Пайн и с раздвигом на большей части в общем субмеридиональных трещин. Однако сообщенных на печати фактов недостаточно, чтобы говорить об этом с уверенностью. По отдельным разломам рассматриваемого типа сдвиговые смещения происходят на всем их протяжении (например, по разлому Фэрвью) и характеризуются несколько иным направлением горизонтальных движений. Однако и в этом случае раздвиговая составляющая играет весьма существенную роль, а сдвиг, возможно, определяется местными особенностями структуры.

На глубине при раздвиговых движениях перемещение происходит по падению нормальных сбросов. У поверхности это же горизонтальное движение или проявляется в чистом виде, в форме расхождения стенок крутых

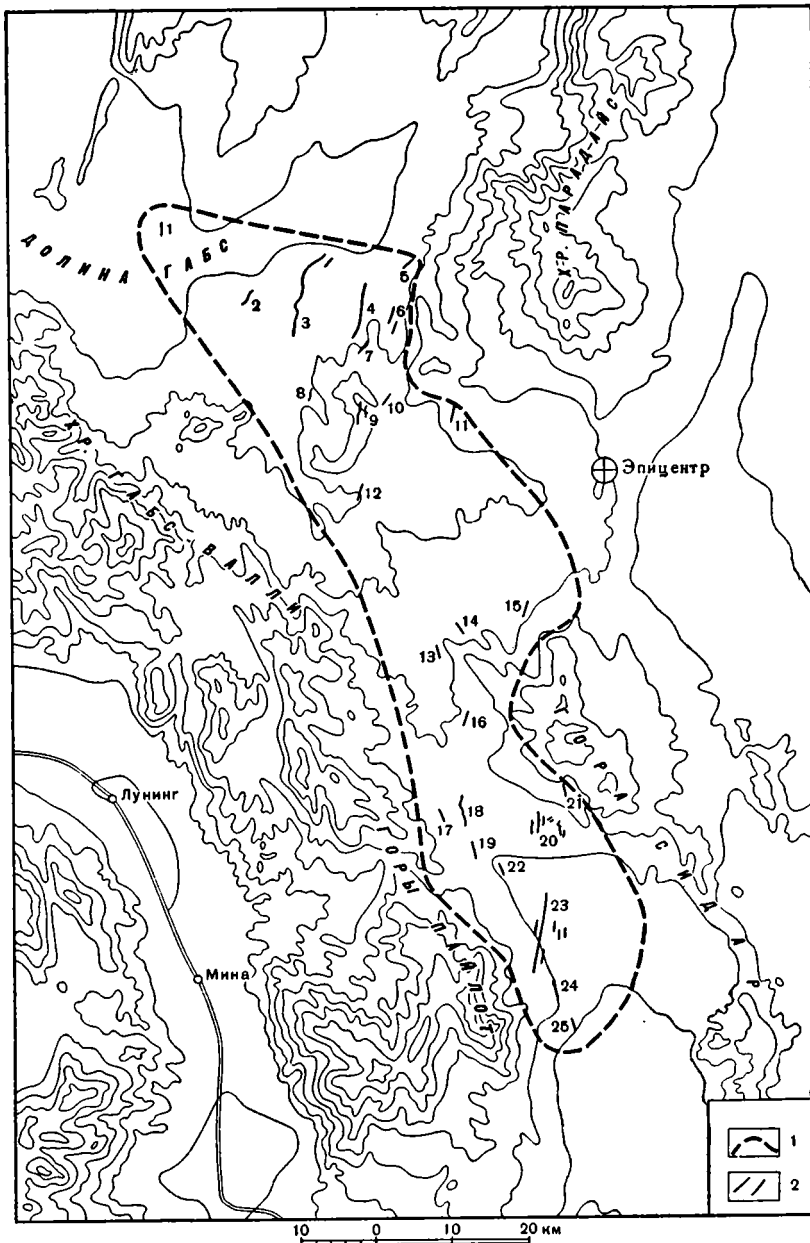
трещин, или трансформируется в вертикальные движения по системам трещин, ограничивающих гравитационные грабены и другие структуры проседания. Такие приразломные структуры проседания, или желоба, по свидетельству Д. Б. Слеммонса (Slammons, 1957) весьма характерны для всей провинции Бассейнов и Хребтов, хотя и не упоминаются в геоморфологических описаниях этого региона. Это свидетельствует о том, что для провинции Бассейнов и Хребтов вообще характерны раздвиговые движения субширотной ориентировки.



Фиг. 64. Вертикальные движения в долине Дикси по данным повторной нивелировки по Уиттену (Whitten, 1957) с некоторыми изменениями. Изменения высотных отметок в метрах. Штрихи на линиях разломов обращены в сторону поднятого крыла.

1 — разломы, 2 — нивелирный ход; а-а — разлом долины Дикси, б-б — разлом Голд Кинг, в-в — разлом Фэrvью, г-г — разлом Вест Гейт

При некоторых землетрясениях (Оуэнс, Дикси) движения по разломам произошли в обоих бортах долин так, что долина погрузилась относительно окружающих ее хребтов. И на обеих сторонах долины трещины имели признаки явных раздвигов. Такая картина наводит на мысль о сходстве проседания всей долины с проседанием приразломных зон, которое определяется трансформацией горизонтальных растягивающих движений в вертикальные. Если это справедливо, то рельеф и развитие провинции Бассейнов и Хребтов определяются субширотными растягивающими движениями, которые логично связать с правым сдвигом по широкому поясу,

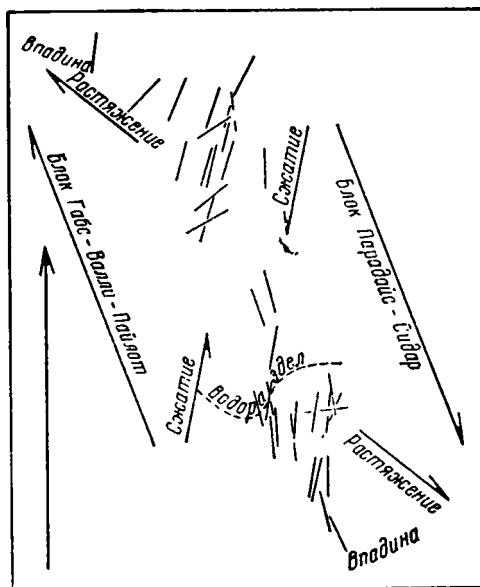


Фиг. 65. Расположение трещин в районе гор Сидар (Gianella a. Callaghan, 1934).
 1 — граница области развития трещин, 2 — наиболее крупные трещины и группы трещин

состоящему из эшелона субмеридиональных хребтов и вытянутому в северо-западном направлении от плато Колорадо до Каскадных и Береговых хребтов Орегона.

Небольшой моделью такого широкого пояса сдвига, состоящего из эшелона параллельно расположенных грабен и горстов, может быть система трещин, возникшая в районе гор Сидар (Невада) при землетрясении 20 декабря 1932 г. Горы Сидар расположены примерно в 130 км к югу от хребтов Стиллуотер и Клан-Альпайн восточнее города Мина. Они находятся на знаменитой северо-западной линии Уолкер-Лейн (Walker Lane) (Mayo, Locke

а. Billingsly, 1940; Gianella a. Callaghan, 1934), которая, по мнению некоторых геологов, является сдвиговой зоной, играющей важную роль в структуре региона. Трещины, образовавшиеся при землетрясении 1932 г., располагаются в широкой долине или депрессии, ограниченной с северо-востока горами Парадайс и Сидар, с юго-запада горами Габс Валли и Пайлот (фиг. 65). Эта депрессия вытянута в северо-западном направлении и разделена пологим водоразделом так, что ее северная половина имеет сток на север, а южная — на юг. В отличие от других депрессий провинции Бассейнов

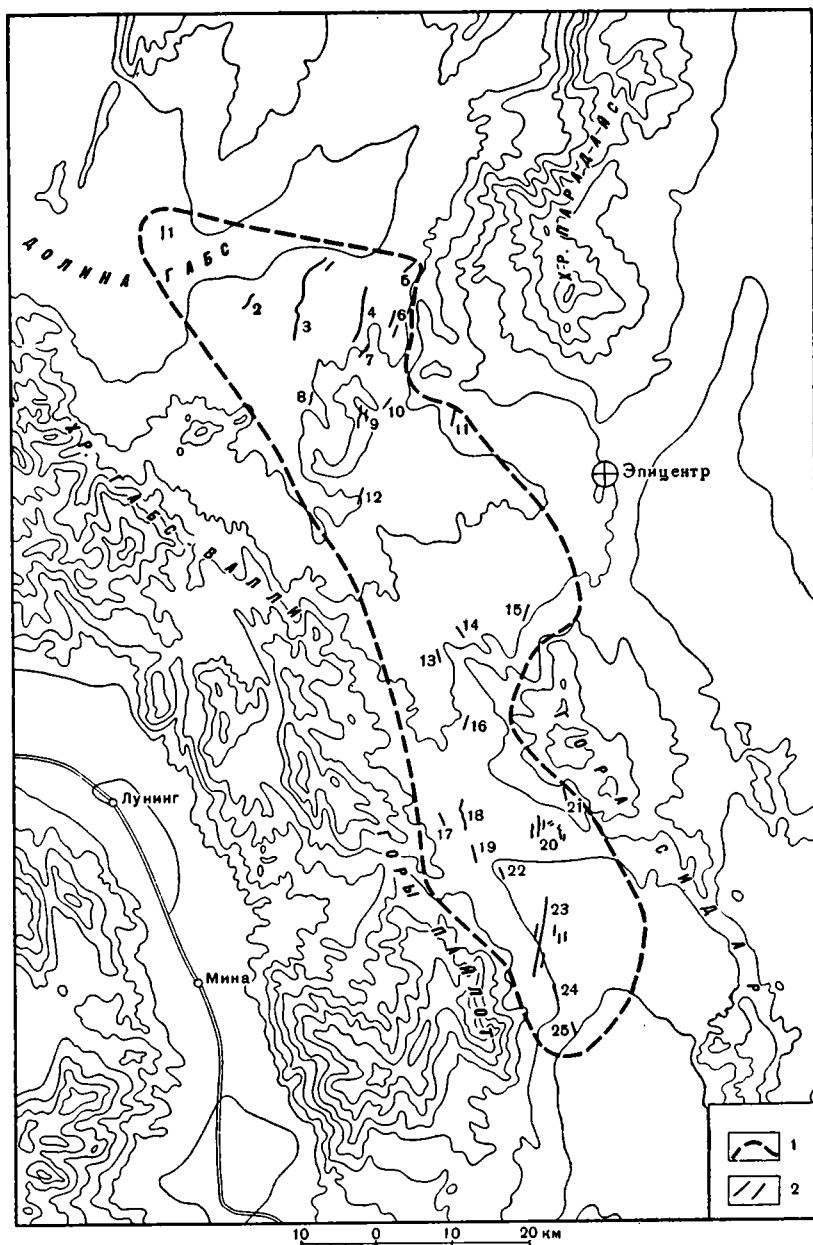


Фиг. 66. Схема, показывающая средние простирания большинства закартированных трещин, их положение по отношению к рельефу и к возможному распределению напряжений, которые могли вызвать образование этих трещин (Gianella a. Callaghan, 1934). За направление сжатия принято среднее простирание большинства трещин (СВ 11°). Силы, вызывающие сжатие, можно представить как движение на юг блока хребта Парадайс—гор Сидар по отношению к западному блоку

§

и Хребтов она покрыта лишь маломощным чехлом четвертичных отложений, из-под которого нередко выходят на поверхность коренные кайнозойские породы, слагающие эту депрессию. На ограничивающих депрессию горах выходят на поверхность породы дотретичного фундамента, в некоторых местах перекрытые шапками третичных вулканических пород.

Трещины, образовавшиеся 20 декабря 1932 г., располагаются в поясе шириной от 6,5 до 14,5 км и длиной 60 км. В этом поясе отдельные простые трещины группируются в системы трещин или сложные трещины, каждая из которых имеет сравнительно небольшую протяженность — от сотен метров до 6,5 км и ширину от нескольких сантиметров до 120 м. Изучавшие их В. П. Джинелла и Е. Каллагхан (Gianella a. Callaghan, 1934) исследовали 60 таких сложных трещин, хотя на самом деле их, вероятно, еще больше. Они установили, что все трещины располагаются вполне закономерно и имеют вполне определенное, каждый раз повторяющееся строение. Рассматриваемые трещины — первичные, т. е. вызваны действительным движением соседних масс пород по разломам, а не поверхностными нарушениями аллювия. Нередко они появляются на поверхности скальных пород и затухают

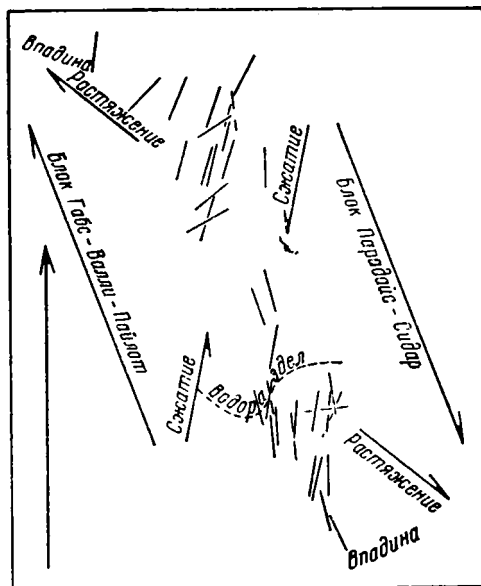


Фиг. 65. Расположение трещин в районе гор Сидар (Gianella a. Callaghan, 1934).
 1 — граница области развития трещин, 2 — наиболее крупные трещины и группы трещин

состоящему из эшелона субмеридиональных хребтов и вытянутому в северо-западном направлении от плато Колорадо до Каскадных и Береговых хребтов Орегона.

Небольшой моделью такого широкого пояса сдвига, состоящего из эшелона параллельно расположенных грабен и горстов, может быть система трещин, возникшая в районе гор Сидар (Невада) при землетрясении 20 декабря 1932 г. Горы Сидар расположены примерно в 130 км к югу от хребтов Стиллуотер и Клан-Альпайн восточнее города Мина. Они находятся на знаменитой северо-западной линии Уолкер-Лейн (Walker Lane) (Mayo, Locke

а. Billingsly, 1940; Gianella a. Callaghan, 1934), которая, по мнению некоторых геологов, является сдвиговой зоной, играющей важную роль в структуре региона. Трещины, образовавшиеся при землетрясении 1932 г., располагаются в широкой долине или депрессии, ограниченной с северо-востока горами Парадайс и Сидар, с юго-запада горами Габс Валли и Пайлот (фиг. 65). Эта депрессия вытянута в северо-западном направлении и разделена пологим водоразделом так, что ее северная половина имеет сток на север, а южная — на юг. В отличие от других депрессий провинции Бассейнов

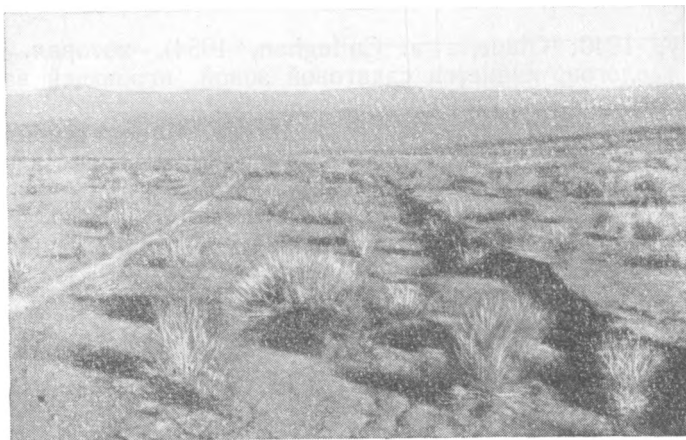


Фиг. 66. Схема, показывающая средние простирания большинства закартированных трещин, их положение по отношению к рельефу и к возможному распределению напряжений, которые могли вызвать образование этих трещин (Gianella a. Callaghan, 1934). За направление сжатия принято среднее простирание большинства трещин (СВ 11°). Силы, вызывающие сжатие, можно представить как движение на юг блока хребта Парадайс—гор Сидар по отношению к западному блоку

§

и Хребтов она покрыта лишь маломощным чехлом четвертичных отложений, из-под которого нередко выходят на поверхность коренные кайнозойские породы, слагающие эту депрессию. На ограничивающих депрессию горах выходят на поверхность породы до третичного фундамента, в некоторых местах перекрытые шапками третичных вулканических пород.

Трещины, образовавшиеся 20 декабря 1932 г., располагаются в поясе шириной от 6,5 до 14,5 км и длиной 60 км. В этом поясе отдельные простые трещины группируются в системы трещин или сложные трещины, каждая из которых имеет сравнительно небольшую протяженность — от сотен метров до 6,5 км и ширину от нескольких сантиметров до 120 м. Изучавшие их В. П. Джинелла и Е. Каллагхан (Gianella a. Callaghan, 1934) исследовали 60 таких сложных трещин, хотя на самом деле их, вероятно, еще больше. Они установили, что все трещины располагаются вполне закономерно и имеют вполне определенное, каждый раз повторяющееся строение. Рассматриваемые трещины — первичные, т. е. вызваны действительным движением соседних масс пород по разломам, а не поверхностными нарушениями аллювия. Нередко они появляются на поверхности скальных пород и затухают

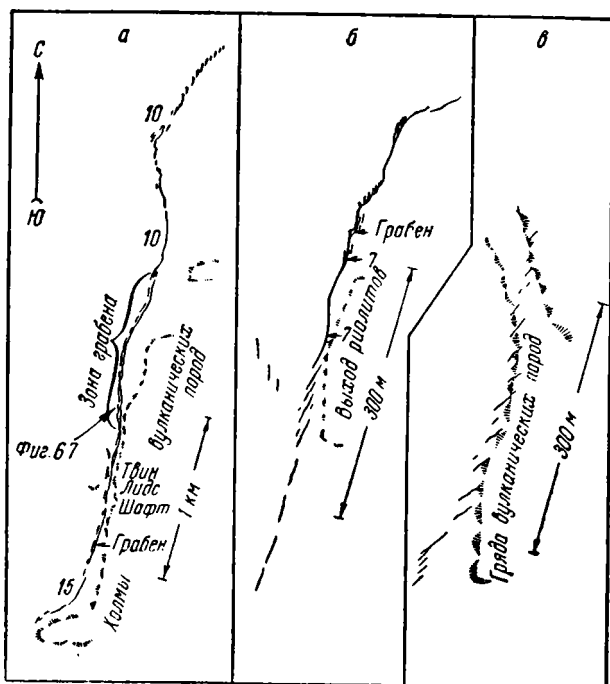


Фиг. 67. Трещина 4 (см. фиг. 65 и 68), вид на север (Gianella a. Callaghan, 1934). Полоса между двумя трещинами опустилась. Ширина грабена 4 м. По правой (восточной) трещине вертикальное перемещение достигает 20 см, по левой — 6 см

в аллювии. По своей природе они должны быть отнесены к местным трещинам, развившимся по многочисленным небольшим разломам в зоне нарушения, причем из всего множества разломов в этой зоне обновились те, которые имели ориентировку, наиболее подходящую для смещения в создавшемся перед землетрясением напряженном состоянии земной коры. Подавляющее количество трещин имеет субмеридиональное простирание в пределах от 0° до СВ 28° со средним простиранием СВ 11° . Некоторые трещины имеют другую ориентировку: 16 небольших и крупных трещин простираются на северо-запад в пределах от СЗ 335° до СЗ 355° со средним простиранием СЗ 349° , девять небольших трещин имеют резко северо-восточное простирание от СВ 45° до СВ 83° со средним простиранием СВ 61° . Однако, несмотря на значительные различия в ориентировке трещин, все они располагаются в виде эшелона, отклоняясь к северо-востоку от общего простирания нарушенного пояса (СЗ 339°); это хорошо видно на карте трещин (фиг. 65) и схеме, показывающей их простирание (фиг. 66).

Морфология трещин, как правило, указывает на то, что они являются трещинами растяжения, сопровождающегося сдвигом. Обычно они проявляются в виде длинного ряда небольших кулисообразно расположенных зияющих трещин. Нередко нарушение представлено двумя или несколькими параллельными трещинами, между которыми грунт просел в виде грабена (фиг. 67). Очень часто нарушение идет в виде единой четкой трещины, сопровождающейся небольшими оперяющимися зияющими трещинами, расположенными под углом от 5 до 40° к главной трещине. Во всех случаях, когда общее простирание трещины северо-западное, меридиональное или северо-северо-восточное, оперяющие и кулисообразно расположенные трещинки отклоняются направо (приобретают более северо-восточное простирание) от общего простирания трещины, что свидетельствует о правом сдвиге (фиг. 68 и 69). Когда же общее северо-восточное простирание трещины превышает СВ 35° , наблюдается обратная картина, свидетельствующая о левом сдвиге (см., например, северную часть трещины 4, отдельные участки трещин 9 и 23; см. фиг. 68 и 69). Обычно трещины — не совершенно прямые линии: они отклоняются на отдельных отрезках то вправо, то влево, в связи с чем закономерно изменяется их морфология. В некоторых случаях трещины имеют сигмоидальную форму (например, трещина 4, фиг. 68), и отклоняющиеся от общего простирания концы трещины тоже отличаются по морфологии от ее центральной

части. Обычно грабены, зияющие провалы и другие наиболее яркие признаки растяжения развиваются на отрезках, имеющих простирание, близкое к меридиональному, а наиболее четкие проявления сдвига — на отрезках, отклоняющихся от этого направления (фиг. 68, 69). В некоторых местах на отдельных отрезках трещин появляются небольшие хребтики выдавливания (фиг. 70), которые сочетаются с трещинами растяжения точно так же, как в зигзагообразных сдвигах, образовавшихся при Гоби-Алтайском землетрясении.



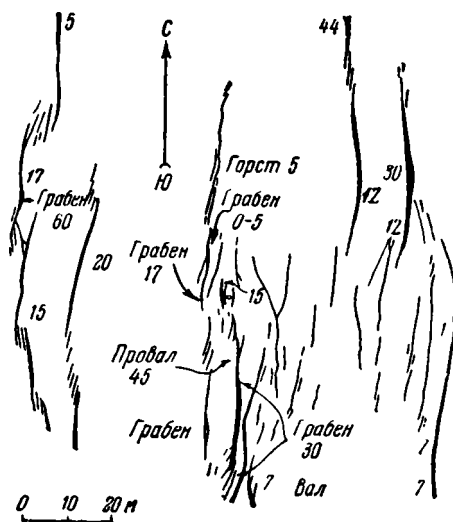
Фиг. 68. Несколько типичных трещин, образовавшихся при землетрясении гор Сидар (Giannela a. Callaghan, 1934). Видна характерная структура трещин, положение их по отношению к рельефу местности и к выходам коренных пород; показаны замеренные величины вертикальных перемещений (в сантиметрах; цифры расположены на опущенном крыле). Номера трещин соответствуют номерам на фиг. 65.

а — трещина 4; в зоне северного грабена опускание на восточном крыле 20 см, на западном крыле 6 см; б — трещина 9; ширина грабена 90 см, глубина — 15 см; цифры вдоль трещин 4 и 9 — величины опускания (в сантиметрах); в — трещина 10

На участке сочетания трещин растяжения и хребтиков выдавливания сдвиговая составляющая движения по трещинам проявляется особенно ярко. По этим сочетаниям замерены сдвиги в трещинах 18, 20 и 23. Во всех случаях обнаружен правый сдвиг. Максимальная замеренная величина смещения 85 см.

Эшелонированное расположение трещин, образовавшихся 20 декабря 1932 г. в районе гор Сидар, и закономерности их строения привели изучавших их геологов к выводу, что причиной возникновения этих дислокаций явились горизонтальные напряжения, охватившие весь пояс развития трещин. Эти напряжения (сжатие в субмеридиональном и растяжение в субширотном направлении) изображены на фиг. 66 и могли быть вызваны сдвиговым перекосом всей долины, расположенной между блоками Парадайс — Сидар на северо-востоке и Габбс-Валли-Пайлот на юго-западе, при относительном движении северо-восточного блока на юго-восток. Такая схема тек-

тонических движений хорошо увязывается с характером движений при всех рассмотренных выше землетрясениях в Калифорнии и Неваде и с геологическими данными о роли и характере сдвигов в развитии этой области. Рисунок расположения трещин растяжения, образовавшихся 20 декабря 1932 г., очень напоминает рисунок расположения хребтов и долин в провинции Бассейнов и Хребтов. Это сходство будет еще большим, если учесть, что по



Фиг. 69. Деталь строения системы трещин 23 (см. фиг. 65), которая в этом месте является грабеном (Giannela a. Callaghan, 1934). Простираение грабена—меридиональное. Трещины справа и слева ограничивают грабен, вверх и вниз продолжают за пределы схемы. Видны прерывистые трещины, зоны эшелонированных трещин, грабены, смена направления вертикального перемещения по простираению трещины (цифры расположены на опущенном крыле).

Цифры — глубина опускания в сантиметрах

трещинам 20 декабря 1932 г. произошли не только горизонтальные, но и вертикальные перемещения крыльев. Поднятыми оказались то западные, то восточные крылья — в зависимости от того, в какую сторону был обращен склон, рассеченный трещиной: поднятым, как правило, было нагорное крыло, опущенным — крыло, обращенное к долине. Таким образом, пониженные участки еще больше погрузились по отношению к грядам холмов, т. е. вертикальные перемещения 20 декабря как бы наследовали более ранние тектонические движения, обусловившие некоторые детали рельефа местности. В то же время геологические данные свидетельствуют о длительном пологом сводовом воздымании всего пояса развития трещин. Поднимается тот пологий водораздел, который делит рассматриваемую долину на две части — северную и южную. Особенно интенсивные движения происходили к северу от водораздела, где современные долины врезаются в древнечетвертичную выравненную поверхность на глубину несколько сотен футов. Ось сводового поднятия ориентирована, по-видимому, в субширотном направлении, т. е. перпендикулярно к тем разломам, по которым произошли раздвиги и погружения небольших долин. В течение четвертичного периода сводовое поднятие, вызванное субмеридиональным сжатием, и погружение небольших долин по раздвигам, вызванным субширотным растяжением, развивались одновременно. Такая же картина характерна и для всей провинции Бассейнов и Хребтов, в которой длительное погружение мери-



Фиг. 70. Открытая трещина и хребтик выдавливания в трещине 18 (см. фиг. 65) (Gianella a. Callaghan, 1934).

Простирание открытой трещины СВ 18° , хребтик подходит к ней под прямым углом. Сочетание этих трещин указывает на движение восточного (правого) крыла на юг по отношению к западному крылу

диональных депрессий, вероятно, связано с субширотным растяжением области, а общее воздымание хребтов — с пологим сводовым поднятием, вызванным субмеридиональным сжатием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше было показано, что при движении по разлому во время землетрясения во всех случаях проявляются вполне определенные закономерности в распределении различных морфологических типов нарушений на протяжении разлома. Эти закономерности определяются характером движения разделенных разломом блоков и могут иметь методическое значение для изучения механизма движения блоков земной коры по разломам.

Основные факты, установленные при изучении многих катастрофических землетрясений, следующие:

1) относительное перемещение крыльев разлома на большом протяжении имеет одно и то же направление;

2) в перемещениях по разломам видную роль играют горизонтальные составляющие; они наиболее постоянны и по величине и по направлению; в случае сдвигов они по величине превышают вертикальные составляющие во много раз, в случае надвигов — в несколько раз; в случае сбросов и раздвигов горизонтальная компонента перемещения по величине или оказывается меньше или примерно соответствует вертикальной компоненте (при этом следует учитывать, что в сбросах, взбросах и надвигах горизонтальные перемещения на значительных участках трансформируются в вертикальные, вызывая погружение грабенов и замкнутых впадин или воздымание тектонических клиньев).

В свете этих фактов становятся понятными причины возникновения тех закономерностей в распределении различных морфологических типов нарушений, о которых говорилось выше. Суть этих закономерностей сводится к у п о р я д о ч е н н о м у размещению разнотипных структур, образующихся при движении по разлому. При землетрясениях одновременно возникают на протяжении одного и того же разлома такие, казалось бы, взаимоисключающие формы нарушений, как сдвиги, надвиги и раздвиги, или надвиги, правые сдвиги и левые сдвиги и т. д. Каждая из этих форм возникает в строго определенных местах — на отрезках разлома, имеющих определенную

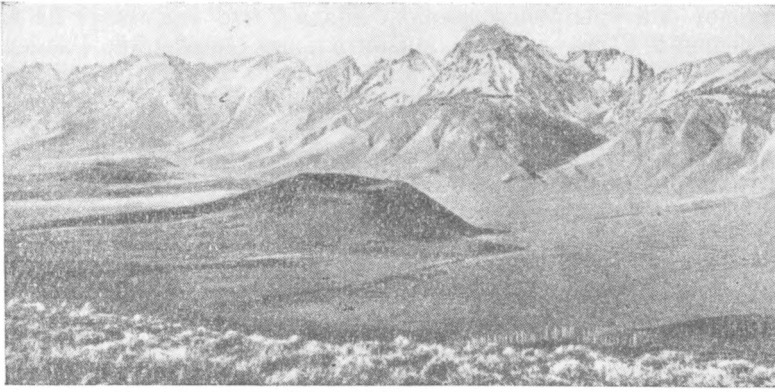
ориентировку по отношению к вектору горизонтального перемещения крыльев. Так при левых сдвигах (например, в трещинах Гоби-Алтайского землетрясения) отклонение трещины влево от общего направления разлома порождает зияющие провалы, грабены и замкнутые впадины, а вправо — надвиги, взбросы и поднятия тектонических клиньев. При правых сдвигах (например, в трещинах Сан-Францисского землетрясения) наблюдается прямо противоположная картина. При надвигах (Арвин-Техачапское землетрясение) структуры сжатия при отклонении плоскости сместителя вправо переходят в правый сдвиг, а влево — в левый сдвиг, причем в трещинах, особенно сильно отклонившихся от основного направления разлома, возникают даже структуры растяжения. При раздвиге и сбросах (например, землетрясения долины Дикси и долины Оуэнс) отклонение трещины вправо порождает левый сдвиг, а влево — правый. Очевидно, что во всех этих случаях изменение морфологии разлома от участка к участку обязано своим происхождением горизонтальной составляющей перемещения блоков. Наиболее четко горизонтальная составляющая проявляется в сдвигах и, соответственно, именно в сдвигах наиболее резко изменяется морфология трещин в зависимости от изменения их простиранья.

Формы проявления разных типов горизонтального движения разнообразны, многие из них несомненно должны хорошо сохраняться в геологической летописи, поэтому по закономерному взаиморасположению таких форм можно сравнительно легко и однозначно фиксировать горизонтальные движения. В то же время отмеченные выше закономерности проливают некоторый свет на ряд вопросов, связанных с механизмом формирования некоторых характерных тектонических структур. Это прежде всего вопросы о замкнутых впадинах, о свободном пространстве и вулканизме, об окончании тектонических структур, о складках с вертикальными или круглыми шарнирами, об эшелонированном размещении тектонических структур.

1. **О замкнутых впадинах.** На примере структур, образовавшихся при Гоби-Алтайском землетрясении, мы показали, что на нескольких отрезках глубинной трещины, отклоняющихся влево от ее основного направления, возникли структуры растяжения. Они проявились на поверхности в виде просевших замкнутых впадин. Некоторые впадины были очень длинными и узкими (например, Бахарский грабен), другие — более изометричными, ромбовидными (например, впадина около горы Дулан Богдо). Во всех случаях впадины возникали лишь на ограниченном отрезке разлома и исчезали там, где разлом вновь приобретал свое обычное направление. Подобные впадины сопровождают и разлом Сан-Андреас. Многие из них были обновлены движениями 18 апреля 1906 г., некоторые (небольшие) возникли вновь. Однако большинство впадин значительного размера несомненно развивалось длительное время.

Тот факт, что замкнутые впадины, образовавшиеся на глубинных разломах при Сан-Францисском и Гоби-Алтайском землетрясениях, являются следствием сдвиговых подвижек по этим разломам, нам представляется несомненным. Они всегда располагаются на тех участках, которые при сдвиге испытывали растяжение, и возникают в результате проседания растянутого участка, т. е. в результате преобразования горизонтальных движений в вертикальные. Размеры таких впадин невелики, измеряются метрами, сотнями метров, иногда несколькими километрами. Они имеют характерную коробчатую форму, охвачены разломами или со всех сторон, или с двух сторон, иногда только с одной стороны. Нередко наиболее погруженные участки располагаются вдоль разломов по краям впадины, а плоское дно впадины погружено меньше. Часто дно впадины не только погружается, но и приобретает наклон; иногда оно разбито второстепенными трещинами на многочисленные блоки.

Во многих случаях просевшие при землетрясениях участки в общих чер-



Фиг. 73. Позднеплейстоценовый туфовый конус, расположенный на пересечении разломов. Вид на юго-запад. Рэд Маунтин, около Биг-Пайн. На заднем плане — Сьерра-Невада (Мауо, 1941).

ваются, изменяют направление или кулисообразно подставляются другими разломами. Многие впадины почти со всех сторон охвачены разломами, которые, несомненно, определяют конфигурацию впадин и придают им угловатые очертания, причем эти разломы ориентированы не беспорядочно, а группируются в определенные системы. Внутри впадин и за их пределами для некоторых разломов установлена сдвиговая природа.

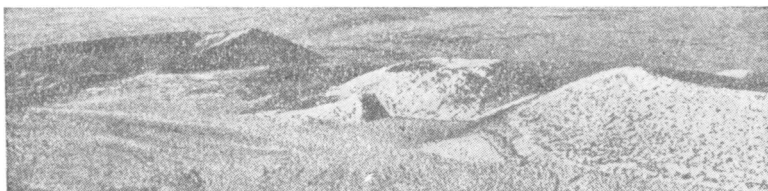
Наконец, если учесть наличие сдвигов на Кавказе, в Закавказье и в Копет-Даге, то очень может быть, что такое же объяснение получит и Южно-Каспийская впадина.

2. О свободном пространстве и вулканизме. На некоторых участках трещин-сдвигов, образовавшихся при Гоби-Алтайском землетрясении, появилось свободное пространство. Появились совершенно закономерно и неизбежно возникающие при сдвиге пустые трубки и щели, уходящие на большую глубину. Освободившееся пространство трубок компенсировалось также закономерно возникающими при сдвиге участками сжатия и уплотнения пород. Свободные трубки образовались на таких же участках растяжения, что и замкнутые впадины, в большинстве случаев при более резком повороте плоскости сместителя. Открытые щели возникли в зоне разлома также там, где она проявилась в виде серии кулисообразно расположенных трещин.

Такие же явления наблюдались при Сан-Францисском и других землетрясениях. При многих землетрясениях там, где трещина пересекала водонасыщенные грунты, из открытых щелей извергалась вода или плавун. Эти извержения происходили со сравнительно небольшой глубины и сопровождали не только региональную, но и местные и даже поверхностные трещины. Причиной извержений, вероятно, были очень противоречивые напряжения в зоне сдвига, которые выравнивались путем выдавливания и внедрения подвижных масс в ослабленные зоны и зияющие щели.

Для ослабленных зон и уходящих на глубину трубок характерно, что они либо располагаются в местах ответвления от основной трещины второстепенных трещин, либо периодически появляются вдоль трещины и насажены на нее, как бусы на нить. Замечательно, что такое расположение характерно и для некоторых настоящих вулканов. Так, на разломах восточного фронта Сьерры-Невады (Калифорния) точно так же располагаются центры извержения четвертичных базальтов (фиг. 73 и 74). По этим разломам многими геологами установлены не только вертикальные, но и горизонтальные перемещения, хотя первые преобладают. Характерно также, что не только отдельные базальтовые трубки, но и сами лавовые поля распола-

гаются вдоль фронта Сьерры-Невады в тех местах, где разломы испытывают много резких поворотов, отклоняются от обычного направления, где появляются разломы иных направлений (Мауо, 1941), т. е. в местах, в которых при горизонтальных движениях должны были возникнуть наиболее разнообразные и противоречивые напряжения. На отрезках с прямыми и четкими разломами вулканы отсутствуют (фиг. 75). Характерно также, что наиболее крупным вулканическим областям этого района соответствуют глубокие (до 6000 м) замкнутые впадины, со всех сторон охваченные крутыми разломами и заполненные вулканогенно-осадочными толщами (например, впадины Моно и Лонг-Валли), что установлено Пейкайзером и другими (Pakiser a. Kane, 1956; Pakiser a. oth., 1958; Pakiser, 1960) по геофизическим данным¹.

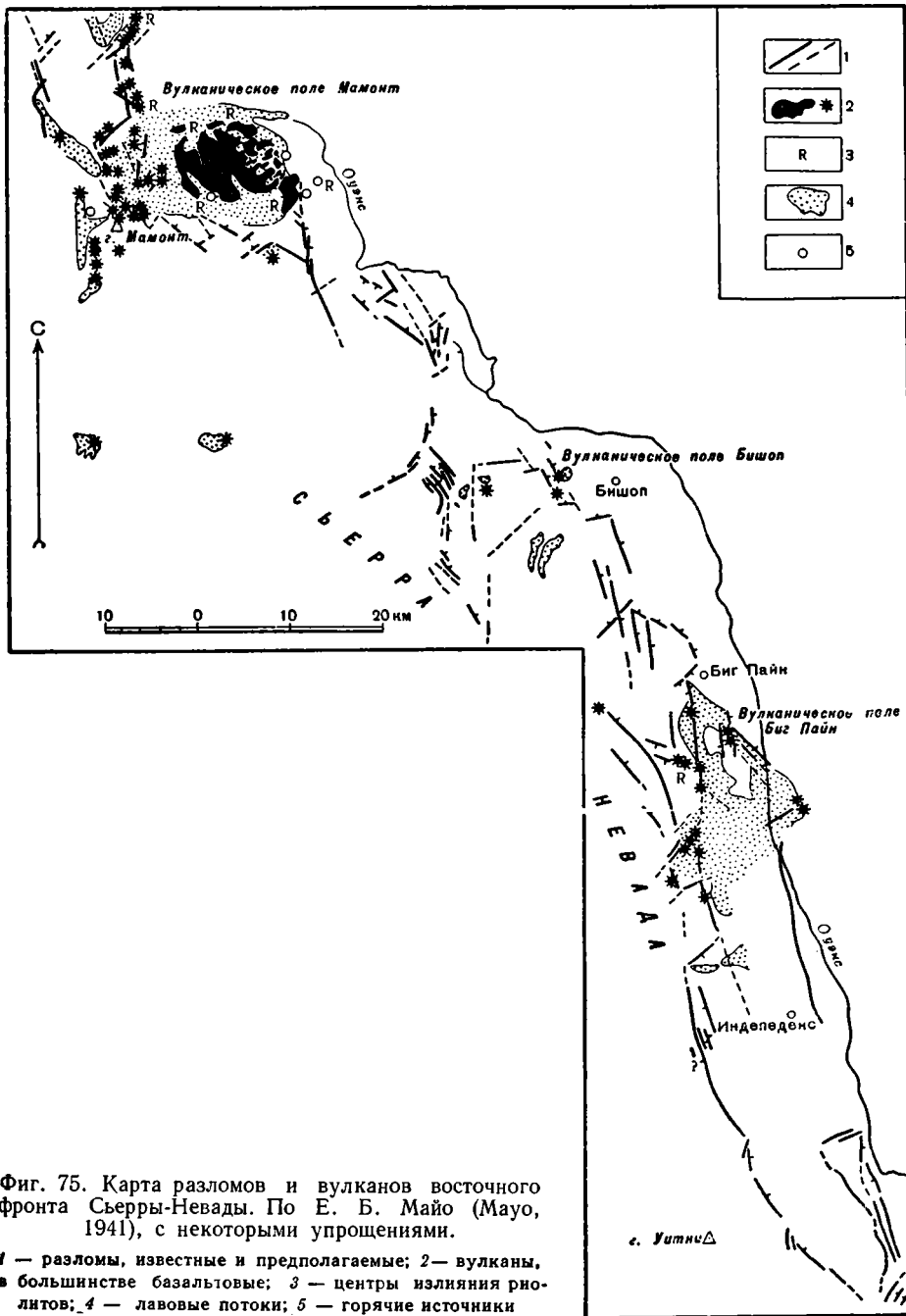


Фиг. 74. Позднеплейстоценовые туфовые конусы, расположенные вдоль северо-восточного разлома. Вид на восток. Район ручья Гудейл Крик у основания Сьерры-Невады. Разлом проходит у основания туфовых конусов (Мауо, 1941)

Такие закономерности в размещении зияющих трубок, грязевых вулканов и вулканов наводят на мысль, что эти явления отражают один и тот же процесс и что их, как и замкнутые впадины, необходимо особенно тщательно изучать при анализе горизонтальных движений по разломам.

3. Об окончании тектонических структур. На примерах многих трещин, образовавшихся при различных землетрясениях, было показано, что их морфология сильно изменяется на отдельных участках трещины. Единые трещины с постоянными морфологическими признаками прослеживаются лишь на ограниченных участках. На следующем участке нарушения проявляются в другой форме, характерной тоже только для ограниченного участка. Каждому участку с определенной морфологией соответствует отрезок, имеющий более или менее постоянное для данного района простираение. В связи с этим при сдвиге трещины одного морфологического типа даже в зоне крупного нарушения имеют ограниченную протяженность и в то же время располагаются почти параллельно друг другу, образуя систему эшелонированных структур. Очень часто окончания надвигов и раздвигов бывают очень резкими и как бы срезаются косо подходящими к ним сдвигами (фиг. 76, а). Однако это «срезание» — не действительное, а кажущееся. В других случаях надвиги и раздвиги быстро, но постепенно затухают на концах, располагаются кулисообразно и не сопровождаются разделяющими их сдвигами (фиг. 76, б). Таким образом, при сдвигах очень часто возникают серии весьма сходных по морфологии, параллельных друг другу, но ограниченных по протяженности структур. Часто они разделены небольшими разломами с явными признаками сдвигов (фиг. 76, а). При изучении подобных структур более или менее древнего возраста у некоторых геологов возникает, казалось бы вполне естественное, желание рассматривать их как единую длинную структуру, разбитую серией более молодых сдвигов. Рассматривая явление с этой точки зрения, по «смещению» отдель-

¹ Выводы Пейкайзера (Pakiser, 1960) о значительных левых сдвигах по разломам долины Оуэнс, о выдавливании вулканических масс из-под долины к центрам излияния и некоторые другие нам представляются недостаточно обоснованными (что признает и сам автор).



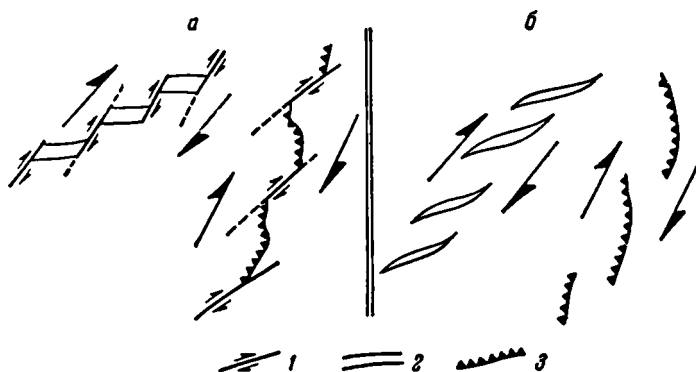
Фиг. 75. Карта разломов и вулканов восточного фронта Сьерры-Невады. По Е. Б. Майо (Маю, 1941), с некоторыми упрощениями.

1 — разломы, известные и предполагаемые; 2 — вулканы, в большинстве базальтовые; 3 — центры излияния риолитов; 4 — лавовые потоки; 5 — горячие источники

ных участков такой структуры удается определить и «амплитуды» сдвигов. В результате получаются ошибочные и прямо противоположные действительности выводы о движениях по сдвигам.

Выше мы упоминали, что в результате сдвига на определенных участках зон разломов возникают длительно развивающиеся замкнутые впадины и воздымающиеся клинья. По границам таких клиньев и впадин во многих случаях произошли подвижки и при землетрясениях. Они занимают такое же

положение по отношению к движению крыльев разлома, как и отдельные участки сжатия и растяжения на более мелких трещинах. Замкнутые впадины фиксируются в геологической истории определенным набором фаций и синклинальной коробчатой структурой. По-видимому, фациальный состав, мощность и структура соседних замкнутых впадин, развивающихся вдоль сдвига, будут мало отличаться друг от друга, а изучающий их геолог может легко впасть в ошибку, объединив несколько замкнутых впадин в единую фациальную зону и допустив, что эта зона была разбита и смещена



Фиг. 76. Эшелонированное расположение трещин, возникающее при сдвиге.

a — с резкими ограничениями, *b* — с быстрым, но постепенным выклиниванием; 1 — сдвиги, 2 — раздвиги или грабены, 3 — надвиги или другие структуры сжатия

более молодыми сдвигами. Особенно опасно определять амплитуду сдвига по «смещению» фациальных зон, когда эти зоны не продолжают далеко в стороны от изучаемого разлома, а целиком приурочены к его окрестностям. Еще более опасно использовать для этих целей фациальные зоны в эффузивных образованиях, так как само положение вулканических полей может быть непосредственно связано с движениями по сдвигу. Аналогично обстоит дело с антиклиналями (особенно с асимметричными) и надвигами, возникающими на участках сжатия и воздымания тектонических клиньев.

Таким образом, закономерности, обнаруженные при изучении современных землетрясений, заставляют очень осторожно подходить к доказательству амплитуды перемещения по сдвигам на основании «смещения» фациальных зон и некоторых характерных структур. При применении этих методов необходимо особенно строго относиться к доказательству того, что структуры и фациальные зоны, пересеченные сдвигом, образовались раньше его возникновения.

В то же время выявленные закономерности позволяют по-новому подойти к анализу структур, развивающихся в зоне сдвига. Анализируя сочетания разных, но разновозрастных структурных комплексов и вскрывая закономерности этих сочетаний, можно по структурному рисунку установить наличие и характер горизонтальных движений, происходивших во время формирования рассматриваемых структур. При таком анализе необходимо особенно тщательно изучать места искривления разломов, участки, в которых структуры одного морфологического типа заканчиваются и сменяются структурами другого типа. Например, закономерное чередование сдвигов, надвигов и раздвигов в зависимости от отклонения разлома вправо и влево, несомненно, свидетельствует о горизонтальном движении по этому разлому. Принципы изучения горизонтальных движений при помощи анализа структур, формирующихся в процессе этих движений, изложены выше, в статье

коллектива авторов (см. статью Буртмана, Лукьянова, Пейве и Руженцева в этой книге).

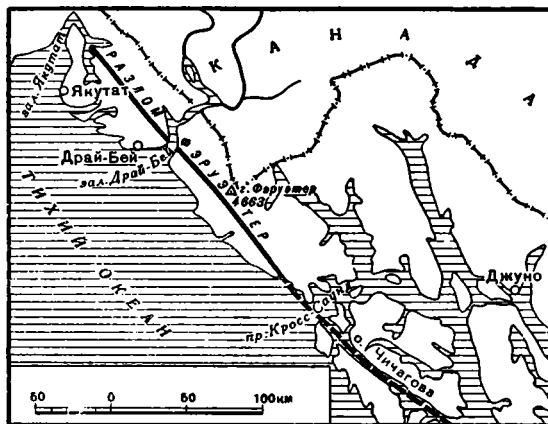
4. О складках с вертикальными или крутыми шарнирами. При движениях по рассмотренным выше сдвигам (особенно при Гоби-Алтайском и Сан-Францисском землетрясениях) во многих местах установлено, что перемещение крыльев не полностью реализовалось смещением по плоскости разлома, но частично вызывало плавный изгиб приразломной полосы около вертикального шарнира. Этот изгиб фиксировался по искривлению заборов, дорог, промоин и других объектов, пересеченных разломом. Изгиб при единичном землетрясении невелик. Но так как он со временем может увеличиваться и такая изгибающаяся зона может пересекать круто наклоненные слои, в них неизбежно возникнут складки с крутыми шарнирами. Такие складки широко распространены в геосинклинальных областях. Они имеют очень характерную форму и принципиально отличаются от синклиналей и антиклиналей тем, что порождены горизонтальными сдвиговыми движениями, в то время как последние возникают в результате вертикальных движений или горизонтального сжатия, перпендикулярного к оси складки. А. В. Пейве (1960) считает складки с вертикальными шарнирами характерным элементом складчатости сдвига. Иногда такие складки описываются под названием сигмoids, но, к сожалению, до сих пор большинство геологов не выделяет их в особую группу, а описывает, как синклинали и антиклинали. Нам представляется, что для этой группы складок целесообразно ввести морфологический термин, созвучный общеупотребительным терминам синклиналь и антиклиналь. Таким термином может быть, например, аксоноклиналь от $\alpha\lambda\omega\nu$ (аксон) — шарнир, ось и $\kappa\lambda\iota\nu\omega$ (клино) — наклоняю, т. е. складки с наклонным шарниром.

5. Об эшелонированном размещении тектонических структур. Во всех случаях, когда при катастрофических землетрясениях возникали трещины, сопровождавшиеся сдвигом, появлялись участки с эшелонированным расположением трещин. Такие участки обычно появлялись в тех местах, где сдвигание крыльев осуществлялось не по единой четкой трещине, а распределялось в более или менее широкой зоне. В ней трещины располагались кулисообразно, косо к общему простиранию зоны. Эти трещины, как правило, зияющие и составляют угол от 15—20 до 50—60° с общим направлением зоны. В большинстве случаев величина этого угла приближается к 30—35°. Ориентировка трещин-кулис и оперяющих трещин вполне определенная, и по ней можно легко установить направление смещения крыльев. Нередко трещины имеют S-образную форму, причем их центральная часть ориентирована под более крутым углом к простиранию зоны, чем концы. Трещины сжатия размещаются тоже эшелонированно, но появляются значительно реже, имеют менее правильную ориентировку и отклоняются от общего простирания зоны в сторону, противоположную направлению зияющих трещин. Нередко сжатие проявляется просто в некотором вспучивании всей зоны нарушений, расчлененной зияющими кулисообразно расположенными трещинами.

При землетрясении в районе горы Сидар (Невада) система эшелонированных трещин проявилась в гораздо более крупном масштабе по сравнению с другими землетрясениями. Здесь кулисообразно расположенные трещины растяжения имели большую длину и занимали пояс шириной около 10 км и длиной 60 км. Все закономерности размещения и строения трещин-кулис в этом поясе остались теми же, что и в зонах меньших размеров. Характерным отличием было только то, что в районе горы Сидар трещины-кулисы в большинстве случаев явно обновляли более древние разломы, наследуя более ранние движения по ним. Таким образом, в крупной структуре повторились закономерности строения мелких структур.

Эти же закономерности повторяются и в еще более крупном масштабе. Вся провинция Бассейнов и Хребтов вместе с Каскадными горами и Берего-

выми хребтами Орегона и Вашингтона представляет собой пояс длиной около 1500 км и шириной около 500 км с кулисообразно расположенными субмеридиональными хребтами и разделяющими их впадинами. Хребты и впадины разделены нормальными сбросами, которые развивались в течение длительного времени (весь кайнозой) в одном и том же направлении, вызывая погружение впадин и воздымание хребтов. Этот



Фиг. 77. Положение разлома Фэрзуэтер, по которому произошло перемещение при землетрясении 10 июля 1959 г. Аляска

процесс не закончился и сейчас, о чем свидетельствуют землетрясения в долинах Плезнт, Дикси и др. Нарушения, возникшие при этих землетрясениях, явно свидетельствуют о горизонтальных растягивающих напряжениях, ориентированных в субширотном направлении. Таким образом, вся эта зона в целом весьма напоминает очень широкую зону правого сдвига. Вдоль юго-западной границы этой зоны некоторые авторы предполагают наличие зоны крупного правого сдвига Уолкер Лейн (Mayo a. oth., 1940; Gianella, Callaghan, 1934 и др.). Наличие крупных правых сдвигов в Береговых хребтах Калифорнии не вызывает сомнения у подавляющего большинства американских геологов. Наличие молодых сдвиговых нарушений вдоль северо-восточного края пояса пока остается проблематичным. Однако 6,5-метровый правый сдвиг по разлому Фэрзуэтер (фиг. 77), произошедший при землетрясении 10 июля 1958 г. на Аляске (Tocher, Miller, 1959; Tocher, 1960), может косвенно указывать на наличие молодых правых сдвигов и вдоль северо-восточного края пояса. Об этом же свидетельствуют данные о правых сдвигах по зоне Льюиса и Кларка (Кинг, 1961). Все это вместе с постоянным погружением в провинции Бассейнов и Хребтов субмеридиональных долин на фоне общего воздымания региона и с развитием интенсивного кайнозойского вулканизма делает рассматриваемый район очень характерной структурой, весьма напоминающей грандиозную зону правого сдвига, развивающегося в условиях субмеридионального сжатия.

Характер движений по разломам при землетрясениях последних 100 лет на территории Калифорнии и Невады указывает на постоянство ориентировки главных тектонических напряжений на этой огромной площади. Характер движений и морфология нарушений закономерно изменяются в зависимости от ориентировки разломов, по которым происходили подвижки при землетрясениях. Так, по разломам, имеющим северо-западное простирание, произошли правые сдвиги, например по разлому Сан-Андреас (Сан-Францисское землетрясение, землетрясение долины Импириал и др.), по

разлому Хэйвард (Хэйвардское землетрясение 1868 г.). Такой же характер имели подвижки по разлому Фэруэтер при землетрясении 10 июля 1958 г. на Аляске. По северо-восточному разлому у основания г. Бэр при Арвин-Техачапском землетрясении произошли надвиговые движения с элементами левого сдвига. По разломам, имеющим субмеридиональную ориентировку, произошли раздвиговые движения и сбросы (землетрясение долины Оуэнс, долины Плезнт, долины Дикси, района гор Сидар и т. д.). В каждом случае мы сталкиваемся с такими нарушениями, которые объясняются напряжениями, сжимающими в субмеридиональном направлении и растягивающими в субширотном. Если при этом учесть, что подвижки при землетрясениях во всех случаях соответствовали более древним движениям по ожившим разломам и что за последние 100 лет ожили лишь немногие из разломов, образующих чрезвычайно характерную и закономерно построенную сеть разломов этой области, то станет очевидным, что постоянная ориентировка напряжений сохранялась и проявлялась в движениях по разломам в этой огромной области на протяжении длительного времени, по крайней мере в течение всего кайнозоя, а возможно, и значительно дольше. Несомненно также, что именно движения, вызванные этими напряжениями, обусловили современную структуру района, отличающуюся весьма разнообразным набором тектонических форм.

Это еще раз показывает ведущее значение горизонтальных напряжений в развитии земной коры и в формировании различных тектонических структур.

ЛИТЕРАТУРА

- А про д о в В. А. Сейсмотектонические наблюдения в районе Северохангайского землетрясения 1905 г. (МНР).— Бюлл. Сов. по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.
- Б а л д а н С., Б о б р о в В. А., М а р и н о в Н. А. Землетрясение 4 декабря 1957 г. в Гобийском Алтае, Монгольская Народная Республика.— Сов. геол., 1958, № 11.
- В а с и л ь е в В. Г. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- В в е д е н с к а я А. В., Б а л а к и н а Л. М. Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии.— Бюлл. Сов. по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.
- В о з н е с е н с к и й А. В. О результатах поездки по Монголии для исследования землетрясения.— Труды Троицкосавско-Кяхтин. отд. Русск. геогр. об-ва, 1909, 9, вып. 1.
- В о з н е с е н с к и й А. В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии.— Материалы отд. физ. геогр. Геогр. об-ва СССР, 1962, вып. 1.
- Карта области землетрясений 9 и 23 июля нового стиля 1905 г. по съемкам А. В. Вознесенского и В. Ч. Дорогостайского с дополнениями по съемке экспедиции В. Л. Попова, М-6 1 : 420 000. СПб., 1914.
- К н и г Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- М а р и н о в Н. А. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- М у д и Дж., Х и л л М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Н е й б у р г М. Ф. Предварительный отчет о командировке в Северо-Западную Монголию в 1924 г.— Труды Геолог. и минер. музея АН СССР, 1926, 5, вып. 6.
- П е й в е А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Межд. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- С о л о н е н к о В. П. Активизация сейсмической деятельности в Центральной Азии.— Вестн. АН СССР, 1959₁, № 6.
- С о л о н е н к о В. П. Землетрясение в Гобийском Алтае 4 декабря 1957 года.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959₂, № 7.
- С о л о н е н к о В. П., Т р е с к о в А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, 1960.
- С о л о н е н к о В. П., Т р е с к о в А. А., Ф л о р е н с о в Н. А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г., сейсмогеологический очерк. М., Гостеолтехиздат, 1960.
- С о л о н е н к о В. П., Т р е с к о в А. А., Ф л о р е н с о в Н. А. Катастрофические землетрясения в Монголо-Байкальской сейсмической зоне в 1957 г. и сейсмодислокации, связанные с ними.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.

- Флоренсов Н. А. Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае.— Природа, 1958, № 7.
- Штейнбругг К. В., Морган Д. В. Инженерный анализ последствий землетрясений 1952 г. в Южной Калифорнии. Перев. с англ. В. А. Быховского. М., Госстройиздат, 1957.
- Allen Cl. R.¹ The San Andreas fault. Its significance in California's past and future.— Eng. a. Sci., 1957, 20, N 8.
- Allen Cl. R.² San Andreas fault zone San Gorgonio Pass, Southern California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, N 3.
- Berkey Ch. P., Morris Fr. K. Geology of Mongolia. Central Asiatic Expedition, New York, 1927.
- Buwalda J. P., Amand P. S. Geological effects of the Arvin-Tehachapi earthquake.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Clarence A. H. Displaced Miocene molluscan provinces along the San Andreas fault, California.— Univ. California Publ. Geol. Sci., 1960, 34, N 6.
- Crowell J. C. Probable large lateral displacement on San Gabriel fault, Southern California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1952, 36, N 10.
- Crowell J. C. The San Andreas fault in Southern California.— In: Report of the 21-st Session International Geological Congress. Pt. 18. Copenhagen, 1960.
- Dibblee T. W. Geology of the southeastern margin of the San Joaquin Valley, California.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Earthquake Investigation Commission. The California earthquake of April 18, 1906.— In: Report of the State Earthquake Investigation Commission. Washington, 1908—1910.
- Gianella V. P., Callaghan E. The earthquake of December 20, 1932 at Cedar Mountain, Nevada, and its bearing on the genesis of Basin Range structure.— J. Geol., 1934, 42, N 1.
- Gianella V. P. Faulting and the Nevada earthquakes of 1915, 1932 and 1954.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 12, pt. 2.
- Gilbert G. K. A theory of the earthquakes of the Great Basin with a practical application.— Amer. J. Sci., 3-rd ser., 1884, 29.
- Gutenberg B. The first motion in longitudinal and transverse waves of the main shock and the direction of slip.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64, N 4.
- Hobbs W. H. The earthquake of 1872 in the Owens Valley, California.— Gerl. Beitr. Geophysik, 1910, 10.
- Jones J. C. The Pleasant Valley, Nevada, earthquake of October 2, 1915.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1915, 5.
- Kupfer D. H. a. oth. Arvin-Techachapi earthquake damage along the Southern Pacific railroad near Bealville, California.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Larson E. R. Minor fractures of the Fairview Peak earthquake scarp, Nevada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 12, pt. 2.
- Larson E. R. Minor features of the Fairview fault, Nevada.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1957, 47, N 4.
- Mayo E. B. Deformation in the interval Mt. Lyell—Mt. Whitney, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, 52, N 7.
- Mayo E., Locke A., Billingsly P. Sierra Nevada tectonic pattern.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, 51.
- Oldham R. D. Report on the great earthquake of 12-th June 1897.— Geol. Surv. India, Mem., 1899, N 29.
- Oldham R. D. The geological interpretation of the earth-movements associated with the Californian earthquake of April 18-th 1906.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1909, 65 pt. 1, N 257.
- Page B. M. Basin-Range faulting of 1915 in Pleasant Valley, Nevada.— J. Geol., 1935, 43, N 7.
- Pakiser L. C. Transcurrent faulting and volcanism in Owens Valley, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, N 2.
- Pakiser L. C., Kane M. F. Gravity study of the structural geology of Owens and Long Valley, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, 67, N 12, pt. 2.
- Pakiser L. C. a. oth. Geophysical investigation of Mono Basin, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, N 12, pt. 2.
- Quennell A. M. Tectonics of the Dead Sea Rift.— In: Resumenes de los trabajos presentados. Mexico. (Intern. Geol. Congress, 20 Session).
- Quennell A. M. The Structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, 114, N 1.

разлому Хэйвард (Хэйвардское землетрясение 1868 г.). Такой же характер имели подвижки по разлому Фэруэтер при землетрясении 10 июля 1958 г. на Аляске. По северо-восточному разлому у основания г. Бэр при Арвин-Техачапском землетрясении произошли надвиговые движения с элементами левого сдвига. По разломам, имеющим субмеридиональную ориентировку, произошли раздвиговые движения и сбросы (землетрясение долины Оуэнс, долины Плезнт, долины Дикси, района гор Сидар и т. д.). В каждом случае мы сталкиваемся с такими нарушениями, которые объясняются напряжениями, сжимающими в субмеридиональном направлении и растягивающими в субширотном. Если при этом учесть, что подвижки при землетрясениях во всех случаях соответствовали более древним движениям по ожившим разломам и что за последние 100 лет ожили лишь немногие из разломов, образующих чрезвычайно характерную и закономерно построенную сеть разломов этой области, то станет очевидным, что постоянная ориентировка напряжений сохранялась и проявлялась в движениях по разломам в этой огромной области на протяжении длительного времени, по крайней мере в течение всего кайнозоя, а возможно, и значительно дольше. Несомненно также, что именно движения, вызванные этими напряжениями, обусловили современную структуру района, отличающуюся весьма разнообразным набором тектонических форм.

Это еще раз показывает ведущее значение горизонтальных напряжений в развитии земной коры и в формировании различных тектонических структур.

ЛИТЕРАТУРА

- А про д о в В. А. Сейсмотектонические наблюдения в районе Северохангайского землетрясения 1905 г. (МНР).— Бюлл. Сов. по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.
- Б а л д а н С., Б о б р о в В. А., М а р и н о в Н. А. Землетрясение 4 декабря 1957 г. в Гобийском Алтае, Монгольская Народная Республика.— Сов. геол., 1958, № 11.
- В а с и л ь е в В. Г. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- В в е д е н с к а я А. В., Б а л а к и н а Л. М. Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии.— Бюлл. Сов. по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.
- В о з н е с е н с к и й А. В. О результатах поездки по Монголии для исследования землетрясения.— Труды Троицкосавско-Кяхтин. отд. Русск. геогр. об-ва, 1909, 9, вып. 1.
- В о з н е с е н с к и й А. В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии.— Материалы отд. физ. геогр. Геогр. об-ва СССР, 1962, вып. 1.
- Карта области землетрясений 9 и 23 июля нового стиля 1905 г. по съемкам А. В. Вознесенского и В. Ч. Дорогостайского с дополнениями по съемке экспедиции В. Л. Попова, М-б 1 : 420 000. СПб., 1914.
- К н и г Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- М а р и н о в Н. А. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- М у д и Дж., Х и л л М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Н е й б у р г М. Ф. Предварительный отчет о командировке в Северо-Западную Монголию в 1924 г.— Труды Геолог. и минер. музея АН СССР, 1926, 5, вып. 6.
- П е й в е А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Межд. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- С о л о н е н к о В. П. Активизация сейсмической деятельности в Центральной Азии.— Вестн. АН СССР, 1959, № 6.
- С о л о н е н к о В. П. Землетрясение в Гобийском Алтае 4 декабря 1957 года.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
- С о л о н е н к о В. П., Т р е с к о в А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, 1960.
- С о л о н е н к о В. П., Т р е с к о в А. А., Ф л о р е н с о в Н. А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г., сейсмогеологический очерк. М., Гостеолтехиздат, 1960.
- С о л о н е н к о В. П., Т р е с к о в А. А., Ф л о р е н с о в Н. А. Катастрофические землетрясения в Монголо-Байкальской сейсмической зоне в 1957 г. и сейсмодислокации, связанные с ними.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.

- Флоренсов Н. А. Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае.— Природа, 1958, № 7.
- Штейнбругге К. В., Морган Д. В. Инженерный анализ последствий землетрясений 1952 г. в Южной Калифорнии. Перев. с англ. В. А. Быховского. М., Госстройиздат, 1957.
- Allen Cl. R.₁ The San Andreas fault. Its significance in California's past and future.— Eng. a. Sci., 1957, 20, N 8.
- Allen Cl. R.₂ San Andreas fault zone San Gorgonio Pass, Southern California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, N 3.
- Berkey Ch. P., Morris Fr. K. Geology of Mongolia. Central Asiatic Expedition, New York, 1927.
- Buwalda J. P., Amand P. S. Geological effects of the Arvin-Tehachapi earthquake.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Clarence A. H. Displaced Miocene molluscan provinces along the San Andreas fault, California.— Univ. California Publ. Geol. Sci., 1960, 34, N 6.
- Crowell J. C. Probable large lateral displacement on San Gabriel fault, Southern California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1952, 36, N 10.
- Crowell J. C. The San Andreas fault in Southern California.— In: Report of the 21-st Session International Geological Congress. Pt. 18. Copenhagen, 1960.
- Dibblee T. W. Geology of the southeastern margin of the San Joaquin Valley, California.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Earthquake Investigation Commission. The California earthquake of April 18, 1906.— In: Report of the State Earthquake Investigation Commission. Washington, 1908—1910.
- Gianella V. P., Callaghan E. The earthquake of December 20, 1932 at Cedar Mountain, Nevada, and its bearing on the genesis of Basin Range structure.— J. Geol., 1934, 42, N 1.
- Gianella V. P. Faulting and the Nevada earthquakes of 1915, 1932 and 1954.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 12, pt. 2.
- Gilbert G. K. A theory of the earthquakes of the Great Basin with a practical application.— Amer. J. Sci., 3-rd ser., 1884, 29.
- Gutenberg B. The first motion in longitudinal and transverse waves of the main shock and the direction of slip.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64, N 4.
- Hobbs W. H. The earthquake of 1872 in the Owens Valley, California.— Gerl. Beitr. Geophysik, 1910, 10.
- Jones J. C. The Pleasant Valley, Nevada, earthquake of October 2, 1915.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1915, 5.
- Kupfer D. H. a. oth. Arvin-Techachapi earthquake damage along the Southern Pacific railroad near Bealville, California.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Larson E. R. Minor fractures of the Fairview Peak earthquake scarp, Nevada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 12, pt. 2.
- Larson E. R. Minor features of the Fairview fault, Nevada.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1957, 47, N 4.
- Mayo E. B. Deformation in the interval Mt. Lyell—Mt. Whitney, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, 52, N 7.
- Mayo E., Locke A., Billingsly P. Sierra Nevada tectonic pattern.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, 51.
- Oldham R. D. Report on the great earthquake of 12-th June 1897.— Geol. Surv. India, Mem., 1899, N 29.
- Oldham R. D. The geological interpretation of the earth-movements associated with the Californian earthquake of April 18-th 1906.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1909, 65 pt. 1, N 257.
- Page B. M. Basin-Range faulting of 1915 in Pleasant Valley, Nevada.— J. Geol., 1935, 43, N 7.
- Pakiser L. C. Transcurrent faulting and volcanism in Owens Valley, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, N 2.
- Pakiser L. C., Kane M. F. Gravity study of the structural geology of Owens and Long Valley, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, 67, N 12, pt. 2.
- Pakiser L. C. a. oth. Geophysical investigation of Mono Basin, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, N 12, pt. 2.
- Quennell A. M. Tectonics of the Dead Sea Rift.— In: Resumenes de los trabajos presentados. Mexico. (Intern. Geol. Congress, 20 Session).
- Quennell A. M. The Structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, 114, N 1.

- Romney C. Seismic waves from the Dixie Valley — Fairview Peak earthquakes.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1957, 47, N 4.
- Segerstrom K. Eruption of water, sand and clay resulting from the earthquake of May 21, 1960 near Concepcion, Chile.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, N 12, pt. 2.
- Slemmons D. B. Dixie Valley — Fairview Peak, Nevada earthquakes of December 16, 1954.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 12, pt. 2.
- Slemmons D. B. Structural and geomorphic effects of the Dixie Valley — Fairview Peak earthquakes of December 16, 1954, Churchill County, Nevada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 12, pt. 2.
- Slemmons D. B. Geologic setting for the Fallon-Stillwater earthquakes of 1954.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1956, 46, N 1.
- Slemmons D. B. Geological effects of the Dixie Valley-Fairview Peak, Nevada earthquakes of December 16, 1954.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1957, 47, N 4.
- Smith D. D. Pleistocene offset along the San Andreas fault system of the San Francisco Peninsula, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70, N 12, pt. 2.
- Steinbrugge K. V., Moran D. F. Damage caused by the earthquake of July 6 and August 23, 1954.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1956, 46, N 1.
- Tocher D. Movement on the Rainbow Mountain Fault.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1956, 46, N 1.
- Tocher D. The Dixie Valley-Fairview Peak earthquakes of December 16, 1954 (Introduction).— Bull. Seism. Soc. Amer., 1957, 47, N 4.
- Tocher D. Movements on faults.— In: Proceedings of the 2-nd World Conference Earthquake... V. 1. Tokyo, 1960.
- Tocher D., Miller D. J. Field observations on effects of Alaska earthquake of 10 July 1958.— Science, 1959, 129, N 3346.
- Whitney J. D. The Owens Valley earthquake.— Overland Monthly, 1872, 9, N 2, 3.
- Whitten C. A. Geodetic measurements in the Dixie Valley area.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1954, 47, N 4.
- Whitten C. A. Measurements of earth movements in California.— In: Earthquakes in Kern County California during 1952. (A Symposium). San Francisco, 1955.
- Wilson G. The tectonics of the «Great Ice Chasm», Filchner Ice Shelf, Antarctica.— Proc. Geol. Ass., 1960, 71, pt. 2.
- Woodford A. O. Bedrock patterns and strike-slip faulting in south-western California.— Amer. J. Sci., 1960, 258-A.

С. В. РУЖЕНЦЕВ

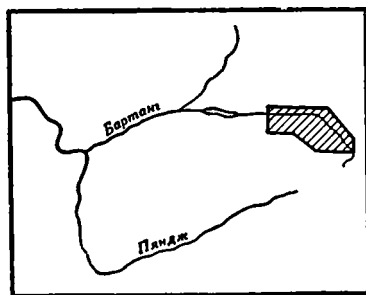
СДВИГИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

В тектоническом отношении Памир представляет собой систему двух антиклинорий: Северо-Памирского и Памиро-Гиндукушского и расположенного между ними Центрально-Памирского синклинория. Северный Памир — крупное, сформировавшееся к нижнему триасу поднятие, является, по-видимому, западным продолжением герцинских структур Куньлуня. Особенность тектоники Северного Памира в том, что здесь имели место резкие альпийские движения, существенно переработавшие его первоначальную структуру. Центрально-Памирский синклинорий и Памиро-Гиндукушский антиклинорий относятся к области мезозойской складчатости, где верхнепалеозойские деформации существенного значения, по-видимому, не имели (Левен, 1959₂).

И. Е. Губин (1943) впервые выделил в пределах Центрального Памира две структурно-фациальные зоны: Центральный и Юго-Восточный Памир. Резкое несоответствие структурных планов и характера дислокаций отмеченных зон — одна из основных особенностей геологического строения этой области. Действительно, если в пределах Центрального Памира преобладают широтно ориентированные складки, надвиги и взбросы, причем степень интенсивности дислокаций чрезвычайно велика, то для Юго-Восточного Памира характерны простые складки; крупные надвиги встречаются сравнительно редко. Простота структурного рисунка нарушена здесь лишь на территории зоны крутопадающих разломов, ограничивающих серию узких, вытянутых в северо-западном направлении блоков, в пределах которых наблюдается значительное смятие слоев. Указанная зона разрывных нарушений прослежена более чем на 100 км от верховьев р. Аксу к северо-западу, до нижнего течения р. Мургаб (перед впадением в Сарезское озеро). Для этой зоны предлагается название Аксу-Мургабской (фиг. 1). Указанная зона состоит из нескольких основных разрывов (Истынский, Карасуйский, Нижне-Мургабский и Кобригенский) и большого количества мелких разрывов. Характер одного и того же разлома в различных местах непостоянен: на севере часто наблюдается отчетливо выраженная взбросовая, на юге — сбросовая компонента. Оговоримся сразу, что ни для одного из крупных разрывов Юго-Восточного Памира определение просто взброс, надвиг или сброс неприемлемо. Специфическая черта рассматриваемых дизъюнктивных нарушений (особенно это характерно для Карасуйского разлома) — несоответствие геологической структуры участков по обеим сторонам линии сместителя. В результате проведенных исследований автор пришел к выводу, что Аксу-Мургабская зона разломов представляет собой систему правых сдвигов значительной амплитуды.

Как правило, разломы Аксу-Мургабской зоны обладают крутыми плоскостями сместителя ($70-90^\circ$) и характеризуются относительно широкими

(до 50 м) зонами брекчирования, смятия и интенсивного рассланцевания. По мере приближения к широтному отрезку долины р. Мургаб (восточное окончание Базардаринского хребта) углы наклона сместителей разрывов становятся положе, а сами они постепенно переходят в крупный Мургабский надвиг, плоскость которого падает на юг под углами 35—50°. Таким образом, отмеченное несоответствие в характере структур Центрального и Юго-Восточного Памира в значительной мере определяется совершенно иной ориентировкой и морфологией разрывных нарушений: в Центральном Памире преимущественно распространены широтные надвиги и взбросы, на территории Юго-Восточного Памира преобладают в основном разломы, простирающиеся с юго-востока на северо-запад и имеющие крутые плоскости сместителя.



Фиг. 1. Схема, иллюстрирующая положение рассматриваемого района (заштриховано) на территории Памира

Время заложения разрывных нарушений Аксу-Мургабской зоны окончательно не выяснено. Косвенным доводом в пользу мезозойского возраста начала движения по разломам является пересечение и смещение по ним ряда складок, образовавшихся в досреднеюрское время. Указанные складки прослеживаются от урочища Рават на северо-востоке до урочища Кобриген на юго-западе, образуя плавную дугу, четко повторяющую очертание пермотриасового прогиба Юго-Восточного Памира. В бассейне Северного и Южного Боз-тере сдвиги Аксу-Мургабской зоны пересекают эти складки, смещая их в северо-западном направлении на значительное расстояние. Досреднеюрский возраст смещавшегося складчатого пояса позволяет говорить о том, что основные сдвиги вдоль разломов Аксу-Мургабской зоны происходили не ранее этого же времени (т. е. средней юры).

Кроме того, следует отметить, что указанные нарушения не контролируют фациальной зональности ни средней, ни верхней юры. Мало вероятно, что сдвиг амплитудой в несколько десятков километров происходил только в строго горизонтальном направлении. Очевидно, что подобное смещение сопровождалось вертикальными подвижками. Действительно, основные разломы Аксу-Мургабской зоны представляют собой сложные нарушения: сдвиго-надвиги, сдвиго-взбросы (Базардаринский хребет), сдвиго-сбросы (верховья р. Аксу, бассейн р. Истык). Однако в отложениях средней и верхней юры в пределах опущенных крыльев мы не знаем осадков, которые бы образовались при разрушении уступов, возникавших вдоль разрывов. Это дает основание говорить скорее о верхнемезозойском времени заложения Аксу-Мургабских разломов. Аксу-Мургабская зона, оформившаяся, по видимому, в позднем мезозое, развивалась в кайнозое как одна из важнейших частей альпийской структуры Памира.

Цель данной статьи — показать сдвиговый характер разрывов Аксу-Мургабской зоны. Для решения этой задачи будут рассмотрены следующие вопросы: 1) роль разломов в распределении различных фациальных комплек-

сов на территории Юго-Восточного Памира, 2) соотношение мезозойских складок со сдвигами Аксу-Мургабской зоны, а также 3) структура Аксу-Мургабской сдвиговой зоны.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕРМИ И ТРИАСА НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

На территории Юго-Восточного Памира обнажаются каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые и третичные отложения. При выяснении роли разломов Аксу-Мургабской зоны в распределении различных фациальных комплексов будут рассмотрены отложения нижней и верхней перми (шиндйская, кубергандинская, ганская и карабелесская свиты), а также нижнего, среднего и верхнего триаса (кобригенская свита), обладающие четко выраженной фациальной зональностью.

Стратиграфия пермских и триасовых отложений в последние годы была детально разработана В. И. Дроновым, М. С. Дюфуром, Б. К. Кушлиным и Э. Я. Левеном. Э. Я. Левен (1959) расчленяет пермские образования на пять свит: базардаринскую, песчано-сланцевую (P_1), шиндйскую, эффузивную (P_1), кубергандинскую, известняково-сланцевую (P_1), ганскую, известняково-кремнистую (P_2) и карабелесскую, туфогенную (P_2). М. С. Дюфур, В. И. Дронов и Б. К. Кушлин (1958) выделяют две свиты триаса: кобригенскую (T_{1-3}), представленную известняками, кремнистыми известняками, кремнистыми сланцами, и истыкскую (T_3)—песчано-сланцевую. Кроме того в центральных частях Юго-Восточного Памира широко распространены рифогенные известняки акташской подсвиты (T_{2-3}), соответствующие в основном верхам кобригенской свиты.

В. И. Дронов и Э. Я. Левен (1961) для отложений пермо-триаса выделяют три фациальные зоны: центральную, промежуточную и окраинную, каждая из которых занимает определенное положение по отношению к пермо-триасовому прогибу Юго-Восточного Памира.

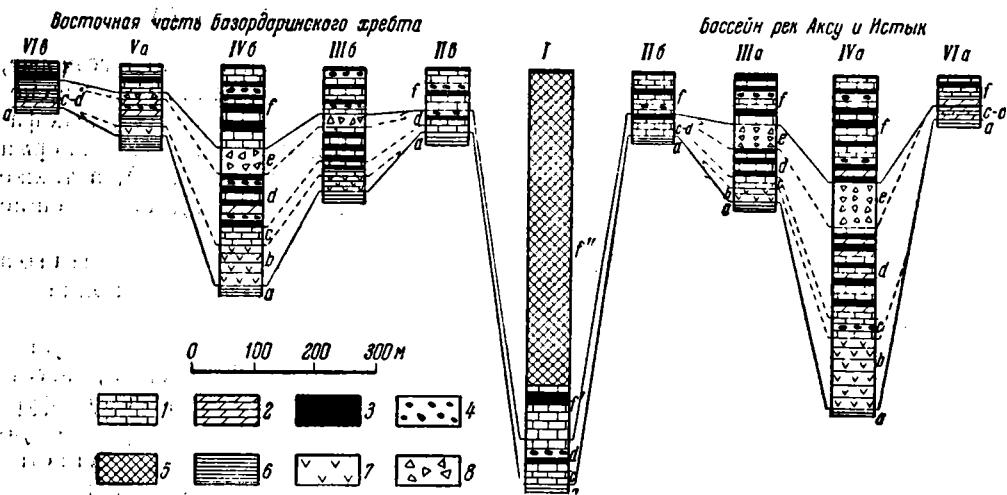
В центральной зоне пермские отложения представлены известняками, часто детритусовыми. Характерно почти полнсе выклинивание вулканогенных образований шиндйской и карабелесской свит. Мощность свит, без базардаринской, достигает 60—70 м.

Отложения промежуточной зоны представлены обломочными известняками, кремнистыми известняками, кремнистыми сланцами, кремниями, диабазами шиндйской свиты и туфами карабелесской свиты. Рассматриваемая зона может быть разделена на две подзоны, характеризующиеся максимальными (450—500 м) и сокращенными (150—170 м) мощностями пермских отложений. Между промежуточной и центральной зонами существует полсса переходных отложений, где наблюдается значительное сокращение мощностей разреза (40—50 м), выклинивание туфов, а также некоторое сокращение в разрезе кремнистых пород.

В пределах окраинной зоны повсеместно распространены зеленые или красные глинисто-мергелистые сланцы и известняки. Мощность пермских отложений здесь не превышает 30—50 м. На стыке промежуточной и окраинной зон также прослеживаются образования переходного типа (Левен, 1959).

Для отложений кобригенской свиты (T_{1-3}) установлена фациальная зональность, аналогичная только что рассмотренной. На территории центральной зоны нижний и средний триас представлен пачкой известняков мощностью 60—80 м. Отложения ладинского, карнийского и частично норийского ярусов присутствуют в виде мощной (от 400—500 м до 1 км) толщи рифогенных образований (акташская подсвита). Для промежуточной зоны характерна пачка кремнистых, часто конгломератовидных известняков с многочисленными прослоями кремнистых сланцев и кремней. Мощность их

в пределах подзоны максимальных мощностей равна 150—170 м, в подзоне сокращенных мощностей — 60—90 м. Отложения окраинной зоны представлены известняками, иногда кремнистыми, а также глинисто-кремнистыми сланцами. Мощность этих сланцев здесь равна 45 м. Как и для пермских осадков, на границах фациальных зон существуют переходные образования (фиг. 2).



Фиг. 2. Основные разрезы пермо-триаса Юго-Восточного Памира.

Отложения: I — центральной зоны; II — переходные от центральных к промежуточным; III — промежуточной зоны (сокращенные мощности); IV — промежуточной зоны (максимальные мощности); V — переходные от промежуточных к окраинным; VI — окраинной зоны; а — базардаринская свита (P₁), б — шиндйская свита (P₁), с — кубергандинская свита (P₁); d — ганская свита (P₂), e — карзбелесская свита (P₂), f — кобригенская свита (T₁₋₂); f' — низы кобригенской свиты (T₁₋₂), f'' — актаская подсвита (T₂₋₃); а-в — смотри объяснения в тексте; 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — кремнистые сланцы и кремни, 4 — конгломератовидные известняки, 5 — рифогенные образования, 6 — глинистые сланцы; 7 — порфириды, 8 — туфы

Таким образом, мы рассмотрели вкратце фациальные зоны пермо-триасовых отложений, отметив основные отличия разрезов каждой из них. Следует сказать, что выделенные фациальные комплексы, прослеживающиеся в пределах пермо-триасового прогиба Юго-Восточного Памира, образуют сравнительно плавную дугу, повторяя очертание этого прогиба. Между собой они связаны постепенным переходом, занимая совершенно определенное положение, на что указывают и сами названия зон. Так, например, осадки окраинной зоны накапливались вдоль периферии прогиба, а центральной — в пределах его осевых частей: отложения промежуточной зоны расположены между образованиями окраинной и центральной зон (фиг. 2 и 3). Возникновение таких, тянувшихся на десятки километров, сравнительно узких фациальных зон, их определенное положение в структуре пермо-триасового прогиба требуют специального объяснения. Поэтому необходимо рассмотреть характер седиментации в пермский и триасовый периоды на территории Юго-Восточного Памира.

В течение первой половины пермского периода в пределах района происходило накопление песчано-сланцевых флишoidных отложений (базардаринская свита, P₁). Начиная с конца артинского века (шиндйская свита; Дронов и Левен, 1961) характер седиментации резко меняется. По-видимому, вследствие сокращения приноса терригенного материала основную роль стали играть карбонатные отложения; существенное значение приобрели кремнистые породы и вулканогенные образования. Сходные условия осадконакопления просуществовали с нижней перми до верхнего триаса.

Для этого отрезка времени характерно значительное снижение темпов накопления осадков. Действительно, если в течение первой половины нижнепермской эпохи образовалась толща, по мощности превышающая 1,5 км, то за период с нижней перми до верхнего триаса возник комплекс отложений, максимальная мощность которых в большинстве случаев не превышает первых сотен метров. В верхнем триасе (истыкская свита) характер седиментации был в общем сходен с таковым в первой половине нижнепермской эпохи. В это время на территории Юго-Восточного Памира накапливались мощные песчано-сланцевые толщи, весьма похожие на отложения базардаринской свиты.

В настоящем разделе рассмотрены условия накопления отложений шиндйской (P_1), кубергандинской (P_1), ганской (P_2), карабелесской (P_2) и кобригенской (T_{1-3}) свит. Главными типами вулканических пород являются основные лавы шиндйской и разнообразные туфогенные породы карабелесской свит. Среди осадочных образований разреза пермо-триаса преобладают известняки. Кроме того, широко распространены кремнистые осадки (кремни, кремнистые сланцы, кремнистые известняки), локализующиеся главным образом в пределах двух горизонтов (ганская и кобригенская свиты). На территории окраинной зоны существенное значение имеют глинистые осадки (глинистые сланцы, мергели, карбонатно-глинистые сланцы, глинистые известняки).

Вулканогенные образования приурочены к промежуточной зоне и отсутствуют в окраинной и центральной¹. Появление эффузивов в пределах промежуточной зоны указывает на существование расколов именно на ее территории. Незначительные мощности вулканогенных горизонтов (обычно 30—50 м, реже до 100 м или несколько более) указывают на не слишком большую интенсивность извержений. Возможно, что этим и объясняется четко устанавливаемая приуроченность эффузивов к определенному поясу на борту прогиба (к промежуточной зоне) и отсутствие их в пределах его осевых частей (в центральной зоне).

Известняки — наиболее важный тип осадков, создающий как бы основной «фон» разреза². Другими составными частями пермо-триасовых отложений Юго-Восточного Памира являются кремнистые и существенно глинистые породы.

Характерно, что основная масса кремней приурочена к промежуточной фациальной зоне. На территории центральной и особенно окраинной зон количество их сокращается. Однообразная микроструктура кремней, отсутствие скоплений органических остатков не позволяют рассматривать эти осадки как образования органического происхождения, а приуроченность основной массы кремнистых пород к поясу развития эффузивов дает основания связать появление избытка кремнезема в воде с поствулканической деятельностью.

Глинистые или существенно глинистые осадки слагают основную часть пермо-триасового разреза в пределах окраинной зоны. Не случайно поэтому здесь распространены такие породы, как мергели, глинистые или известково-глинистые сланцы, глинистые известняки и др. В меньшем количестве присутствуют кремнистые сланцы. Существенную роль глинистый материал играет в осадках промежуточной зоны (подзона максимальных мощностей), а также в отложениях, переходных от окраинных к промежуточным. Сочетание глинистого и кремнистого материала привело к появлению сравнительно мощных горизонтов кремнистых сланцев; существенное значение имеют

¹ Исключение составляют отдельные участки распространения маломощных (не более нескольких метров) покровов лав (шиндйская свита) в центральной зоне (район Кастанат-Джилги и др.).

² Здесь и далее не рассматриваются отложения базардаринской (P_1) и истыкской (T_3) свит.

здесь также мергелистые сланцы, мергели, известняки, кремнистые известняки и кремни. По направлению к центру прогиба, в отложениях промежуточной зоны (подзона сокращенных мощностей) и отложениях, переходных от промежуточных к центральным, количество глинистого материала постепенно сокращается, вследствие чего появляются многочисленными прослойками кремней, кремнистых известняков и известняков. Кремнистые сланцы встречаются значительно реже. В пределах центральной фациальной зоны, в условиях незначительного приноса глинистого материала, основным типом пород становятся известняки. Кремнистые образования, хотя и играют существенную роль, но присутствуют в несравненно меньшем количестве, нежели на территории промежуточной зоны.

Таким образом, очевидно, что сочетание карбонатного, глинистого и кремнистого материала привело к возникновению относительно пестрых породных ассоциаций, позволяющих выделить отмеченные ранее фациальные зоны, т. е. сокращение приноса глинистого материала при удалении от периферии бассейна, а также наложение вулканогенных и вулканогенно-осадочных процессов определили фациальную зональность пермо-триасовых отложений Юго-Восточного Памира (табл. 1).

Таблица 1

Типы пород, характерные для каждой фациальной зоны

| Центральная зона | Промежуточная зона | | Окраинная зона |
|--|--|---|---|
| | Подзона сокращенных мощностей | Подзона максимальных мощностей | |
| | Кремнистые осадки | | |
| | Эффузивы | | |
| | Разнос глинистого материала | | |
| Известняки, кремнистые известняки, кремни, рифогенные известняки | Кремнистые известняки, кремни, известняки, кремнистые сланцы, лавы, туфы | Кремнистые сланцы, кремнистые известняки, мергели, известняки, кремни, лавы, туфы | Мергели, известняки, глинистые сланцы и др. |

В заключение перечислим характерные образования каждой из рассмотренных зон.

1. Отложения окраинной зоны. Существенное значение имеют глинистые, карбонатно-глинистые или карбонатные породы. Кремнистые породы присутствуют в подчиненном количестве.

2. Отложения, переходные от окраинных к промежуточным. Появляются вулканогенные горизонты; существенное значение приобретают кремнистые сланцы.

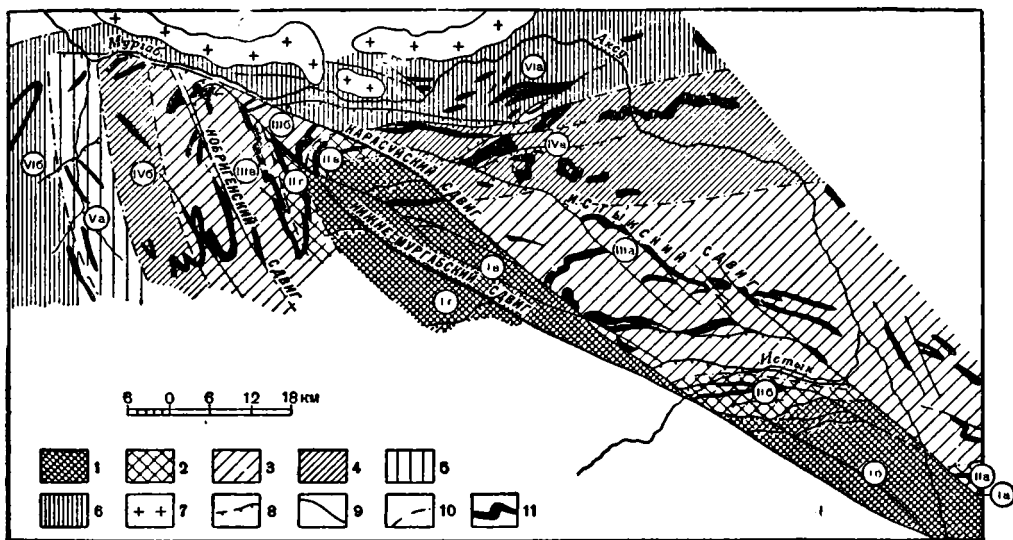
3. Отложения промежуточной зоны (подзона максимальных мощностей). Кремнистые сланцы — основной тип отложений «невулканической» части разреза. Иногда появляются многочисленные прослои кремней; характерно присутствие кремнистых известняков. Роль глинистых и глинисто-известняковых сланцев сокращается. Присутствуют эффузивные горизонты.

4. Отложения промежуточной зоны (подзона сокращенных мощностей). Преимущественно распространены кремнистые известняки, кремни, известняки. Кремнистые сланцы не имеют того значения, как в предыдущей подзоне. Присутствуют эффузивные горизонты.

5. Отложения, переходные от промежуточных к центральным. Кремнистые сланцы почти исчезают. Основной тип

отложений — кремнистые известняки, известняки. Кремни местами почти совсем отсутствуют, иногда имеют широкое распространение. Вулканогенные образования исчезают почти полностью.

6. Отложения центральной зоны. Основной тип пород — известняки, иногда кремнистые. Кремни встречаются в подчиненном количестве. Вулканогенные горизонты выклиниваются. Широкое распространение получают рифогенные образования (акташская подсвета кобригенской свиты).



Фиг. 3. Распределение фаций пермо-триаса на территории Юго-Восточного Памира после образования Аксу-Мургабской зоны сдвигов.

1 — отложения центральной зоны, 2 — отложения, переходные от центральных к промежуточным; 3 — отложения промежуточной зоны (сокращенные мощности); 4 — отложения промежуточной зоны, переходные от промежуточных к окраинным; 5 — отложения окраинной зоны; 6 — отложения окраинной зоны; 7 — граниты; 8 — надвиги; 9 — сдвиги; 10 — границы фаціаль-ных зон; 11 — выходы рассматриваемых отложений

Уже говорилось о том, что соседние зоны связаны постепенным переходом. Поэтому границы фаціальных зон, показанные на фиг. 2, условны и представляют собой более или менее широкие пояса. Однако отмеченные специфические комплексы пород позволяют не только уверенно выделять перечисленные фаціальные зоны, но и проследивать их на всей территории Юго-Восточного Памира.

Наметившаяся зональность может быть использована для диагностики сдвиговых нарушений. Путем сравнения комплексов отложений, накопившихся когда-то в пределах определенной фаціальной зоны и позднее сдвинутых по разрывам на значительные расстояния, мы можем не только выяснить природу тектонических движений или установить сдвиговый характер того или иного разлома, но, что самое важное, определить величину горизонтальных смещений. Необходимо заметить, однако, что количество естественных выходов вулканогенных и карбонатно-кремнистых отложений пермотриаса в ряде случаев не позволяет абсолютно точно наметить на местности положение разделов между отдельными фаціальными зонами. Вероятная максимальная ошибка может определяться несколькими километрами, что естественно снизит точность определения амплитуд сдвигов.

На фиг. 3 показано распределение различных фаціальных комплексов пермо-триаса на территории Юго-Восточного Памира. В пределах крайнего

юго-востока района отложения центрального типа слагают участок к югу от долины р. Шинды (фиг. 3, I, а). Далее к западу аналогичные отложения появляются юго-западнее Истыкского разлома, где образуют вытянутый в северо-западном направлении тектонический блок (фиг. 3, I, б). Кроме того, серия таких же блоков прослеживается от долины р. Истык до широтного течения р. Мургаб (фиг. 2 и 3, I, в и г). Пермские отложения представлены здесь маломощной (около 15 м) пачкой детритусовых известняков кубергандинской свиты, залегающих на базардаринских сланцах. Выше появляются известняки, иногда кремнистые, ганской свиты (45 м). Разрез триаса начинается известняками и кремнями мощностью 70—90 м (T_{1-2}), перекрытыми мощной (свыше 500 м) толщей рифогенных образований акташской подсвиты ($T_{21}-T_3$ к+п). Из приводимой схемы (фиг. 3) видно, что поля распространения осадков центрального типа, разделенные разломами Аксу-Мургабской зоны, расположены кулисообразно, причем каждое западное поле смещено на некоторое расстояние к северо-западу относительно более восточного. Такое положение полей распространения осадков центрального типа в пределах Аксу-Мургабской зоны подтверждается распределением на территории Юго-Восточного Памира отложений, переходных от центральных к промежуточным. Действительно, восточнее Истыкского разлома переходные отложения известны в бассейне р. Шинды, где образуют широтно ориентированную полосу (фиг. 3, II, а). Западнее Истыкского разлома сходные отложения прослежены вдоль ручья Игримюиз (фиг. 2 и 3, II, б). Здесь вдоль правого борта долины выше базардаринской песчано-сланцевой толщи залегает пачка известняков, иногда детритусовых, мощностью 20 м (кубергандинская свита); вверх по разрезу появляются известняки, кремнистые известняки, изредка кремни ганской свиты (15—18 м). На пермские отложения согласно ложатся известняки, кремнистые, иногда конгломератовидные известняки кобригенской свиты (65 м). Амплитуда смещения вдоль Истыкского разлома, определяемая по сдвигу указанных образований, достигает 20 км. Полоса переходных образований долины Игримюиз (фиг. 3, II, б) в пределах правого склона долины Кастанат-Джилги срезается Карасуйским разломом. Нигде северо-западнее отмеченного участка, вплоть до восточного окончания Базардаринского хребта (фиг. 3, II, в) аналогичные отложения не встречены: повсеместно мы видим резкий тектонический контакт между образованиями промежуточного и центрального типа. К западу от Карасуйского разлома, в районе восточного окончания Базардаринского хребта — в бассейнах Боз-тере и Ак-Архара (фиг. 3, II, в, г) породы переходного типа вновь появляются на стыке центральной и промежуточной зон. Здесь на базардаринских песчаниках и сланцах залегает пачка глинистых сланцев, содержащих многочисленные прослои черных детритусовых известняков кубергандинской свиты (22—27 м). Выше появляются известняки, кремнистые известняки, конгломератовидные известняки и кремни ганской свиты мощностью 20—24 м. Кобригенская свита (T_{1-3}) представлена пестрой пачкой детритусовых известняков, кремнистых, часто конгломератовидных известняков мощностью 60—70 м. Переходные отложения Базардаринского хребта (фиг. 3, II, в) сдвинуты в северо-западном направлении аналогом сходных образований долины Игримюиз (фиг. 3, II, б), что в свою очередь хорошо согласуется с общим кулисообразным расположением участков, сложенных породами центрального типа.

Амплитуда смещения для различных разломов неодинакова. Для Истыкского разлома она определяется примерно в 20 км. Максимальные размеры сдвига установлены для Карасуйского разлома — 55 км. Смещение по Нижне-Мургабскому разрыву равно 10—11 км. Обращает на себя внимание единая направленность движений вдоль разломов Аксу-Мургабской зоны: все они правые сдвиги. Суммарная амплитуда сдвига, определяемая по смещению отложений центрального типа и переходных от центральных к промежуточным, достигает, таким образом, примерно 85 км.

К востоку от Карасуйского разлома отложения промежуточного типа, характеризующиеся сокращенными мощностями, покрывают обширную территорию в бассейне среднего течения р. Аксу (фиг. 2 и 3, III, а). Выше базардаринской песчано-сланцевой толщи здесь залегает пачка порфиритово-шиндзийской свиты, обладающих отчетливо выраженной шаровой отдельностью (чаще порода представляет собой скопление шаров, диаметром до 1 м, погруженных в известняковый цемент). Мощность вулканогенных образований непостоянна и колеблется от 20—30 до 50 м. Выше расположена маломощная (17—20 м) пачка известняков и сланцев кубергандинской свиты, постепенно переходящих вверх по разрезу в кремнистые, часто конгломератовидные известняки, реже кремнистые сланцы ганской свиты (50—70 м). Характерно, что среди них появляются многочисленные прослои, линзы и отдельные желваки кремней. Венчается пермский разрез пестрой пачкой известкислестых туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов карабелесской свиты (от 25—30 до 55 м). Пермские отложения согласно перекрыты известняками, кремнистыми, часто конгломератовидными известняками и кремнями кобригенской свиты (60—80 м). К западу от Карасуйского разлома такие же образования встречены в бассейнах рек Южный и Северный Боз-тере, Южный и Северный Ак-Архар, Элису и в низовьях Шели-бель (фиг. 2 и 3, III, б). Здесь выше базардаринских песчаников и сланцев залегают шаровые лавы шиндзийской свиты, образующие либо единые пласты, либо многочисленные более или менее крупные линзы, которые переслаиваются с глинистыми сланцами (мощность свиты колеблется от 20—30 м до 50 м). Вулканогенные образования перекрыты пачкой известняков, глинистых известняков, содержащих тонкие сланцевые прослои (кубергандинская свита, мощность 23—25 м). Вверх по разрезу известняки переходят в кремнистые разности; здесь широко распространены также многочисленные прослои кремней, встречаются отдельные пачки кремнистых сланцев (ганская свита, мощность 48—60 м). Карабелесская свита представлена известкислестыми туфами и туфопесчаниками мощностью 38—50 м. Туфы согласно перекрыты известняками, кремнистыми, конгломератовидными известняками и кремнями кобригенской свиты (мощность 65—80 м). Из приведенной схемы (фиг. 3) видно, что отложения Базардаринского хребта (III, б) — сдвинутый по Карасуйскому и Нижне-Мургабскому разломам аналог образований бассейна Аксу (III, а); величина амплитуды здесь равна 45 км.

Отложения промежуточной зоны, имеющие максимальную мощность, восточнее Карасуйского разрыва прослеживаются в виде широтной полосы Джамантал — Куталь — Карабелес (фиг. 2 и 3, IV, а). Выше песчано-сланцевой толщи базардаринской свиты здесь залегают шаровые лавы (порфириты) мощностью 120—170 м (шиндзийская свита), перекрытые пачкой детритусовых известняков с прослоями глинистых сланцев (кубергандинская свита, мощность 30—38 м). Ганская свита присутствует в виде пестроокрашенной толщи (115—150 м) кремнистых сланцев, кремнистых известняков и кремней; характерно появление прослоев бурых, фиолетовых, зеленых мергелей и мергелистых сланцев. Карабелесская свита представлена туфами и туфопесчаниками мощностью 60—100 м.

Триасовые отложения (кобригенская свита) согласно залегают на пермских. В их составе принимают участие кремнистые конгломератовидные известняки, кремнистые, реже мергелистые сланцы и кремни мощностью примерно 120—150 м. Смещенным к запад-северо-западу аналогом этих отложений являются образования бассейна Шелибель (фиг. 3, VI, б). В этом случае размер сдвига также равен примерно 45 км. Разрезы, переходные от промежуточных к окраинным, встречены лишь в бассейне Базар-Дары (фиг. 2 и 3, V, а). Вдоль р. Аксу они отсутствуют, что объясняется появлением здесь Мургабского надвига (Захаров, 1958), по которому породы промежуточной и окраинной зон приведены в соприкосновение. Отложения окраинной зоны распространены вдоль северной периферии Юго-Восто-

ного Памира. Лавы шиндыйской и туфы карабелесской свит здесь отсутствуют. На базардаринских сланцах залегают зеленоватые, сургучные мергелисто-глинистые породы, мергели, известняки кубергандинской и ганской свит (суммарная мощность около 30 м). Отложения кобригенской свиты, согласно перекрывающие пермские отложения, представлены известняками и глинистыми, реже кремнистыми сланцами мощностью около 45 м. К северу от долины Аксу (фиг. 2 и 3, VI, а) ширина рассматриваемой зоны достигает 30—35 км. По мере продвижения на запад она сокращается до 5—7 км. В бассейне р. Марджанай, по данным Э. Я. Левена (1959¹), вновь наблюдается значительное расширение площади выходов пород окраинного типа.

Таким образом, суммарная амплитуда сдвига вдоль Аксу-Мургабской зоны, определяемая по смещению пород центрального типа, равна приблизительно 85 км¹, сдвиг же промежуточных и окраинных отложений равен лишь 45 км. Общее сокращение размеров смещения на 40 км по направлению с юго-востока на северо-запад объясняется следующими причинами:

1) Истыкский сдвиг, не достигая восточных окраин Базардаринского хребта, распадается на серию надвигов, так что величина его амплитуды (20 км) не может быть учтена в общей сумме сдвиговой компоненты рассматриваемой зоны разломов;

2) меняется характер разрывных нарушений: в пределах юго-восточных частей района Карасуйский и Нижне-Мургабский разломы чисто сдвиговый характер, на территории Базардаринского хребта наряду со сдвигами появляются и надвиги. Именно за счет движения по надвигам сдвиговая компонента в Базардаринском хребте сократилась на 20—25 км.

СООТНОШЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ СКЛАДОК СО СДВИГАМИ АКСУ-МУРГАБСКОЙ ЗОНЫ

Выше указывалось, что в пределах рассматриваемого района имеется серия складок, образовавшихся либо на рубеже триасового и юрского периодов, либо в нижнеюрское время. Указанные структуры прослеживаются в виде субширотной полосы от урочища Рават (левобережье р. Аксу) на востоке, до бассейна р. Боз-тере на западе. В районе восточного окончания Базардаринского хребта складки резко поворачивают на юг и тянутся до бассейна р. Кобриген. Досреднеюрский возраст этих складок устанавливается по резко несогласному налеганию среднеюрских, слабо дислоцированных известняков на пермятые отложения перми и триаса (несогласие это можно наблюдать в урочище Рават и в бассейне р. Боз-тере). Серия аналогичных складок, сложенных породами пермо-триаса, прослежена в субширотном направлении в пределах массива Ак-Бура (к северу от долины Кур-Истыка). Мы не можем сейчас сколько-нибудь удовлетворительно объяснить причины возникновения рассматриваемых структур; возможно, что их образование связано с проявлением поднятия, заложившегося на рубеже триаса и юры и существовавшего затем в течение всего нижнеюрского времени в пределах центральных частей Юго-Восточного Памира. В плане разбираемого вопроса для нас гораздо важнее выяснить структурное соотношение указанных складок и разрывных нарушений Аксу-Мургабской зоны. Рассмотрим некоторые примеры.

В бассейне р. Боз-тере расположена складка, ориентированная в северо-восточном направлении. Она представляет собой сравнительно широкую (4—6 км) синклинали, ядро которой выполнено отложениями верхнего триаса (фиг. 4). Характерно, что вдоль ее северного крыла наблюдается пермский разрез промежуточного типа, а в пределах южного — разрез, переходный от промежуточного к центральному, т. е. эта синклинали имеет

¹ Здесь не учитывается амплитуда Кобригенского разлома, для которого смещение, определяемое по сдвигу отдельных структур, равно примерно 12—13 км.

четкий отличительный признак, позволяющий выделить ее из ряда остальных структур. Рассматриваемая синклиналь срезана на северо-востоке Карасуйским, на юго-западе Нижне-Мургабским разломами, которые пересекают ее примерно под прямым углом. К западу от Нижне-Мургабского разлома южная часть складки расположена несколько восточнее русла Северного Ак-Архара. При этом отчетливо устанавливается десятикилометровое смещение ее вдоль этого разлома к северо-западу. Рассмотренный пример разрыва синклинали и сдвига ее южного окончания к северо-западу хорошо увязывается с результатами, полученными при анализе смещений, определяемых вдоль этого разлома по сдвигу различных фациальных комплексов.

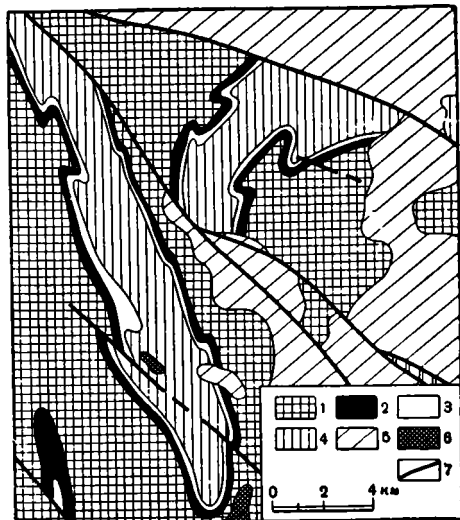
Второе аналогичное смещение наблюдалось нами в бассейне р. Кобригена (южный склон Базардаринского хребта), где Кобригенский разлом под углом $45-50^\circ$ пересекает синклиналь, ядро которой выполнено отложениями карбонатного пермо-триаса. Основная юго-западная часть складки примерно на $12-13$ км сдвинута к северо-западу относительно ее северо-восточной центриклинали.

В пределах массива Ак-Бура (бассейн ручьев Зор-Ак-Бура-сай, Сулю-Джилга и Шор-Булак) прослежена крупная синклиналь, ориентированная в субширотном направлении. Указанная складка расчленена серией параллельных, кулисообразно расположенных разрывов (фиг. 5), относящихся к системе Истыкского разлома. По крайнему западному разрыву, прослеживающемуся от верховьев ручья Зор-Ак-Бура-сай до урочища Будда-сай, западная половина синклинали сдвинута на $7,5-8$ км к северо-западу относительно восточной. По расположенному восточнее сдвигу (осевая часть гор Ак-Бура), величина смещения определена в $1,5-2$ км; таким образом, суммарная амплитуда Истыкского сдвига в бассейне р. Шинды достигает примерно 20 км. Сокращение в бассейне р. Кур-Истыка размеров смещения на 10 км объясняется появлением серии надвигов, связанных с Истыкским сдвигом. На перемещение по этим надвигам и пошли недостающие в горах Ак-Бура 10 км сдвиговой амплитуды.

Суммируя изложенное, отметим, что максимальная амплитуда правостороннего смещения, устанавливаемая для Кобригенского сдвига, равна $12-13$ км, для Нижне-Мургабского — 10 км, для Карасуйского — 55 км, для Истыкского — 20 км (к северо-западу она сокращается до $9-10$ км). Общая максимальная величина сдвига, таким образом, около 95 км.

СТРУКТУРА АКСУ-МУРГАБСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ

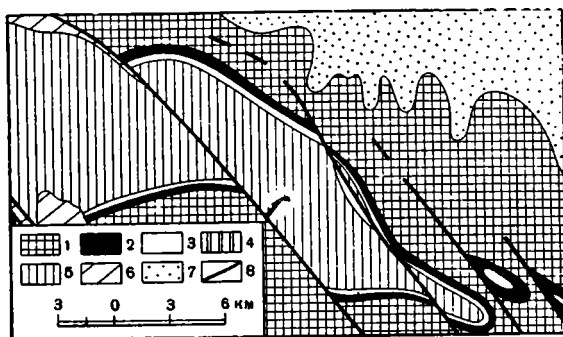
Аксу-Мургабская зона сдвигов тянется на протяжении многих десятков километров (150 км на территории СССР) от верховьев р. Аксу до р. Мургаб и состоит из четырех основных и массы мелких разрывных нарушений, ограничивающих многочисленные тектонические блоки. Все крупные разломы имеют одинаковые простирания ($S3\ 310-320^\circ$) и сходную морфологию.



Фиг. 4. Геологическая схема бассейна р. Боз-тере (Базардаринский хребет).

1 — базардаринская свита (P_1); 2 — шинды-ская, кубергандинская, ганская, карабелес-ская свиты (P_{1-3}); 3 — кобригенская свита (T_{1-3}); 4 — истыкская свита (T_1); 5 — юра (J); 6 — граниты; 7 — разрывные нарушения

В качестве примера рассмотрим Карасуйский разлом, прослеженный нами от верховьев р. Кастанат-Джилги на юго-востоке до восточных окраин Базардаринского хребта на северо-западе. В юго-восточных частях района указанное разрывное нарушение лишь иногда бывает представлено единой тектонической линией; но чаще оно наблюдается в виде системы разрывов, группирующихся в зону, ширина которой достигает 1—2 км. Плоскость сместителя в обнажениях отмечается сравнительно мощными (10—20 м, изредка до 50—70 м) зонами брекчирования, расланцевания или смятия.



Фиг. 5. Геологическая схема массива Ак-Бура.

1 — базардаринская свита (P_1); 2 — шиндйская, кубергандинская, ганская, карабелесская свиты (P_{1-3}); 3 — кобригенская свита (T_{1-2}); 4 — акташская подсвита (T_{2-3}); 5 — истыкская свита (T_4); 6 — юра (J); 7 — четвертичные отложения; 8 — разломы

Тектоническая брекчия, как правило, образована тонко перетертым агрегатом пород, содержащим многочисленные угловатые обломки размером от нескольких сантиметров до 0,5—1 м. Весьма интересно строение Карасуйского разлома в районе левого борта долины Кастанат-Джилги. Зона смещения здесь представлена полосой интенсивно перемятых пород шириной 50—80 м. К западу от нее обнажаются светло-серые массивные известняки средней юры, образующие крупную простую синклинали. Восточнее разлома распространены серые слоистые известняки (J_2), слагающие серию крупных складок, оси которых ориентированы под углом 30—40° по отношению к простиранию разлома. В пределах зоны сместителя обнажаются среднеюрские известняки, чрезвычайно сильно окварцованные, имеющие характерный красноватый оттенок. Слой здесь смяты в серию мелких, исключительно сложных по морфологии складок, ориентированных под углом 30—50° по отношению к простиранию разрыва и имеющих вертикальные шарниры.

Плоскость сместителя имеет крутые углы падения (75—90°); местами она падает на северо-восток, местами на юго-запад. По направлению к северо-западу характер Карасуйского разлома становится иным: изменяются его простирание и морфология. Если на юго-востоке (Кастанат-Джилга, Уч-Джилга и перевал Сары-таш) полоса тектонических нарушений протягивается с юго-востока на северо-запад (аз. 310°), то в пределах восточного окончания Базардаринского хребта ее простирание постепенно изменяется и становится субширотным (аз. 290—300°). Карасуйский разлом, имеющий в юго-восточных участках района крутые углы наклона плоскости сместителя и характеризующийся мощной зоной дробления, в Базардаринском хребте постепенно переходит в Мургабский надвиг, плоскость которого падает на юго-юго-запад или юг под углом сначала 60°, а в районе рек Бозтере, Ак-Архара, Элису — под углом 45°. Изменяется и характер нарушений. В Базардаринском хребте отсутствуют зоны брекчирования, оба крыла Мургабского надвига имеют отчетливо выраженный притертый контакт.

Переход сдвигов Аксу-Мургабской зоны в надвиги — явление, чрезвычайно распространенное на территории Юго-Восточного Памира. Такие переходы наблюдаются не только для Карасуйского, но и для Истыкского, Нижне-Мургабского и ряда более мелких нарушений. Наиболее отчетливо превращение сдвига в надвиг устанавливается для Истыкского разлома. Уже отмечалось, что в районе гор Ак-Бура указанный сдвиг состоит из серии кулисообразно расположенных разрывов, один из которых прослеживается от верховьев р. Южная Сулю-Джилга, через осевую часть массива Ак-Бура и далее в северо-западном направлении в долину ручья Зор-Ак-Бура-сай. В водораздельной части массива Ак-Бура и по правому склону долины Зор-Ак-Бура-сай этот разлом представляет собой правый сдвиг с амплитудой 1,5—2 км; плоскость сместителя падает практически вертикально. На северо-западе сдвиг постепенно переходит в надвиг. Так, например, в пределах левого борта долины Зор-Ак-Бура-сай плоскость разрыва падает на юго-восток под углом 48—55°; северо-западнее (долина Северной Сулю-Джилги и урочище Будда-сай) сдвиг переходит в широтный надвиг с плоскостью, наклоненной к югу под углом 24—30°. В урочище Будда-сай рассмотренный надвиг под углом примерно 90° срезается вторым сдвигом, который также относится к системе Истыкского разлома. Этот сдвиг (с амплитудой около 7 км) протягивается от верховьев ручья Зор-Ак-Бура-сай в северо-западном направлении в верховья Карабелеса. Сдвиг в верховьях Карабелеса — это уже ориентированный в северо-западном направлении взброс (плоскость сместителя его падает на юго-восток под углом 60°). Западнее (долина Карасу и Джамантала) рассматриваемое дизъюнктивное нарушение прослеживается в виде субширотного надвига (плоскость его наклонена к югу).

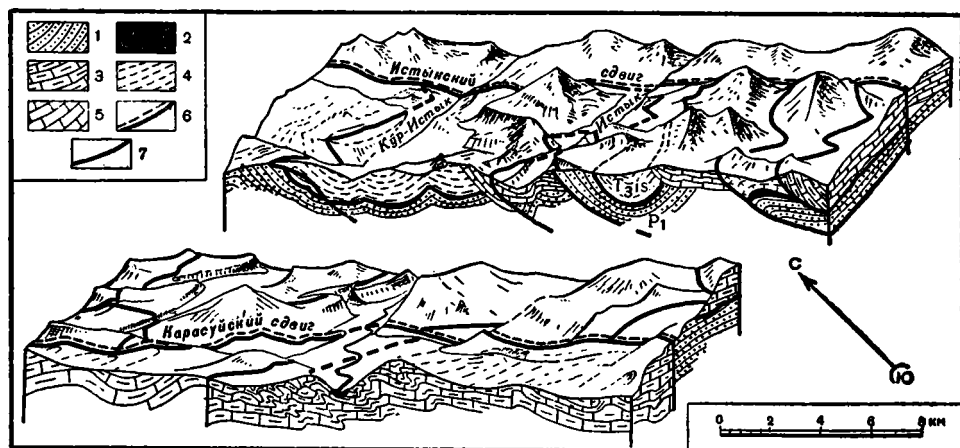
Сдвиги Аксу-Мургабской зоны ограничивают многочисленные узкие (до 10—15 км) и длинные (многие десятки километров) тектонические блоки, обладающие весьма специфической структурой. В качестве примера рассмотрим Истык-Карасуйский тектонический блок, ограниченный на западе Карасуйским, на востоке Истыкским разломами. Указанный блок при ширине 10—14 км прослеживается в северо-западном направлении на 120 км. Характерной чертой его строения является серия надвигов (их здесь насчитывается не менее десятка), тянущихся от Истыкского сдвига до Карасуйского и пересекающих территорию блока в субширотном направлении. Плоскости падают обычно на юг под углом 35—55°, образуя систему многочисленных чешуй (фиг. 6). Показательно, что с появлением этих надвигов (на водоразделе Истыка — Куристыка) на 10—11 км сокращается амплитуда Истыкского сдвига. Возникновение надвигов Истык-Карасуйского блока может быть объяснено следующим образом: в период перемещения вдоль Истыкского сдвига этот блок подвергался сжатию под действием продольно ориентированных сил. Вследствие такого сжатия возникла серия широтных надвигов. Если в бассейне р. Шинды смещение имело вид простого сдвига, то на территории, расположенной к северу, оно происходило одновременно и по сдвигу, и по надвигам. Этим и объясняется сокращение амплитуды Истыкского сдвига.

Аналогичная картина наблюдается в пределах тектонического блока, ограниченного Карасуйским и Нижне-Мургабским сдвигами. Здесь в бассейне рек Ничке-Джилги и Чакобай-сая прослеживается серия в общем широтных надвигов; плоскости некоторых из них под различными углами (25—50°) падают к югу. Характерно, что указанные надвиги, как и в только что рассмотренном случае, не продолжают за пределы сдвигов, ограничивающих этот блок.

Северо-западнее, в бассейне рек Шели-бель и Кичкине-Джилга серия надвигов появляется между Нижне-Мургабским и Ксбригенским сдвигами. Здесь наблюдаются четыре надвига, плоскости которых под углами 40—55° наклонены к юго-юго-востоку. Возникновение рассмотренных систем надвигов, расположенных на территории узких тектонических блоков, которые

ограничиваются сдвигами Аксу-Мургабской зоны, теснейшим образом связано с перемещением таких блоков в северо-западном направлении.

Образование складок волочения вдоль зоны разломов обычно для Юго-Восточного Памира. По данным ряда авторов (Ажгирей, 1956, 1960; Биллингс, 1949), возникновение подобных структур, расположенных кулисообразно одна относительно другой и ориентированных под острым углом к линии нарушения, характерно для разломов, имеющих сдвиговую составляющую.



Фиг. 6. Блок-диаграмма бассейна рек Истыка и Кур-Истыка.

1 — базардаринская свита (P_1); 2 — шиндйская, кубергандинская, ганская, карабелеская свиты (P_{1-2}) и кобригенская свита (T_{1-2}); 3 — акташская подсвита (T_{3-4}); 4 — истыкская свита (T_5); 5 — юра (J); 6 — сдвиги; 7 — надвиги

Уже отмечалось, что морфология разрывов (например, Карасуйского) в отдельных участках различна: на юго-востоке мы наблюдаем сбросовую компоненту, на северо-западе взбросовую. Таким образом, разломы Аксу-Мургабской зоны имеют четко выраженный шарнирный характер. Ленсен (Lensen, 1958) на многочисленных примерах показал, что возникновение шарнирных разрывных нарушений часто является следствием сдвиговых перемещений.

Подводя итог сказанному, отметим, что перечисленные структурные особенности Аксу-Мургабской зоны еще раз подтверждают ее сдвиговую природу. Переход крутопадающих разломов, обладающих незначительной вертикальной компонентой, в крупные надвиги, возникновение многочисленных поперечных чешуй, осложняющих узкие тектонические блоки, появление кулисообразных складок волочения, шарнирный характер основных разломов — все это является следствием значительных горизонтальных смещений вдоль Аксу-Мургабской сдвиговой зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выяснение сдвиговой природы Аксу-Мургабских разломов подтверждает представления, развивавшиеся рядом авторов (Наливкин, 1926; Губин 1943; Захаров, 1958; Ажгирей, 1960), о решающем значении крупных, направленных с юга горизонтальных перемещений. Это в свою очередь дает возможность ответить на ряд вопросов, касающихся как непосредственно структуры мезозойских прогибов Памира, так и тектонического строения Памиро-Кунлунского горного узла в целом.

Уже отмечалось резкое отличие тектонических планов и характера структур прогибов Центрального и Юго-Восточного Памира (Губин, 1943).

Простота дислокаций на территории Юго-Восточного Памира тем более удивительна, что здесь наблюдается многократная повторяемость складчатых деформаций в течение мезозоя и кайнозоя. Наоборот, в пределах восточной половины Центрального Памира угловые несогласия неизвестны вплоть до верхнего мела включительно. Чрезвычайно сложная структура Центрального Памира была создана практически одноактно в третичное время. Горизонтальные перемещения как основная форма движения во многом объясняют такое несоответствие. Наличие на Юго-Восточном Памире многочисленных сдвигов привело к значительному смещению по разломам, вследствие чего отдельные, когда-то соприкасавшиеся участки были сдвинуты на большие расстояния. Разгрузка основных напряжений происходила вдоль узких зон разломов, в результате чего обширные участки между такими зонами обладают сравнительно простой структурой. Наоборот, Центрально-Памирский прогиб, располагавшийся вдоль фронта смещавшихся на север блоков Южного Памира, в течение кайнозоя подвергался интенсивному сжатию. В это время возникла чрезвычайно сложная система складок, надвигов и взбросов. Следовательно, различные способы разрешения горизонтальных напряжений в земной коре привели к появлению различных типов разломов (в одних случаях сдвигов, в других — надвигов); это же в конечном счете обусловило и различия в характере складчатых структур.

Существенное значение имеет изучение сдвигов Юго-Восточного Памира для определения характера движений в пределах Памиро-Кунлунского горного узла. Следует отметить, что Аксу-Мургабская зона в пространственном и временном отношении теснейшим образом связана с разломами Западного Куньлуня и Каракорума.

Выяснение сдвиговой природы Аксу-Мургабской зоны косвенным образом подтверждает предположение, высказанное по поводу сдвигового характера разломов Западного Куньлуня (Захаров, 1958). Разрывы, опережающие крупные сдвиги, можно рассматривать, как вторичные сколы, возникающие в условиях переориентации напряжений вследствие значительных горизонтальных перемещений. Сдвиги Аксу-Мургабской зоны — вторичные структуры, опережающие серию глубинных разломов Каракорума и Западного Куньлуня. По данным М. В. Муратова и И. В. Архипова (1961), разломы Западного Куньлуня и Каракорума представляют собой важнейший тектонический шов Центральной Азии. Почти стокилометровая амплитуда сдвига вдоль Аксу-Мургабских разрывов, являющихся структурами второго порядка по отношению к разломам Каракорума и Западного Куньлуня, указывает на значительные масштабы горизонтальных движений вдоль последних.

ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1956.
- А ж г и р е й Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
- Б и л л и н г с М. Структурная геология. Перев. с англ. М., ИЛ, 1949.
- Г у б и н И. Е. Памир и сопредельные страны.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Д р о н о в В. И., Л е в е н Э. Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира.— Сов. геол., 1961, № 11.
- Д ю ф у р М. С., Д р о н о в В. И., К у ш л и н Б. К. К стратиграфии триаса Юго-Восточного Памира.— Докл. АН СССР, 1958, 123, № 3.
- З а х а р о в С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Сталинабад, Изд-во АН Тадж.ССР, 1958.
- Л е в е н Э. Я. К вопросу о возрасте мургабской свиты на Восточном Памире.— Труды АН Тадж. ССР, 1959, 104, Зап. Тадж. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 1.
- Л е в е н Э. Я. Пермские отложения Центрального Памира.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.
- М у р а т о в М. В., А р х и п о в И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол. 1961, 36, вып. 4.
- Н а л и в к и н Д. В. Очерк геологии Туркестана. М.— Ташкент, «Туркпечать», 1926.
- L e n s e n G. I. A method of graben and horst formation.— J. Geol., 1958, 66, № 5.

В. С. БУРТМАН

ТАЛАСС-ФЕРГАНСКИЙ СДВИГ И СДВИГ САН-АНДРЕАС

В статье дается краткий очерк сдвига Сан-Андреас в Северной Америке— наиболее известного сдвига большой амплитуды, и в сравнении с ним рассматривается Таласо-Ферганский сдвиг в Тянь-Шане.

СДВИГ САН-АНДРЕАС

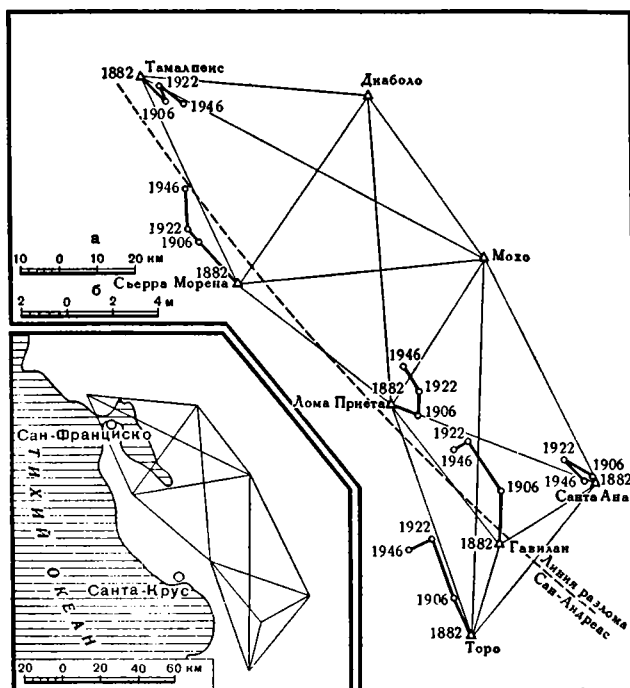
Сдвиг Сан-Андреас (фиг. 1) расположен на территории штата Калифорния (США). Район, по которому проходит этот разлом, относится к областям мезозойской и кайнозойской складчатости.

I

Многочисленные геоморфологические, топографические, повторные геодезические (фиг. 2) и сейсмические исследования в зоне разлома Сан-Андреас дают обильный материал о новейшем этапе жизни сдвига. Сейсмические наблюдения за 25 лет — со времени создания в Южной Калифорнии сети сейсмических станций — показывают, что практически при всех исследованных землетрясениях по этому разлому происходит правый сдвиг (Гуттенберг, 1960). В 1940 г. в результате землетрясения в районе долины Импириал, на участке разлома протяженностью 65 км, произошло смещение, амплитуда которого достигала 1 м (Wallace, 1949). В результате землетрясения 1906 г. горизонтальное смещение по линии этого разлома наблюдалось на расстоянии 435 км (Ситтер, 1960), причем на протяжении более 300 км оно составляло от 0,5 до 4,5 м (Wallace, 1949). Лоусон указывает, что на большей части разлома сдвиг не сопровождался вертикальным перемещением крыльев, и лишь у его северного конца вертикальная составляющая движения достигла, вероятно, 1 м (Lawson a. oth., 1908). После землетрясения 1857 г. горизонтальное смещение вдоль линии разлома наблюдалось на расстоянии 320 км; в горах Сан-Эмигдио амплитуда сдвига была более 9 м (Wallace, 1949). При всех этих землетрясениях сдвиг также был правым.

О новейших горизонтальных перемещениях по разлому свидетельствуют сдвинутые речные долины, русла ручьев и временных потоков. Нобл указывает, что южнее перевала Кахон-Пасс в Южной Калифорнии наблюдается смещение ложиц на 45 м вдоль линии разлома (Noble, 1925—1926), а у устья каньона Лон-Пайн русла пересекающих разлом водотоков смещены более чем на 100 м (Noble, 1933). Русла рек Биг-Рок, Литл-Рок и других, по данным этого автора (Noble, 1954), сдвинуты более чем на 1,5 км. Им же описано смещение гольцовых аллювиальных отложений на 1,5—3 км. Уэллес сообщает, что русла ручьев, спускающихся с юга в долину Лионис, при

пересечении линии разлома испытывают смещение на 450 м, а реки, дренирующие горы Сьерра-Пелона, смещены, по-видимому, на расстояние до 4 км (Wallace, 1949). На юго-западном склоне хребта Темблор наблюдается последовательное смещение русел водотоков вдоль линии разлома на расстояния более 900 м (Hill, Dibblee, 1953). Аналогична амплитуда сдвига русел



Фиг. 2. Современные горизонтальные движения в районе Сан-Франциско, установленные в результате повторных триангуляций (в 1882, 1906, 1922 и 1946 гг.), по Уиттену (Whitten, 1948); а — масштаб карты, б — масштаб векторов смещений. Показаны триангуляционная сеть и векторы смещения триангуляционных пунктов. При сравнении перемещений пунктов, расположенных на разных крыльях разлома Сан-Андреас, выявляется правый сдвиг по этому разлому.

севернее г. Паркфилда (Taliaferro, 1943). Аллен описал перемещение по разлому русел молодых водотоков, стекающих с гор Санта-Крус, равное примерно 1150 м (Allen, 1946). Хиггинс указывает, что в районе Форт-Росс возможное смещение русел по разлому превышает 1,5 км (Higgins, 1961). Сдвиги во всех случаях правые.

II

Рассмотрим данные о более ранних горизонтальных движениях по разлому Сан-Андреас, переходя постепенно ко все более древним. Газин проанализировал состав позднеплейстоценово-современных террасовых галечников в районе хребтов Портал и Сьерра-Пелона, сопоставил его со строением окружающих территорий и пришел к выводу о правом смещении области сноса материала этих галечников на 8—9 км вдоль разлома (Wallace, 1949). На такую же амплитуду сдвига позднеплейстоценовых отложений указывает Нобл (Noble, 1954). По сообщению Смита (Smith, 1959), послесреднеплейстоценовая амплитуда сдвига Сан-Андреас в районе Сан-Франциско достигает 24 км. Плейстоценовые отложения, распространенные южнее — между горами Сан-Эмигдио и хребтом Темблор, дают следующую

картину смещения по этому разлому (Hill, Dibblee, 1953; Hill, 1954). Около разлома здесь развиты галечники, представленные в двух фациях, прослеженных в обоих крыльях разлома. В породах южной фации гальки состоят из гранитов, гнейсов, кварцитов, известняков, черных сланцев и песчаников, принесенных с гор Сан-Эмигдио. В северной фации галечников гальки образованы из белых кремнисто-глинистых сланцев, по-видимому, поступивших с хребта Темблор, где распространены миоценовые породы аналогичного состава. Граница между указанными фациями разорвана по сдвигу и концы ее, подходящие с разных сторон к линии разлома Сан-Андреас, в настоящее время отстоят друг от друга на 16 км (фиг. 1, 6—6').

По данным Хиггинса (Higgins, 1961), распространение плиоценовых отложений севернее г. Сан-Франциско показывает, что величина горизонтального смещения по разлому в этом районе со времени среднего плиоцена находится в пределах от 6 до 16 км, при вертикальном перемещении 150 м (приподнято восточное крыло). Сравнение геологического строения района перевала Кахон-Пасс к северу от разлома Сан-Андреас, со строением района г. Валермо, расположенного к югу от этого разлома, и изучение областей сноса материала верхнемиоценовых отложений и их угленосности привело Нобла (Noble, 1954) к выводу о смещении этих районов — относительно друг друга — по меньшей мере на 50 км. Хилл и Диббли (Hill, Dibblee, 1953) рассмотрели средне- и верхнемиоценовые отложения, развитые на прилегающей к линии разлома территории Южной Калифорнии. Они указывают на распространение здесь двух фаций этих отложений — морской и красноцветной континентальной. В западном крыле разлома граница между фациями прослеживается в северном направлении из хребта Кальенте, через Каррисо-Плейн, к линии разлома. В противоположном крыле последнего та же граница может быть экстраполирована вдоль восточного борта долины Сан-Хоакин также до линии разрыва. Вероятная амплитуда правого сдвига за послемииоценовое время, определенная по смещению этой границы, — 105 км (фиг. 1, 5—5'). По данным Холла (Hall, 1960), соотношение верхнемиоценовых фаунистических провинций в обоих крыльях разлома Сан-Андреас указывает на правое смещение по разлому по меньшей мере на 80 км, а возможно значительно более.

Полное сходство нижнемиоценовых и олигоценовых пород и взаимоотношений между ними, наблюдаемое в горах Сан-Эмигдио в восточном крыле разлома Сан-Андреас и в хребте Габилан на его западном крыле, позволило М. Л. Хиллу и Диббли (Hill, Dibblee, 1953) подсчитать возможную амплитуду смещения по разлому после раннего миоцена — около 280 км (фиг. 1, 4—4'). Кроуэл (Crowell, 1960) сравнил геологическое строение гор Орокопа и района перевала Соледад-Пасс и пришел к выводу, что в Южной Калифорнии вероятная величина смещения по разлому Сан-Андреас после нижнего миоцена или олигоцена составляет примерно 210 км.

Соотношения эоценовых литологических и фаунистических комплексов в горах Сан-Эмигдио сходны с известными в горах Санта-Крус, что, по мнению Хилла и Диббли (Hill, Dibblee, 1953), указывает на возможность перемещения по разлому примерно на 360 км, начиная с позднего эоцена (фиг. 1, 3—3'). Сопоставляя южную границу распространения меловых отложений, подходящую к линии разлома с востока в хребте Темблор, с аналогичной границей, отходящей от разлома на запад около Форт-Росс, эти авторы определяют вероятную амплитуду правого сдвига по разлому Сан-Андреас за послемеловое время в 515 км (фиг. 1, 2—2'). Сдвиг францисканских образований, по их данным, мог достигать 560 км¹ (фиг. 1, 1—1'). На аналогичную

¹ Возраст пород францисканской группы до недавнего времени считался юрским, в соответствии с чем Хилл и Диббли (Hill, Dibblee, 1953) рассматривали указанную амплитуду сдвига как послеюрскую. Более поздние находки фауны говорят, однако, о более высоком стратиграфическом положении францисканской группы, верхняя граница которой поднимается до низов верхнего мела (Кинг, 1961; Higgins, 1961).

величину максимального смещения по разлому указывают Картас, Ивернден и Липсон, исходя из сравнения верхнемеловых интрузий Береговых хребтов и хребта Сьерра-Невада (Curtis a. oth., 1958). Эти же авторы и Кинг (1961) обосновывают возможность таких перемещений на материалах по тектоническому районированию Калифорнии. Масштаб ранних движений по разлому Сан-Андреас нельзя считать достаточно аргументированным, однако, как указывают Хилл и Диббли, «нет сомнений в том, что разлом во всяком случае раннеплейстоценовый, и суммарный правый сдвиг по нему составляет по меньшей мере десятки миль» (Hill, Dibblee, 1953, стр. 449). Амплитуда смещения возрастает по мере того, как мы обращаемся ко все более древним образованиям, что свидетельствует о длительности этого процесса.

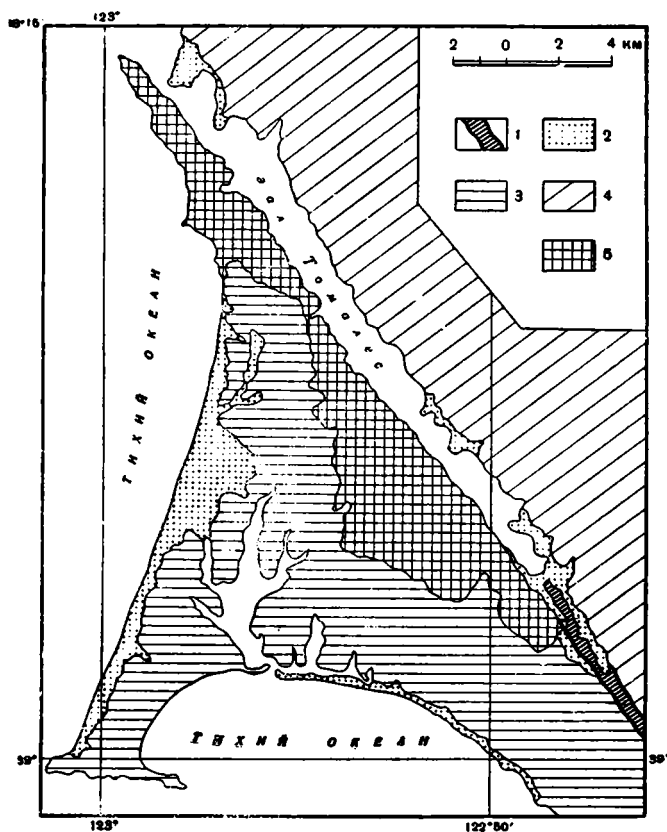
Движения по разлому Сан-Андреас сопровождаются землетрясениями. Хилл и Диббли (Hill a. Dibblee, 1953), проанализировав смещения, начиная с землетрясения 1857 г., подсчитали, что средняя скорость этих перемещений 0,5 см в год. Исходя из амплитуд более ранних смещений и длительности геологических эпох, они получили следующие скорости: 0,6 см/год — с миоцена, 0,5 см/год — с нижнего миоцена, 0,75 см/год — с эоцена, 0,7 см/год — с мела. Средняя скорость перемещения получается, таким образом, довольно постоянной.

III

Линия разлома Сан-Андреас имеет северо-западное простирание. Ее южный отрезок — от мексиканской границы до р. Мишен-Крик — простирается на СЗ 320°. На следующем к северу 250-километровом участке — до района г. Марикопы — направление разлома СЗ 300°, далее он на протяжении 250 км вновь имеет простирание СЗ 320°. Западнее г. Холлистера на 50-километровом интервале направление разлома СЗ 310°, севернее, вплоть до мыса Арена — опять СЗ 320°. От мыса Арена этот разлом, по мнению Лоусона (Lawson a. oth., 1908) протягивается к мысу Мендосино. Длина линии разлома от мексиканской границы до мыса Мендосино более 1200 км. Менард (Menard, Diest, 1952) указывает, что имеются сейсмические данные, свидетельствующие о продолжении этого тектонического шва далее на северо-запад по дну Тихого океана. На юг от границы Мексики система разломов Сан-Андреас (включая также его ветви — сдвиг Сан-Джасинто и др.) продолжается в Калифорнийский залив. По сообщению Гамильтона (Hamilton, 1961), эта система, судя по сейсмическим данным, прослеживается через весь залив и далее, южнее островов Лас-Трес-Марияс, уходит в Тихий океан.

Линия разлома Сан-Андреас отчетливо выражена в рельефе. Приведем ее описание, сделанное Ноблсом, изучившим 130-километровый отрезок этого разлома в Южной Калифорнии. «Уступы, гряды и депрессии образуют выдержанную прямую линию вдоль главного разлома... Характерна резкая изменчивость этих форм вдоль простирания разлома. На протяжении полумили уступ может смениться грядой, а гряда — трогом, уступ, обращенный в одну сторону, может затухнуть и перейти в уступ, обращенный в обратную сторону. Гряды, просадки и уступы местами возникают параллельно трассе главного разлома, образуя пояс, шириной до полумили. Размер самих форм сильно варьирует. Некоторые депрессии представляют собой рвы в несколько футов шириной и один-два фута глубиной, другие достигают 100 футов в глубину и многих сотен футов в ширину. Многие депрессии бессточны и содержат водоемы. Местами гряды пересекают устье каньона и перекрывают сток. Эти формы наблюдаются как в коренных породах, так и в аллювии... Многие из них нарушают новейшие аллювиальные конусы выноса и совершенно не затронуты эрозией» (Noble, 1925—1926, стр. 416). По раз-

лому Сан-Андреас формируются также крупные молодые депрессии. Такова депрессия, включающая заливы Тихого океана Томалес и Болинас. Она вытянута вдоль разлома и имеет длину 50 км при ширине 1—2 км (фиг. 3). Линия сдвига проходит в наиболее пониженной части этой депрессии (Lawson a. oth., 1908).



Фиг. 3. Геологическая карта района залива Томалес, Калифорния. По геологической карте Уивера (Weaver, 1949).

1 — тектоническая брекчия по разлому Сан-Андреас, состоящая из обломков кварцевых диоритов и пород францисканской группы; 2 — четвертичные отложения; 3 — неогеновые отложения; 4 — францисканские отложения; 5 — палеозойские интрузии кварцевых диоритов

Плоскость разлома Сан-Андреас повсеместно имеет крутое падение. «Крутизна разлома определяется прямолинейностью его линии, фактом, что закартированная плоскость сместителя почти вертикальна, и неудачей попыток пересечь его зону [вертикальными] скважинами, расположенными вблизи разрыва» (Hill, Dibblee, 1953, стр. 445). Нобл (Noble, 1925—1926) на изученной им территории отмечает полное раздробление коренных пород вдоль главного разлома, обычно в полосе шириной в несколько сот ярдов. В этой полосе породы в большинстве мест так перемолоты, что практически представляют собой глинку трения. Уэллес, также работавший в Южной Калифорнии, указывает, что вдоль современной линии разлома мощность тектонической глинки изменяется от нескольких сантиметров до 30 см, а аналогичные более древние образования в его зоне имеют мощность в десятки, а возможно и в сотни футов (Wallace, 1949). В северной части сдвига тектоническая брекчия была отмечена Уивером (Weaver, 1949).

Зона разлома Сан-Андреас имеет изменчивую ширину и состоит из одного или нескольких почти параллельных разрывов (Hill, Dibblee, 1953). «Главный разлом сопровождается поясом субпараллельных ему ветвей и переплетающихся трещин, достигающим местами ширины в 6 миль,— пишет Нобл (Noble, 1925—1926, стр. 416).— ...Зона разлома Сан-Андреас в целом представляет собой мозаику из удлиненных лентовидных блоков, длинные оси которых простираются параллельно направлению главного разлома. Во многих местах горные породы так сильно раздроблены и различные формации так перемешаны, что невозможно их закартировать или определить их соотношения и возраст... Преобладающая структура — „ломтевидная“ (slicing)». Аллен указывает на наличие в зоне разлома систем эшелонированных разрывов наряду с параллельными (Allen, 1946).

IV

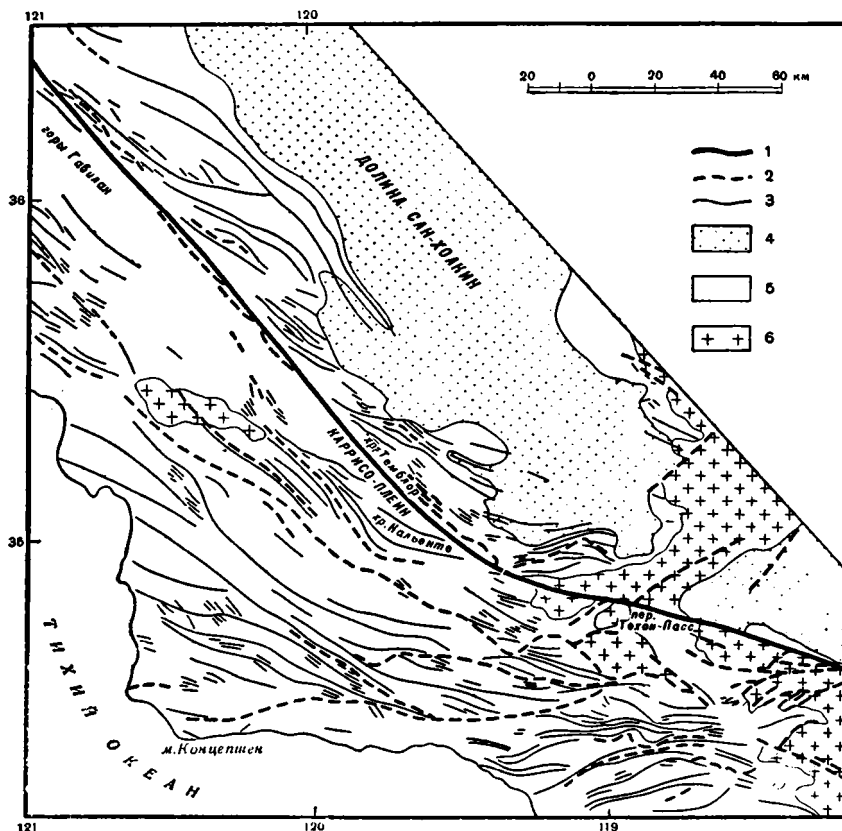
Рассматривая соотношение разлома Сан-Андреас с подходящими к нему складчатыми и разрывными структурными формами, Нобл (Noble, 1932, стр. 358, 360) указывает, что пласты доверхнемиоценовых отложений в районе перевала Кахон-Пасс «изогнуты в складки, оси которых отклоняются к западу и составляют небольшой угол с линией разлома. Такая структура наводит на мысль о том, что эти небольшие складки вдоль разрыва образовались в результате горизонтальных движений. Подобные складчатые структуры в третичных породах аналогичным образом соотносятся с параллельными ветвями разлома Сан-Андреас... Разрывы, пересекающие гряду Сан-Бернардино, имеют тенденцию изгибаться по направлению к разлому Сан-Андреас и подходят к нему так постепенно, что кажутся его ответвлениями». Складки, подходящие под острым углом и как бы примыкающие к линии разлома Сан-Андреас, хорошо видны на тектонической карте Южной Калифорнии (Reed, Holister, 1936), по которой составлена структурная схема (фиг. 4). Аналогичные соотношения между разломом и подходящими к нему складчатыми структурами отметил Уивер (Weaver, 1949) севернее г. Сан-Франциско.

Муди и Хилл (1960), описывая на участке от г. Марикопы до г. Холлистера складки, ориентированные под углом 15—20° к линии разлома, рассматривают их как складки волочения, сопутствующие сдвигу. По данным Хилла и Диббли (Hill, Dibblee, 1953), складки волочения отчетливо видны на западном крыле разлома Сан-Андреас в районе оз. Солтон-си.

V

Образование сдвига Сан-Андреас и его развитие рассматриваются обычно как результат напряжений, вызванных сжатием в меридиональном и растяжением в широтном направлениях (Hill, Dibblee, 1953; Hill, 1954; Муди и Хилл, 1960). По предположению Гамильтона (Hamilton, 1961), движение по сдвигу было причиной возникновения Калифорнийского залива; этот залив отличается большой глубиной, превышающей в его южной части и в отдельных впадинах центральной части 3000 м. Гамильтон указывает, что южная половина залива обладает океанической структурой земной коры, а его северная часть, включая наземное продолжение (долину Импириал и впадину оз. Солтон-си), имеет аномально тонкий слой континентальных пород. Область залива, включая это продолжение, оканчивается на северо-западе там, где сдвиг Сан-Андреас изменяет свое простираение на более широтное (от СЗ 320° к СЗ 300°). Горизонтальные перемещения на этом более широтном участке разлома должны сопровождаться явлениями растяжения на участке, расположенном южнее, с чем Гамильтон и связывает образование Калифорнийского залива. По его представлениям, полуостров Калифорния ранее составлял одно целое с материком и располагался юго-восточнее —

так, что южная оконечность полуострова входила в вырез западного края континента севернее 20-й параллели. В послемеловое время территория Полуостровных хребтов по системе сдвигов Сан-Андреас была перемещена на расстояние до 480 км к северо-западу и отодвинута более чем на 150 км



Фиг. 4. Структурная схема Южной Калифорнии. По тектонической карте Южной Калифорнии (Reed а. Holister, 1936).

1 — сдвиг Сан-Андреас, 2 — другие разломы, 3 — оси складок, 4 — современный аллювий, 5 — мезо-кайнозойские отложения, 6 — граниты

к западу, в результате чего образовался Калифорнийский залив. В подтверждение возможности указанных перемещений Гамилтон рассматривает меловые образования Полуостровных хребтов и восточного побережья Калифорнийского залива (Hamilton, 1961). Калифорнийский залив и расположенная непосредственно к юго-востоку от него часть океанической впадины, по Гамилтону, представляет собой, таким образом, раздвиг большой амплитуды — «полюнью» в тылу сдвига Сан-Андреас.

ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ СДВИГ

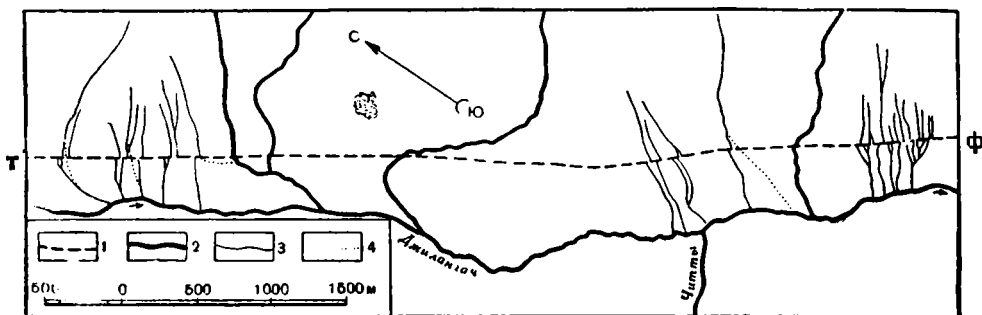
Таласо-Ферганский сдвиг¹ протягивается на 400 км вдоль Ферганского-Тахталыкского, Атойнокского и Таласского хребтов, пересекая в диагональ, ном направлении Тянь-Шаньскую горную систему. Южная часть сдвига

¹ Идея о сдвиговой природе этого разлома впервые была высказана В. Н. Огневим (Огнев и Кушнар, 1934).

расположена внутри герцинид, она разделяет Южный и Срединный Тянь-Шань — внутреннюю и периферическую зоны герцинской геосинклинальной области. Севернее — в Атойнокском и Таласском хребтах линия сдвига прослеживается по границе герцинид с каледонидами Северного Тянь-Шаня, вдоль древнего тектонического шва — главной структурной линии Тянь-Шаня (Николаев, 1933, 1954). Далее линия сдвига отходит от этой границы, — его северное продолжение находится, по-видимому, в выполненной юрскими отложениями Леонтьевской депрессии, расположенной у западного подножия хребта Малый Каратау. Севернее Леонтьевской депрессии линия сдвига вновь выходит к границе каледонид — Главному Каратаускому разлому.

I

Следы современных горизонтальных смещений вдоль линии Таласо-Ферганского разлома наблюдаются на всем его протяжении. Очень отчетливы они в долине р. Джилангача в районе сочленения хребта Джаман-Даван с Ферганским хребтом (фиг. 5, от п. 1 до п. 2). Линия разлома проходит по левому борту долины реки со слабым общим наклоном на юго-восток. Вдоль

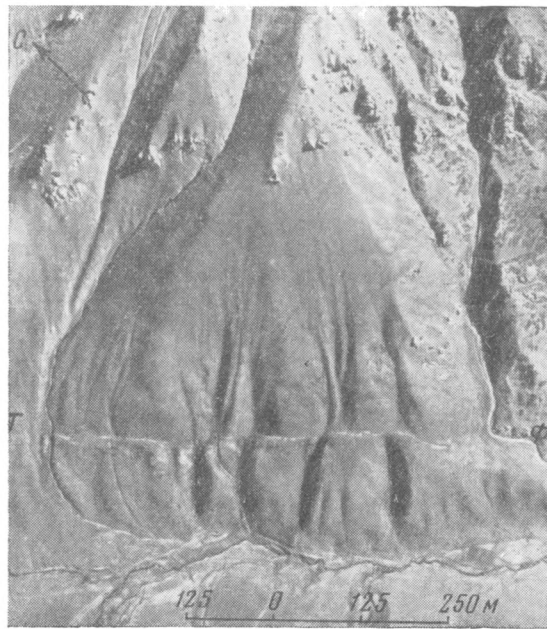


Фиг. 6. Смещение по Таласо-Ферганскому разлому русел временных потоков в долине р. Джилангача.

1 — Таласо-Ферганский сдвиг (Т—Ф); 2 — постоянно действующие водотоки; 3 — русла временных потоков, смещенные по сдвигу; 4 — русла временных потоков, образовавшиеся после сдвига и прорезающие тектонический уступ по разлому

разлома прослеживается уступ высотой от 1 до 2,5 м, обязанный своим происхождением поднятию западного крыла этого разлома. Перпендикулярно к линии разлома с борта долины спускаются многочисленные сухие лоцины, которые, дойдя до указанной линии, резко обрываются, а их продолжения смещены на северо-запад на расстояние 30 м (фиг. 6, 7). На 5-километровом участке левого борта долины р. Джилангача наблюдается смещение 25 таких лоцин (фиг. 5. См. приложение в конверте).

На левом борту долины р. Пчана виден правый сдвиг нескольких русел постоянно действующих и временных водотоков на расстояние около 50 м (фиг. 5, п. 3—6). Высота тектонического уступа по линии разлома на этом участке не превышает 2 м. В бассейне р. Кылдау, против устья р. Мынгтеке, водораздельный гребень, разделяющий левые притоки р. Кылдау, сместился на расстояние, возможно, до 100 м. В 2,3 км северо-западнее виден правый сдвиг другой гряды на 50 м (фиг. 5, п. 7 и 8). Далее на северо-запад — в бассейне р. Кенинбеля Таласо-Ферганский разлом сечет морены современного оледенения (фиг. 5, п. 10 и 11). Разорванные части морен смещены друг относительно друга на 30 м. Смещение водораздельных гряд по линии разлома наблюдается также в бассейне р. Капкаташа (фиг. 5, п. 12). В бассейне р. Узунахмата смещения и изгибы русел временных потоков по линии разлома можно видеть в междуречье Джанарыкская и Сарыбулака и на левом



Фиг. 7. Русла временных потоков, смещенные по Таласо-Ферганскому разлому (Т—Ф) в верховьях р. Джилангача. Фотография участка, занимающего левую часть фиг. 6

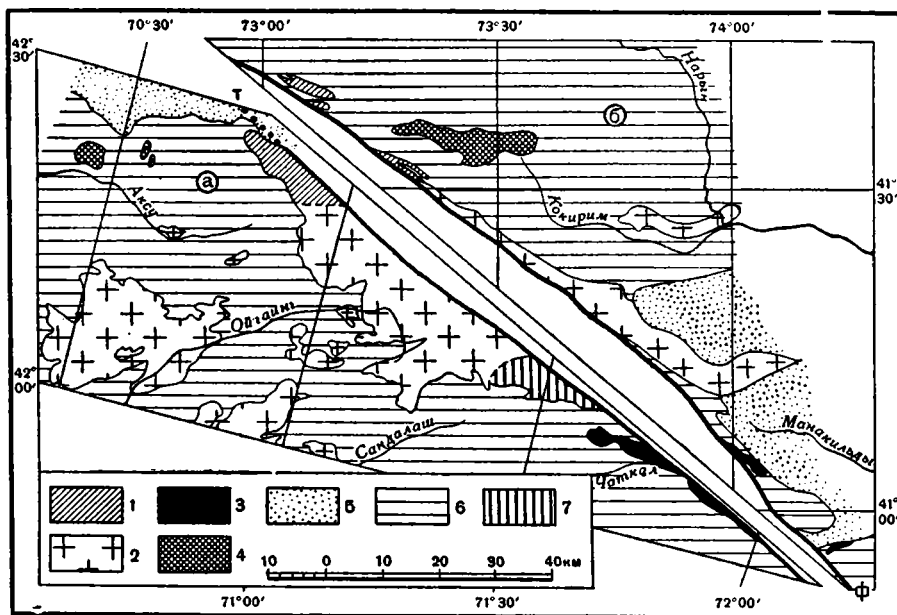
борту долины р. Атойнока в ее среднем и верхнем течении (фиг. 5, п. 13—18) Амплитуда этих смещений 30—35 м. В хребте Таласском Алатау аналогичные смещения русел на расстоянии до 50 м отчетливы в верховьях р. Каракульджи-западной (фиг. 5, от п. 19 до п. 20). В верховьях р. Каракаспа разлом сечет морену современного оледенения, изгибая и смещая «морщины» ее бугристой поверхности. Все перечисленные смещения правые.

Из приведенных материалов можно сделать вывод, что в современную эпоху по Таласо-Ферганскому разлому произошел правый сдвиг с амплитудой в 30—50 м, распространявшийся, по-видимому, на значительную часть разлома. Смещение мелких форм рельефа указывает на совсем недавний возраст этого перемещения. Обратим внимание на картину сдвига небольших долин временных водотоков, стекающих к р. Джилангачу (фиг. 7). Нижние продолжения этих долин, сдвинутые по разлому, отчетливы, не размыты, не «размазаны» в направлении, обратном смещению, как можно было бы ожидать, если бы это смещение было длительным. 30-метровая амплитуда сдвига определилась не в результате накопления в течение тысячелетий медленных движений, а вследствие быстрого процесса, может быть даже одноактного. В современную эпоху такие явления известны лишь в связи с землетрясениями. Здесь уместно отметить, что по данным Е. А. Розовой (Розова, Чернявкина, 1949; Розова, Грин, 1955), вдоль Таласо-Ферганского разлома расположена эпицентральная зона землетрясений, а А. В. Введенская (1951) указывает на приуроченность к этому разлому гипоцентра девятибалльного Чаткальского землетрясения 1946 г.

II

Наиболее поздние (помимо современных) образования, горизонтальное смещение которых устанавливается по Таласо-Ферганскому разлому,— верхнепалеозойские. В западном крыле этого разлома — в бассейнах рек

Чаткала и Пскема — широко развиты верхнепалеозойские интрузии гранитоидов. В Таласском Алатау на протяжении более 100 км Таласо-Ферганский разлом является границей интрузий, резко обрывающей их. Отметим, что нигде, северо-западнее или юго-восточнее этого 100-километрового участка, в западном крыле разлома гранитоиды к его линии не подходят и отсутствуют вблизи от нее.



Фиг. 8. Герциньские интрузии у Таласо-Ферганского разлома (Т—Ф).

а — Чаткальский район Среднего Тянь-Шаня, б — Наринский район Среднего Тянь-Шаня. Герциньские интрузии: 1 — гнейсовидные граниты, 2 — гранитоиды, 3 — гранодиориты и кварцевые диориты, 4 — щелочные интрузии; 5 — кайнозойские отложения, 6 — палеозойские отложения, 7 — докембрийские (?) гранитоиды

Тектонический контакт интрузии в Таласском Алатау замечателен тем, что за ним (в противоположном крыле разлома) нет апофиз этой огромной интрузии, а прилегающие к разлому древние породы, по наблюдениям В. А. Николаева (1940 г.), лишены следов контактового изменения. В восточном крыле Таласо-Ферганского разлома верхнепалеозойские интрузии имеются лишь на участке от хребта Тахталык до долины р Пчана. Протяженность этого участка также более 100 км. Здесь, как и в Таласском Алатау, какие-либо следы воздействия интрузии на породы, развитые в противоположном крыле разлома, отсутствуют. Это особенно бросается в глаза, так как по обе стороны от линии разлома развиты отложения, близкие по возрасту. В обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома интрузивные породы вблизи его линии катаклазированы. Верхнепалеозойские гранитоиды в восточном крыле рассматриваемого разлома отстоят от одновозрастных гранитоидов, развитых в его западном крыле, на расстояние примерно 200 км (вдоль линии разлома). Для удобства сопоставления на фиг. 8 западное крыло Таласо-Ферганского разлома перемещено на 200 км на юго-восток и повернуто на 12° в направлении движения часовой стрелки так, чтобы интрузии в обоих крыльях находились друг против друга.

Северную часть интрузии, расположенной на западном крыле Таласо-Ферганского разлома, образуют лейкократовые гнейсовидные граниты, описанные В. А. Николаевым в 1940 г. Линия Таласо-Ферганского разлома слу-

жит границей этой интрузии на протяжении 15 км — от р. Аксая до р. Куркурсу. В восточном крыле разлома аналогичный состав имеют интрузии, расположенные в хребте Тахталык — у перевала Каргыш и в районе озер Карасу и Капкаташ. По данным Т. А. Додоновой, их слагают лейкократовые граниты, обладающие плоско-параллельной текстурой течения, придающей породе гнейсовидный облик.

Вернемся к западному крылу разлома. На юго-восток от р. Куркурсу на протяжении более 40 км линия разлома ограничивает интрузию верхнепалеозойских гранитоидов. В интрузии преобладают серые крупнокристаллические биотит-роговообманковые граниты, имеющие в приконтактовых областях порфириовидную структуру. В периферических частях интрузии местами распространены гранодиориты, связанные с гранитами постепенными переходами. В восточном крыле разлома аналогичный состав имеет интрузия гранитоидов, протягивающаяся более чем на 40 км вдоль его линии на юго-восток от оз. Капкаташ. Обе указанные интрузии прорывают породы среднего палеозоя.

В верховьях р. Сандалаша и в бассейне правых верхних притоков р. Чаткала (в западном крыле Таласо-Ферганского разлома) развиты гранитоиды, имеющие, по-видимому, более древний возраст. По устному сообщению К. Д. Помазкова, в верховьях р. Сандалаша он наблюдал трансгрессивное налегание нижнепалеозойских отложений на указанные гранитоиды и прорывание последних верхнепалеозойскими гранитами¹. В нарынском (восточном) крыле разлома южнее выходов верхнепалеозойских гранитов на протяжении 25 км вдоль его линии развиты нижнекаменноугольные отложения и судить о наличии или отсутствии древних интрузий на глубине нет возможности². Далее на юг, в верховьях р. Кылдау у линии Таласо-Ферганского разлома, расположен массив среднезернистых гранодиоритов. Вблизи контакта интрузии гранодиориты переходят в кварцевые диориты и диориты. В западном крыле разлома этим породам соответствуют гранодиориты, массив которых расположен в верховьях р. Чаткал. Собственно гранодиоритовый состав имеет лишь западная часть массива. Его восточная часть представляет собой узкую полосу интрузивных пород, вытянутую вдоль линии разлома; по сути дела, повсеместно здесь можно видеть лишь приконтактовую фацию — кварцевые диориты.

В верхнепалеозойский интрузивный комплекс входят также щелочные интрузии. Это — Шаматорский массив в хребте Тахталык в 5 км восточнее линии Таласо-Ферганского разлома и массивы Ирису, Каинды и Талдыбулак в его противоположном крыле (Николаев, 1935; Вендланд, 1937; Молчанова, 1957; Орлова, 1960; Кушев, 1960). Большую часть Шаматорского массива слагают сиениты, а в его краевых частях и кровле развиты меланократовые породы изменчивого состава — монцониты, шонкиниты, эссекситы. Интрузия Ирису в Джебаллинских горах, в противоположном крыле разлома, образована главным образом шонкинитами с участками сиенитов, нефелиновых сиенитов и монцонитов. В контактовой зоне этого массива распространены меланократовые сиениты, меланократовые шонкиниты и пироксениты. Т. В. Молчанова (1957) указывает, что собственно магматическими породами этой интрузии являются лишь сиениты и нефелиновые сиениты; остальные породы образовались в результате процессов гибридации и метасоматоза. Щелочные габброиды слагают также массив Каинды, расположенный в 7 км восточнее интрузии Ирису, и небольшую интрузию Талдыбулак. В табл. 1 и на фиг. 9 приведена сравнительная характеристика хими-

¹ На вероятное присутствие древних интрузий в этом районе указывали А. О. Кайзер, В. А. Николаев, а также Н. М. Синицын (1960).

² Сравнивая крылья Таласо-Ферганского разлома, надо иметь в виду, что в пределах Срединного Тянь-Шаня восточное крыло разлома находится на более высоком уровне эрозийного среза, чем западное. Это исключает возможность простого сопоставления геологических границ, подходящих с двух сторон к линии разлома.

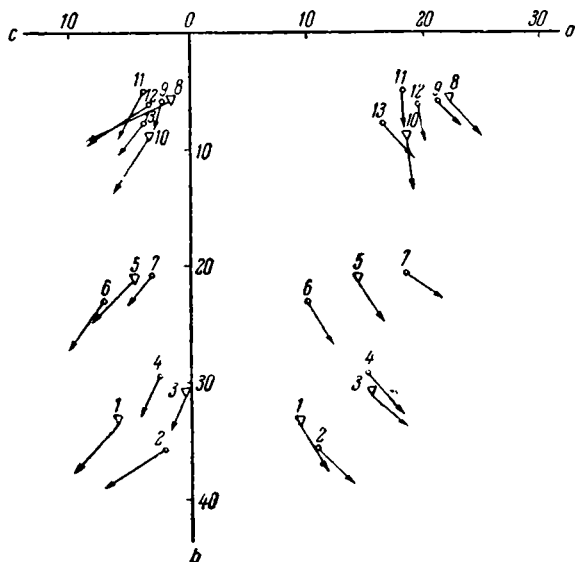
Таблица 1

Химический состав и числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) для пород интрузий Ирису, Каинды, Талдыбулак и Шаматорской

| Интрузия | Шаматорская | Каинды | Шаматорская | Талдыбулак | Шаматорская | Каинды | Ирису | Шаматорская | Ирису | Шаматорская | Ирису | | Каинды |
|--------------------------------|-------------|----------------|-------------|--------------|-------------|----------------|--------------|-------------|----------------|-------------|-----------------|----------------|----------------|
| Порода | Эссексит | Шонкинниты | | Маросит | Монзониты | | | Сиениты | | | | | |
| Автор описания | Кушев, 1960 | Николаев, 1935 | Кушев, 1960 | Орлова, 1960 | Кушев, 1960 | Николаев, 1935 | Орлова, 1960 | Кушев, 1960 | Вендланд, 1937 | Кушев, 1960 | Молчанова, 1957 | Вендланд, 1937 | Николаев, 1935 |
| № | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| SiO ₂ | 43 | 46,4 | 47,96 | 46,93 | 51,02 | 50,48 | 49,16 | 61,46 | 61,48 | 60,1 | 62,3 | 59,45 | 62,01 |
| TiO ₂ | 1,76 | 1,15 | 1,02 | 1,32 | 1,01 | 0,88 | 0,9 | 0,27 | 0,36 | 0,27 | 0,45 | 0,52 | 0,43 |
| Al ₂ O ₃ | 16,18 | 11,51 | 12,31 | 15,47 | 17,2 | 17,72 | 18,36 | 18,91 | 19,27 | 19,07 | 18,66 | 18,97 | 17,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,27 | 6,15 | 4,49 | 4,57 | 3,05 | 5,26 | 4,43 | 1,08 | 1,83 | 1,61 | 1,79 | 2,15 | 2,7 |
| FeO | 7,35 | 5,6 | 9,11 | 5,31 | 5,14 | 3,73 | 4,25 | 1,17 | 1,82 | 2,49 | 1,53 | 1,88 | 1,44 |
| MnO | 0,12 | 0,34 | 0,29 | 0,17 | 0,12 | 0,25 | 0,22 | 0,05 | Следы | 0,05 | 0,05 | Следы | 0,22 |
| MgO | 8,9 | 7,65 | 5,56 | 6,8 | 4,74 | 5,3 | 3 | 1,21 | 0,92 | 2,61 | 1,14 | 1,2 | 1,22 |
| CaO | 11,63 | 12,5 | 8,36 | 9,81 | 8,02 | 10,02 | 8,75 | 2,46 | 3 | 3,35 | 2,99 | 3,13 | 4,63 |
| BaO | 0,33 | 0,58 | 0,11 | — | 0,23 | 0,23 | — | 0,7 | — | 0,18 | — | — | 0,32 |
| Na ₂ O | 2,28 | 1,89 | 4,93 | 4,7 | 3,3 | 2,62 | 4,84 | 3,15 | 7,2 | 5,1 | 5,3 | 3,34 | 4 |
| K ₂ O | 2,75 | 4,6 | 3,39 | 3,56 | 4,7 | 2,72 | 5,14 | 10 | 3,8 | 5,1 | 4,18 | 7,8 | 5,06 |
| a | 9,3 | 10,5 | 15,2 | 15,1 | 14,3 | 10 | 18,3 | 22,2 | 21,3 | 18,6 | 18,2 | 19,5 | 16,5 |
| c | 6,3 | 2,2 | 0,5 | 2,5 | 4,6 | 7,2 | 3,3 | 1,5 | 2,2 | 3,4 | 3,7 | 3,4 | 3,8 |
| b | 33,4 | 35,7 | 30,9 | 29,4 | 21,2 | 23,2 | 20,9 | 6,1 | 6,2 | 9,1 | 5,1 | 6,3 | 7,9 |
| s | 51 | 51,6 | 53,4 | 53 | 59,9 | 59,6 | 57,5 | 70,2 | 70,3 | 68,9 | 73 | 70,8 | 71,8 |
| f' | 30,2 | 29,8 | 40 | 30,6 | 36,1 | 36,4 | 39,5 | 35 | 52,7 | 43,1 | 60,2 | 58,5 | 47 |
| m' | 45,8 | 35,1 | 29,1 | 38,3 | 38,7 | 39,8 | 24,6 | 33,7 | 24,2 | 50 | 38,4 | 33,7 | 27,4 |
| c' | 24 | 35,1 | 30,9 | 31,1 | 25,2 | 23,8 | 35,9 | 31,3 | 23,1 | 6,9 | 1,4 | 7,8 | 25,6 |
| n | 60 | 38,7 | 70 | 66,6 | 51,5 | 59,2 | 59,4 | 45,1 | 74 | 60,1 | 65,4 | 39,4 | 54,6 |
| f | 87 | 14,3 | 29,9 | 2 | 29,2 | 20 | 16 | 45 | 24,4 | 35,7 | 30,1 | 29,2 | 20,8 |
| t | 2,9 | 38,3 | 1,6 | 13,1 | 1,5 | 1,3 | 1,3 | — | 0,3 | — | 0,2 | 0,6 | 0,5 |
| Q | -22,9 | -20 | -24 | -26,7 | -13,4 | -8 | -26,9 | -5,5 | -4,2 | -2,8 | +5,9 | -0,8 | +6,8 |
| a/c | 1,5 | 1,8 | 30,4 | 6 | 3,2 | 1,4 | 5,9 | 14,7 | 9,6 | 5,5 | 4,8 | 5,7 | 4,3 |

ческого состава пород из щелочных интрузий обоих крыльев Таласо-Ферганского разлома.

Породы щелочных интрузий Джебаглинских гор подобны распространенным в периферической части Шаматорского массива. Учитывая небольшие размеры Джебаглинских интрузий по сравнению с Шаматорской, это различие следует признать вполне закономерным.



Фиг. 9. Диаграмма (по А. Н. Заварицкому) химического состава пород Шаматорской интрузии (показаны треугольниками) и интрузий Ирису, Кайнды и Талдыбулак (показаны точками).

Номера соответствуют номерам в табл. 1

Приведенные соотношения верхнепалеозойских интрузий с Таласо-Ферганским разломом указывают на возможный правый сдвиг вдоль этого разлома примерно на 200 км. Интрузии разорваны и части их смещены друг относительно друга; следовательно, сдвиг произошел после формирования этих интрузий.

Рассмотрим теперь среднепалеозойские отложения, распространенные на прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому территории Среднего Тянь-Шаня и в северной части Южного Тянь-Шаня. В нижнекаменноугольных отложениях этого района выделяются два типа разрезов: один образован карбонатными и другой карбонатно-терригенными осадками. Проследим их распространение по ярусам. Из намюрских отложений в большей части рассматриваемого района сохранились лишь породы нижнего подъяруса. Почти на всей территории они представлены карбонатными осадками. Карбонатно-терригенные отложения этого возраста выходят непосредственно к западу от линии Таласо-Ферганского разлома в горсте среди юрских отложений Леонтьевской депрессии, а в восточном крыле разлома почти в 200 км юго-восточнее — на северном склоне гор Кокиримтау (фиг. 10, а).

В отложениях среднего и верхнего визе карбонатные породы к западу от линии разлома занимают всю территорию, расположенную южнее гор Каракус. К востоку от этой линии они распространены в хребте Джаман-Даван, на восточном склоне Ферганского хребта и в горах Кавактау. Карбонатно-терригенные отложения указанного возраста на западном крыле Таласо-Ферганского разлома развиты в северо-западной части гор Каракус и

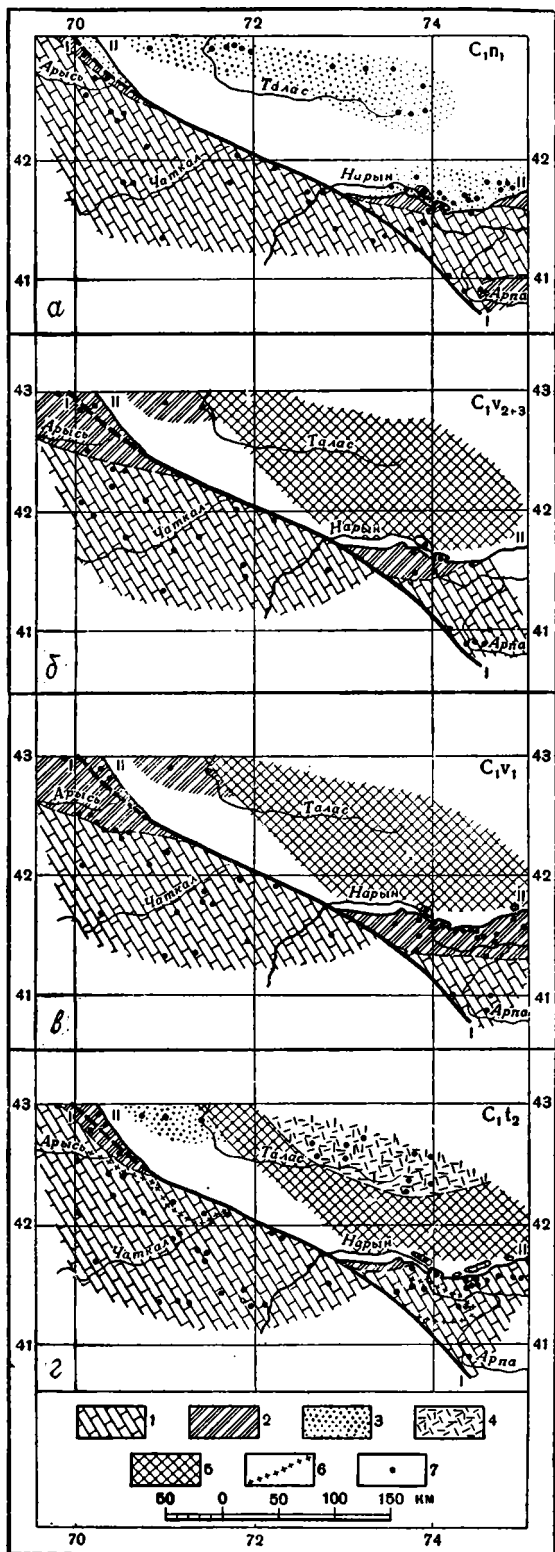
в хребте Боролдай, на восточном крыле — в горах Кокиримтау и в западной части гор Кавактау (фиг. 10, б).

Сходна картина распространения нижневизейских отложений. Карбонатные породы этого возраста к западу от Таласо-Ферганского разлома занимают обширную площадь — от гор Баубашата на юго-востоке до Угамского хребта на севере. К востоку от разлома аналогичные породы распространены в хребте Джаман-Даван и на восточном склоне Ферганского хребта. В юго-восточной части гор Каракус, в Джебаглинских горах и в хребте Акшийряк в карбонатных породах появляется глинистая и алевроитовая примесь. Далее на север, в северо-западной части гор Каракус и в хребте Боролдай — по одну сторону от Таласо-Ферганского разлома, и в горах Кокиримтау и хребте Молдотау — по другую сторону от него, нижний визе представлен карбонатно-терригенными отложениями (фиг. 10, в).

Карбонатные отложения верхнетурнейского возраста к западу от Таласо-Ферганского разлома распространены на левобережье Нарына, в горах Бозбутау, Чаткальском, Атойнокском, Таласком, Сандалашском, Пскем-

Фиг. 10. Схема распространения отложений нижнего карбона на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому.

1 — карбонатные отложения, 2 — карбонатно-терригенные отложения, 3 — существенно терригенные красноцветные отложения, 4 — вулканогенные отложения, 5 — область денудации, 6 — изопахита 1000 м в верхнетурнейских отложениях, 7 — местоположение стратиграфических разрезов; I—I — Таласо-Ферганский сдвиг; II—II — Главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву



ском и Угамском хребтах и частично в хребте Боролдай. Восточнее линии разлома эти отложения развиты в хребтах Молдотау, Акшийряк, Джаман-Даван, на южном склоне хребта Тахталык и в горах Кокиримтау. Карбонатно-терригенные отложения верхнего турне на западном крыле разлома известны в хребте Боролдай (Арсовски, 1957), а на восточном крыле — в 200 км юго-восточнее — на северных склонах гор Кокиримтау и Кавактау. Интересны изменения мощности верхнетурнейских отложений. На большей части рассматриваемой территории она колеблется от 400 до 700 м. На северо-востоке же Чаткальской зоны и в северо-западной части Нарынской зоны их мощность увеличивается до 1200—1400 м. Район к западу от Таласо-Ферганского разлома, на территории которого разрезы верхнего турне превышают 1000 м, охватывает северо-восточную часть хребта Боролдай, западный склон Таласского Ала-Тау и северо-восточную часть Сандалашского хребта. Восточнее линии разлома этот район занимает хребет Акшийряк и южный склон гор Кокиримтау. Изопахита 1000 м подходит к линии Таласо-Ферганского разлома с запада в верховьях р. Чаткала и отходит от разлома на восток южнее хребта Акшийряк (фиг. 10, з).

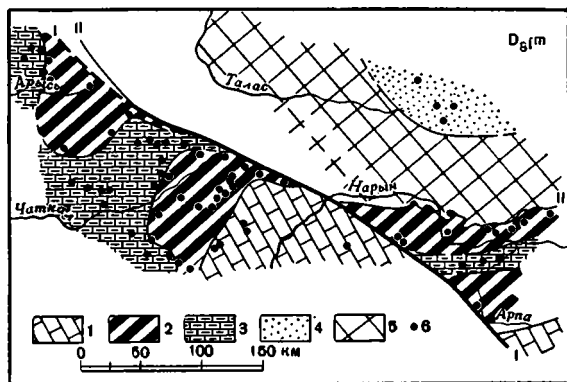
Сопоставление нижнекаменноугольных отложений, развитых в обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома (фиг. 10), указывает, что амплитуда вероятного сдвига по разлому составляет около 200 км.

Сложнее и интереснее картина распределения различных типов отложений среднего-верхнего девона, развитых на той же территории (Буртман, 1961). В фаменских отложениях рассматриваемого района можно выделить три типа разрезов. Один из них образуют известняки и доломиты, второй — глинистые и песчаные известняки, третий содержит как карбонатные, так и терригенные обломочные породы. Карбонатно-терригенные отложения на каждом крыле разлома развиты в двух разобщенных областях — северной и южной. Северная область к западу от Таласо-Ферганского разлома заключает значительную часть территории хребта Боролдай и северо-восточный участок Угамского хребта, а к востоку от разлома — часть хребта Тахталык, горы Кокиримтау и Кавактау. Двигаясь на юго-восток вдоль линии Таласо-Ферганского разлома, мы попадаем в район развития глинистых и песчаных известняков. Западнее разлома эти породы распространены в Пскемском и Майдантальском хребтах и частично в хребтах Боролдай, Угамском и Чаткальском, в восточном крыле — в хребтах Чаарташ и Акшийряк. Далее на юго-восток расположена южная область развития карбонатно-терригенных отложений. На западном крыле разлома она охватывает восточную часть Чаткальского хребта и частично Сандалашский хребет, южный склон Таласского Алатау и северный склон Атойнокского хребта. Восточнее Таласо-Ферганского разлома указанные отложения обнажаются в районе сочленения хребта Джаман-Даван с Ферганским хребтом. Южнее карбонатно-терригенных отложений в обоих крыльях разлома развиты известняки и доломиты фаменского яруса (фиг. 11). Картина распределения разных типов фаменских отложений указывает на правый сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому с амплитудой около 200 км.

Франские отложения мы рассмотрим совместно с живетскими, так как на многих участках разделение этих ярусов не произведено или не вполне обосновано. В живетско-франских отложениях можно выделить четыре типа разрезов: таялмышский, аккапчигайский, алабукинский и бозбутауский (фиг. 12). Разрез таялмышского типа образован светлыми существенно кварцевыми кварцитовидными песчаниками. Эти породы к западу от Таласо-Ферганского разлома занимают часть территории Угамского, Пскемского, Сандалашского хребтов, южного склона Таласского Алатау и Майдантальский хребет, а в восточном крыле разлома — часть гор Кокиримтау и хребта Молдотау.

В обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома, к северо-западу и юго-востоку от площади распространения таялмышских отложений расположе-

ны области развития отложений аккапчигайского типа — соответственно северная и южная. Разрез аккапчигайского типа в нижней своей части сложен красноцветными и пестроцветными грубообломочными породами полимиктового состава, в верхней части — светлыми существенно кварцевыми кварцитовидными песчаниками, обычно мелко- и среднезернистыми. Северная область развития живетско-франских отложений аккапчигайского типа западнее Таласо-Ферганского разлома охватывает часть северного склона Угамского хребта, горы Каракус и уходит в хребет Боролдай. Восточнее



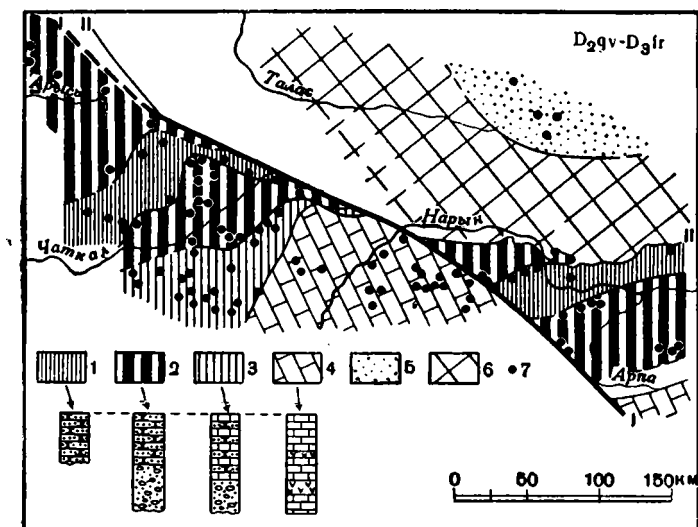
Фиг. 11. Схема распространения фаненских отложений на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому.

1 — известняки и доломиты, 2 — карбонатно-терригенные отложения, 3 — глинистые и песчаные известняки, 4 — терригенные пестроцветные отложения; 5 — область денудации, 6 — местоположение стратиграфических разрезов; I—I — Таласо-Ферганский сдвиг, II—II — Главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву

линии разлома она располагается на территории хребта Тахталик и западной части гор Кокиримтау. Южная область распространения этих отложений по одну сторону от разлома находится на территории Пскемского, Сандалашского и Чаткальского хребтов, заходя на южный склон Таласского Алатау и в Атойнокский хребет. В противоположном крыле разлома отложения аккапчигайского типа занимают территорию хребтов Чаарташ и Акшийряк, частично восточный склон Ферганского хребта и заходят в хребты Молдотау и Джаман-Даван.

К югу от рассмотренных образований, в западном крыле Таласо-Ферганского разлома распространены отложения алабукинского типа, в которых главная роль принадлежит карбонатно-терригенным накоплениям. Разрезом алабукинского типа характеризуется значительная часть Чаткальского хребта. К линии Таласо-Ферганского разлома эти отложения подходят по территории Атойнокского хребта. Далее на юг, в западном крыле разлома развиты известняки, доломиты и эффузивные породы, образующие разрез бозбутауского типа. В восточном крыле разлома непосредственно южнее площади распространения отложений аккапчигайского типа — на территории хребта Джаман-Даван и прилегающих к ней молодых депрессий живетско-франские отложения на дневную поверхность не выходят. Далее на юг расположены районы, характеризующиеся разрезами бозбутауского типа. В обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома, как мы видим (фиг. 12), в одной и той же последовательности чередуются области развития одинаковых типов живетско-франских отложений. Отчетливо их смещение вдоль линии разлома на расстояние около 200 км.

Данные Л. Б. Вонгаза (1958^{1,2}) и палеотектонические схемы, составленные В. Г. Королевым (1960) для нижнего и среднего кембрия, указывают на смещение нижнепалеозойских отложений по Таласо-Ферганскому разлому. По устному сообщению В. Г. Королева, строение разреза и характер соотношений между стратиграфическими подразделениями позднего докембрия и нижнего палеозоя в хребте Тахталык аналогичны известным в противоположном крыле разлома в хребте Боролдай и отличаются от наблюдаемых



Фиг. 12. Схема распространения живетско-франкских отложений на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому.

Типы разрезов: 1 — таялмышский, 2 — аккапчигайский, 3 — алабукинский, 4 — бозбутауский, 5 — терригенные пестроцветные отложения в Северном Тянь-Шане; 6 — область денудации; 7 — местоположение стратиграфических разрезов; I—I — Таласо-Ферганский сдвиг, II—II — Главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву

в более близких пунктах указанного крыла. Амплитуда смещения нижнепалеозойских образований, судя по этим данным, примерно равна смещению среднепалеозойских отложений.

Подводя итоги, можно сделать следующие выводы:

1) Таласо-Ферганский разлом не влиял на первичное распределение пород среднего и верхнего палеозоя, а возможно, также нижнего палеозоя и позднего докембрия¹.

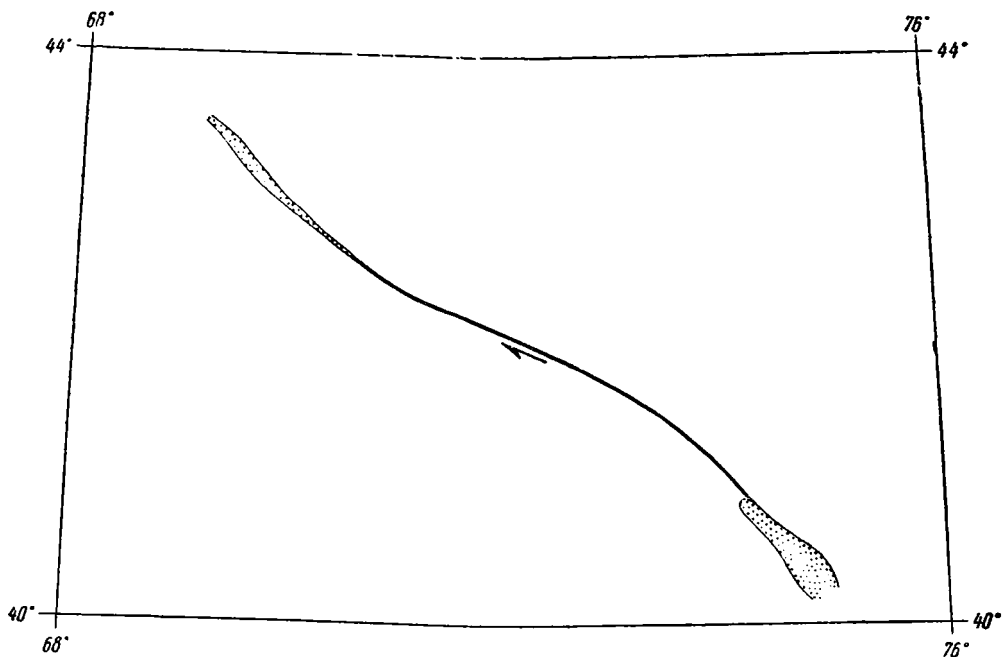
2) горизонтальное смещение вдоль линии Таласо-Ферганского разлома образований позднего докембрия, раннего, среднего и позднего палеозоя (до нижней перми включительно) одинаково: сдвиг произошел после формирования этих образований; сдвиг правый, его амплитуда в Среднем Тянь-Шане около 200 км².

В конце триаса — начале юры появляются осадочные образования, связанные с зоной Таласо-Ферганского разлома. Эти отложения выполняют вытянутые вдоль его линии депрессии: Леонтьевскую (в Каратау) и Яркенд-

¹ Сказанное, как и все последующее, не относится к Главной структурной линии Тянь-Шаня, вдоль которой Таласо-Ферганский сдвиг проходит в Таласском и Атойнокском хребтах.

² Вертикальное перемещение крыльев Таласо-Ферганского разлома сравнительно невелико; Четкальский район в западном крыле разлома приподнят относительно Нарынского района в его восточном крыле на 2,5—3 км.

Ферганскую. Приуроченность указанных депрессий к зоне рассматриваемого разлома отмечали многие исследователи (Огнев, 1946; Сеницын, 1957; Резвой, 1960). Эти узкие глубокие впадины, заполненные мощными юрскими отложениями, занимают строго определенное положение по отношению к линии Таласо-Ферганского разлома: они расположены на отрезках разлома, имеющих северо-западное простирание, и разделены участком разлома, обладающим более широтным (запад-северо-западным) простиранием (фиг. 13).



Фиг. 13. Таласо-Ферганский сдвиг и юрские депрессии — Леонтьевская на севере и Восточно-Ферганская (Яркент-Ферганская) — на юге

Такое соотношение впадин с Таласо-Ферганским разломом указывает на вероятность их образования в связи с горизонтальным перемещением поэтому разлому. Действительно, правый сдвиг на участке разлома запад-северо-западного простирания должен вызвать условия растяжения («зияние») около участков разлома, ориентированного более меридионально, с чем и связано, по нашему предположению, образование указанных приразломных впадин. В меловое время вдоль Таласо-Ферганского разлома образовалось поднятие, влияние которого на фации и мощности меловых и кайнозойских отложений выяснено работами Д. В. Наливкина (1926), В. Н. Огнева (1946), Б. А. Петрушевского (1955), Н. М. Сеницына (1960), В. Н. Крестникова (1961) и др.

Таким образом, для позднего докембрия и почти всего палеозоя мы не знаем следов ни горизонтальных, ни вертикальных движений по рассматриваемому тектоническому шву. Приведенные материалы позволяют сделать вывод, что Таласо-Ферганский сдвиг образовался в пермо-триасовое время, в течение которого и произошло основное смещение по нему. Следы постумных горизонтальных перемещений по разлому мы улавливаем для юрского времени. Новая активизация этих движений относится к четвертичному периоду.

Сравнивая материалы о горизонтальных движениях по разломам Сан-Андреас и Таласо-Ферганскому, следует отметить, что современные горизонтальные движения по сдвигу Сан-Андреас изучены несравненно лучше,

чем по Таласо-Ферганскому разлому. Однако определения амплитуд древних смещений по разлому Сан-Андреас обосновываются (а чаще — предполагаются) сопоставлением какой-либо одной фациальной границы в обоих крыльях разлома. Ни для какого стратиграфического подразделения мы не имеем там картины последовательного смещения нескольких фациальных зон, подобной показанной на картах фаций девонских отложений, развитых вблизи Таласо-Ферганского разлома (фиг. 11 и 12). Большая амплитуда Таласо-Ферганского сдвига обоснована значительно лучше и определена точнее, чем у сдвига Сан-Андреас.

Изучение разлома Сан-Андреас показало, что развитие сдвига является процессом длительным. В Калифорнии сдвиг развивался на фоне осадконакопления и этапы движения по нему фиксируются в накопившихся отложениях. Основное перемещение по Таласо-Ферганскому разлому в отличие от разлома Сан-Андреас происходило в условиях поднятия, и нам известен лишь конечный результат смещений.

III

Линия Таласо-Ферганского разлома разделяется на несколько отрезков, простирающихся под небольшим углом друг к другу. Простирание от одного отрезка к другому изменяется плавно. В Таласском Алатау и Атойнокском хребте — по границе древних толщ Северного Тянь-Шаня — разлом проходит в направлении на СЗ 295° . Простирание выполненной юрскими отложениями Леонтьевской депрессии в Каратау, которая расположена на предполагаемом северном продолжении Таласо-Ферганского разлома, СЗ $310-315^\circ$. Юго-восточнее Кетьменьтюбинской впадины, вплоть до р. Кугарта-восточного, на протяжении 95 км линия разлома простирается на СЗ 306° . При этом она полого волниста, но наибольшее отклонение ее от прямой на этом участке не превышает 500 м. На 60-километровом участке от водораздела рек Кугарт и Колдома до впадины Арпа общее направление разлома СЗ 320° ; максимальное отклонение его линии от прямой указанного простирания 650 м. В целом, на более широтном участке — в Таласском и Атойнокском хребтах — линия разлома более прямолинейна.

Плоскость Таласо-Ферганского разлома вертикальна или почти вертикальна: линия разлома пересекает горные хребты и долины напрямую. Параллельно линии сдвига прослеживаются многочисленные разрывы, вырезающие длинные узкие тектонические линзы — «ломти». Протяженность таких «ломтей» достигает десятков километров при ширине от нескольких сот метров до 1—2 км. Однако, как бы ни была сложна раздробленность, чередование тектонических линз пород из разных крыльев разлома нигде не наблюдается: повсюду отчетливо устанавливается линия Таласо-Ферганского разлома, разделяющая породы обоих крыльев.

Развитие широких зон тектонических брекчий для рассматриваемого сдвига не характерно. На восточном склоне Ферганского хребта — в бассейнах рек Ичан и Джилангач — на значительном протяжении непосредственно около линии разлома можно наблюдать, как с одной стороны к ней подходят силурийские, а с другой — каменноугольные породы. Их разделяет лишь задернованная ложбина шириной в несколько метров. Породы с обеих сторон ложбины раздроблены, в них наблюдаются зеркала скольжения (с горизонтальной и наклонной штриховкой), но в целом текстура породы сохраняется. Катаклиз гранитов у Таласо-Ферганского разлома прослеживается на расстоянии до 100 м вкост его линии.

IV

Пересечем Чаткальский район от гор Бозбутау у его южной границы до гор Каракус на севере и проследим изменение простирания герцинских тектонических структур (фиг. 14. См. в конверте в конце книги). В Чаткальском, Пскемском и Майданталском хребтах указанные структуры

имеют в целом северо-восточное простирание (СВ 50—60°), в бассейне р. Аксу (хр. Угамский) — широтное, а в горах Каракус оно изменяется на восток-юго-восточное (ЮВ 100°). Указанные простирания основных складчатых и разрывных структур выдерживаются и западнее рассмотренного пересечения, и восточнее вплоть до полосы, прилегающей к линии Таласо-Ферганского разлома.

Структурный план Нарынского района Срединного Тянь-Шаня обладает аналогичными чертами. Простирание тектонических структур в южной и центральной части территории — в горах Байбичетау и в хребте Акшийряк СВ 60°. Севернее, в горах Кикиримтау и Кавактау оно широтное. Таким образом, простирания основных складчатых и разрывных структур в Чаткальском и Нарынском районах Срединного Тянь-Шаня идентичны, а закономерности изменения этих простираний в поперечном направлении аналогичны. Районы изменения простирания от северо-восточного к широтному в разных крыльях разлома — Тогузторауская котловина и северная часть Угамского хребта — отстоят один от другого примерно на 250 км, считая вдоль линии разлома.

При приближении к разлому складчатые и разрывные структуры изгибаются навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома, обрисовывая складки с вертикальными шарнирами. В целом мы наблюдаем как бы горизонтальную флексуру, сопровождающую Таласо-Ферганский сдвиг и разорванную им. Идентичность простирания герцинских складчатых и разрывных структур в Чаткальском и Нарынском районах и резкое нарушение ее вблизи разлома дают основание полагать, что сдвиг и присдвиговые складки с вертикальными шарнирами образовались после формирования указанных тектонических структур. Этот вывод подтверждается рассмотренными ранее соотношениями Таласо-Ферганского разлома с верхнепалеозойскими интрузиями, прорывающими герцинские структуры.

Расстояние в 250 км между структурами одинакового направления в Чаткальском и Нарынском районах примерно соответствует величине полного смещения вдоль Таласо-Ферганского разлома. Это смещение, помимо амплитуды сдвига (180—200 км), включает и перемещение материала в его крыльях. Последнее происходит в результате пластической деформации пород, в связи с образованием в зоне сдвига складок с вертикальными шарнирами. Величина пластичного перемещения материала в западном крыле сдвига в Чаткальском районе устанавливается анализом изгибов структурных форм и фациальных границ (Буртман, 1961; см. фиг. 11 и 12); она равна 45—50 км. Анализ структур Нарынского крыла указывает на пластичное перемещение материала этого крыла в зоне сдвига примерно на 20—25 км.

Полосу, в которой первоначальное простирание структур изменено на субпараллельное Таласо-Ферганскому разлому, мы рассматриваем как зону Таласо-Ферганского сдвига. На запад от линии разлома эта зона распространяется на 8—10 км, достигая в бассейне р. Карасу западной ширины 15 км. На восток от разлома — в хребте Тахталык и в северной части Ферганского хребта — ширина этой полосы также не превышает 10 км; на юге она расширяется, по-видимому, включая дугу, которую образуют герцинские структуры в хребте Джаман-Даван.

Интересные образования наблюдаются в зоне разлома на северном склоне Атойнокского хребта — в тектонических блоках, образованных среднепалеозойскими отложениями. Указанные блоки вытянуты под небольшим углом к линии разлома и содержат обрывки складчатых структур того же простирания. Эти структуры осложнены системой многочисленных небольших эшелонированных складок восток-северо-восточного простирания, расположенных в среднем под углом 30° к линии Таласо-Ферганского разлома. Складки как бы гофрируют в диагональном направлении вытянутый вдоль разлома тектонический блок и могут рассматриваться как складки волочения, образовавшиеся при сдвиге. На других участках зоны Таласо-Ферган-

ского разлома подобные складчатые новообразования неизвестны. В указанной зоне переориентированы и преобразованы в складки сжатия и частью опрокинуты лишь ранее сформировавшиеся складчатые структуры, продолжения которых прослеживаются за границами этой зоны в ненарушенном состоянии¹. Вне пределов указанной зоны признаки непосредственного влияния сдвига отсутствуют.

Таласо-Ферганский разлом — почти поперечный по отношению к герцинским структурам Срединного Тянь-Шаня, поэтому зона непосредственного влияния сдвига устанавливается очень отчетливо. Сдвиг Сан-Андреас простирается под небольшим углом к структурам Береговых хребтов, что затрудняет определение границ указанной зоны и выделение новообразованных форм, обязанных своим возникновением непосредственно движениям по разлому. Материалы о ширине присдвиговой полосы переработанных и новообразованных структур по Таласо-Ферганскому разлому в результате этого являются значительно более определенными, чем по разлому Сан-Андреас.

V

Образование Таласо-Ферганского сдвига, секущего по единой плоскости различные тектонические зоны, могло произойти лишь под действием напряжений, охвативших все эти зоны, т. е. поля напряжений очень крупного порядка, распространяющегося по меньшей мере на значительную часть Средней Азии и часть Центральной Азии. Ориентировка плоскости сдвига указывает на вероятное направление главных осей напряжений. Простирание Таласо-Ферганского разлома на границе каледонид — в Таласском и Атойнокском хребтах — «вынужденное», предопределенное положением ранее существовавшего тектонического шва. Попытка определить главные оси напряжений, вызвавших сдвиг, основываясь на направлении этой части разлома, была бы ошибочной. Остальная часть сдвига представляет собой новообразование, и ее ориентировка ($S310-320^\circ$) может быть использована для указанных целей. Сдвиг с простиранием $S310-320^\circ$ и правым смещением, согласно представлениям о механизме деформаций, возник в результате сжатия в субмеридиональном направлении и растяжения — в субширотном. Движение в таком поле напряжений по изогнутой трещине — Таласо-Ферганскому разлому должно было вызвать условия сжатия на отрезке, имеющем запад-северо-западное простирание, и растяжение на участке северо-западного простирания. Действительно, к этим последним участкам приурочены нижнеюрские приразломные прогибы — Леонтьевский и Яркенд-Ферганский, которые по отношению к указанному сдвигу занимают положение, подобное положению соответственно депрессии Болинас-Томалес и Калифорнийского залива в системе сдвига Сан-Андреас.

К востоку от линии Таласо-Ферганского разлома вдоль границы Нарынского района Срединного Тянь-Шаня с каледонским Северным Тянь-Шанем — по Главной структурной линии Тянь-Шаня развита система надвигов и тектонических покровов, двигавшихся в северном направлении. Амплитуда этих перемещений достигает по меньшей мере 15—20 км. Зона надвигов в целом имеет широтное простирание и подходит к Таласо-Ферганскому разлому южнее Кетмень-Тюбинской впадины. Развитие надвигов большой амплитуды в фронтальной части восточного крыла Таласо-Ферганского сдвига послужило основанием для предположения В. А. Николаева (1954) о том, что и это крыло в какой-то мере двигалось в северном направлении, т. е. оба крыла Таласо-Ферганского разлома испытали перемещение на север, но амплитуда смещения западного крыла больше, чем восточного.

¹ Все сказанное относится к складкам, характеризующимся горизонтальным или близким к нему положением шарнира. О развитии присдвиговых складок, обладающих вертикальными шарнирами, говорилось выше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таласо-Ферганский сдвиг возник после варисской складчатости и варисских интрузий, а сдвиг Сан-Андреас — по-видимому, после мезозойской (меловой) орогении и внедрения связанных с ней интрузий. Разлом Сан-Андреас рассекает кайнозойскую складчатую область западного побережья Северной Америки и развивается одновременно с ней. Однако эволюция указанного разлома не обусловлена лишь внутренними процессами в этой складчатой области, так как разлом продолжается, сохраняя свои характерные черты, за ее пределы.

Таласо-Ферганский сдвиг в Тянь-Шане и сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии протягиваются на сотни километров, имеют одинаковое простирание и большую амплитуду горизонтальных перемещений. Оба сдвига правые и, по-видимому, образовались под действием аналогично ориентированных напряжений. Перечислим характерные черты этих структур:

1. Линия сдвига прямолинейна на участках значительной протяженности, и ее изгибы плавные.

2. Плоскость сдвига вертикальна или близка к вертикальной.

3. Присдвиговая полоса характеризуется «ломтевидной» структурой — развитием вытянутых вдоль линии сдвига узких длинных тектонических линз.

4. Сдвиг сопровождается пластической деформацией его крыльев. Вследствие этого полное смещение вдоль сдвига включает в себя амплитуду смещения по трещине скола и величину пластического перемещения материала в крыльях сдвига.

5. Структуры более ранние, рассеченные поперечным или диагональным сдвигом, изгибаются. Складчатые структуры по направлению к сдвигу сжимаются и их шарниры воздымаются. Эти складки в присдвиговой полосе переориентируются и становятся почти параллельными линии сдвига, преобразуясь в складки сжатия. Образуются присдвиговые складки с вертикальными шарнирами. Разрывы, обладающие наклонной плоскостью сместителя, в зоне сдвига становятся более крутыми.

6. В зоне сдвига развиваются складки волочения.

7. Ширина зоны переработанных и новообразованных в связи со сдвигом тектонических структур достигает десятков километров.

8. Вертикальная составляющая перемещения в десятки раз меньше горизонтальной.

9. Вертикальные перемещения по линии сдвига не однозначны на всем ее протяжении: на одних участках относительно опущенным может быть одно крыло, на других — другое.

10. Вследствие изгибов плоскости сдвига, при движении по ней на одних участках сдвига возникают условия растяжения, на других — сжатия. На участках растяжения образуются приразломные прогибы.

11. Развитие сдвига — явление длительное. Большие амплитуды смещения накапливаются в результате большого периода функционирования разлома. Жизнь сдвига — это, вероятно, огромное число быстрых небольших смещений, с которыми связаны землетрясения.

Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас расположены на разных континентах, в складчатых зонах разного возраста, секут различные породы, и сдвиговые перемещения произошли по ним в разное время. Вследствие этого черты, общие для них, не являются местными особенностями и могут рассматриваться как характерные для категории тектонических структур, к которой принадлежат эти разломы.

При изучении сдвигов Сан-Андреас и Таласо-Ферганского исследователями был использован обширный арсенал методов установления горизонтальных смещений по разломам. Перечислим сначала те из примененных методов, которые дали возможность оценить амплитуду сдвига: а) анализ

фаций отложений, развитых на крыльях разлома; б) анализ мощностей этих отложений; в) анализ фауны в отложениях (смещение фаунистических провинций); г) анализ магматических образований в крыльях разлома; д) анализ структурных форм на территории, рассеченной разломом; е) анализ тектонической зональности территории, рассеченной разломом; ж) непосредственное сопоставление геологических границ в разных крыльях разлома (при отсутствии вертикальных перемещений по нему). Качественно сдвиг был также установлен: з) структурным анализом зоны разлома — изучением складок с вертикальными шарнирами, складок волочения и сжатия; и) изучением сместителя разлома — зеркал скольжения и пр. При определении новейших и современных смещений к перечисленным добавились следующие методы: к) геоморфологический (смещения русел водотоков, речных долин, горных гряд и др.); л) геодезический (повторные триангуляции); м) толографический (картирование изменений и смещений и связанных с землетрясениями); н) сейсмические исследования при землетрясениях.

Многие сдвиги были первоначально описаны как сбросы. Решение о сбросовой природе разлома нередко обосновывается лишь предположением, ставшим привычным, что более молодые породы, наблюдаемые в одном крыле разлома, отсутствуют на противоположном участке другого крыла вследствие его относительного поднятия и эрозии. Это решение принимается даже при единичных пересечениях линии разлома.

Для установления сдвига требуется равномерная площадная изученность района. При горизонтальных смещениях породы обоих крыльев сохраняются; изучая такие смещения, мы сравниваем реально существующие и наблюдаемые в настоящее время образования. Пересмотр привычных тектонических реконструкций на основе площадного исследования территории должен привести к выявлению значительного числа сдвиговых и сбросо-сдвиговых структур.

ЛИТЕРАТУРА

- А р с о в с к и М. И. Структура Боролдайского антиклинория и история ее формирования. Изд. Моск. Геол.-разв. ин-та, 1957.
- Б у р т м а н В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- В е д е н с к а я А. В. Об определении динамических параметров очагов землетрясений по наблюдениям удаленных станций.— Докл. АН СССР, 1951, 80, № 4.
- В е н д л а н д К. Н. Шонкинитовый массив Ирису.— Материалы по геол. Ср. Азии, 1937, вып. 7.
- В о н г а з Л. Б. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геол., 1958₁, № 5.
- В о н г а з Л. Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958₂, вып. 4.
- Г у т т е н б е р г Б. Критический обзор вопроса о перемещении континентов.— В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.
- К н и г Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Перев. с англ. М., ИЛ, 1961.
- К о р о л е в В. Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- К р е с т н и к о в В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозое.— Сов. геол., 1961, № 4, 7.
- К у ш е в В. Г. Некоторые данные о щелочных породах западной части Шаматорской интрузии.— Вест. Ленингр. ун-та, серия геол. и развед., 1960, вып. 1.
- М о л ч а н о в а Т. В. О генезисе щелочных пород интрузии Ирн-су (Таласский Алатау).— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- М у д и Д. Д., Х и л л М. Д. Сдвиговая тектоника. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.
- Н а л и в к и н Д. В. Очерк геологии Туркестана. М.—Ташкент, Туркпечать, 1926.
- Н и к о л а е в В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Зап. Всес. Мин. об-ва, 1933, 62, вып. 2.
- Н и к о л а е в В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 11.
- Н и к о л а е в В. А. см. Геология СССР, т. 25. Киргизская ССР, ч. 1. Геол. описание. М., 1954.

- О г н е в В. Н. Таласо-Ферганский разлом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- О г н е в В. Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Фрунзе, Изд-во Кирг. фил. АН СССР, 1946.
- О г н е в В. Н., К у ш н а р ь С. А. Предварительные данные по геологическим исследованиям в Кетмень-Тюбинском районе Киргизской АССР.— За недра Средней Азии, 1934, № 4.
- О р л о в а М. П. Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1960, № 291.
- П е й в е А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Межд. геол. конгресс, 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- П е й в е А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Р е з в о й Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы, т. I. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- Р е з в о й Д. П. Проблемы тектонического районирования Средней Азии.— Уч. зап. Ср.-Аз. науч.-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, 1960, вып. 3.
- Р о з о в а Е. А., Г р и н В. П. Расположение эпицентров землетрясений, произошедших на территории Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН Кирг. ССР, 1955.
- Р о з о в а Е. А., Ч е р н я в к и н а М. К. Землетрясение 2 ноября 1946 г. и эпицентральная зона его последующих толчков.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 5 (132).
- С и н и ц ы н В. М. Северо-Западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- С и н и ц ы н Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- С и т т е р Л. У. де. Структурная геология. Перев. с англ. М., ИЛ, 1960.
- A l l e n J. E. Geology of the San Juan Batista quadrangle, California.— Calif. Div. Mines Bull., 1946, N 133.
- C r o w e l l J. C. The San Andreas fault in Southern California.— In: International Geological Congress. Report of the XXI Session. Pt. 18. Copenhagen, 1960.
- C u r t i s G. H., E v e r n d e n J. F., L i p s o n J. Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method.— Calif. Div. Mines, Spec. Rept., 1958, N 54.
- H a i l C. A. Displaced Miocene molluscan provinces along the San Andreas fault, California.— Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1960, 34, N 6.
- H a m i l t o n W. Origin of the Gulf of California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72, N 9.
- H i g g i n s C. G. San Andreas fault north of San Francisco, California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72, N 1.
- H i l l R. T. Southern California geology and San Andreas earthquakes. Los Angeles, 1928.
- H i l l M. L. Tectonics of faulting in Southern California.— Calif. Div. Mines Bull., 1954, N 170.
- H i l l M. L., D i b b l e e T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1953, 64, N 4.
- L a w s o n A. C. a. oth. The California earthquake of April 18, 1906.— Carnegie Inst. Washington. Publ. N 87, 1908.
- M e n a r d H. W., D i e t z R. S. Mendocino submarine escarpment.— J. Geol., 1952, 60, N 3.
- N o b l e L. F. The San Andreas rift and some other active faults in the desert region of Southeastern California. Carnegie Inst. Washington, Year Book 1925—1926, N 26.
- N o b l e L. F. The San Andreas rift in the desert region in Southeastern California. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1932, N 31.
- N o b l e L. F. Excursion to the San Andreas fault and Cajon Pass. In: International Geological Congress 16 Session. Guidebook 15. Washington, 1933.
- N o b l e L. F. The San Andreas fault zone from Soledad Pass to Cajon Pass, California.— Calif. Div. Mines Bull., 1954, N 170.
- R e e d R. D. Geology of California. Tulsa, Okl., 1933.
- R e e d R. D., H o l i s t e r J. S. Structural evolution of Southern California. Tulsa, Okl., 1936.
- S m i t h D. D. Pleistocene offset along the San Andreas fault system of the San Francisco Peninsula, California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, 70, N 12, pt. 2.
- T a l i a f e r r o N. L. Geological history and structure of the Central Coast Ranges of California.— Calif. Div. Mines Bull., 1943, N 118.
- W a l l a c e R. E. Structure of a position of the San Andreas rift in Southern California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1949, 60, N 4.
- W e a v e r C. E. Geology of the Coast Ranges immediately north of the San Francisco Bay region, California.— Geol. Soc. Amer., 1949, Mem. 35.
- W h i t t e n C. A. Horizontal Earth movement, vicinity of San Francisco, California.— Amer. Geophys. Union, 1948, 29.

В. С. БУРТМАН, А. В. ПЕЙВЕ, С. В. РУЖЕНЦЕВ

ГЛАВНЫЕ СДВИГИ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА

Первые выдающиеся исследователи тектоники Тянь-Шаня и Памира Д. И. Мушкетов, Д. В. Наливкин и В. А. Николаев, объясняя закономерности развития и пространственного размещения тектонических структур, неизменно приходили к выводу о большой роли тангенциальных напряжений и перемещений в их образовании. Д. И. Мушкетов, задолго до Э. Аргана, уже с 1910 г. последовательно развивал представление о том, что гигантское скупивание тектонических структур на Памире и Ферганское смятие в Тянь-Шане являются результатом сближения Ангариды и Гондваны и что в создании этой структуры значительную роль имел так называемый Пенджабский клин. Все другие вопросы тектоники Азии, такие как проблема виргаций и скупиваний структур, проблема больших надвигов и другие, находили простое и естественное объяснение с позиций признания ведущей роли тангенциальных перемещений масс в земной коре.

Д. В. Наливкин по немногим фактам впервые дал правильную общую картину тектонической зональности Средней Азии и объяснил ее структурный рисунок горизонтальными движениями земной коры. Он почти 50 лет назад посетил Памир и увидел там явления значительного надвигания масс в северном направлении.

Однако в течение последних 20—25 лет взгляды на тектонику Средней Азии значительно изменились. Многие геологи стали объяснять тектонику Азии со строго фиксированных позиций. Традиционные структурные проблемы тектоники Азии — происхождение складчатых дуг, виргаций, скупиваний, сигмоид, надвигов и др. — постепенно отступили на задний план. Признание ведущей роли вертикальных сил и колебательных движений не требовало специального изучения и объяснения общего структурного рисунка Земли, так как он во всех случаях представлялся как бы штампом вертикально перемещающихся участков земной коры. Глубинные разломы не разделялись на морфологические типы. Среди них не различали глубинных сдвигов, надвигов и раздвигов. Тангенциальные перемещения по надвигам резко недооценивались, а крупные сдвиги, в сущности, оставались невыясненными или вообще отрицались.

Цель этой работы — показать значение в структуре Азии двух крупнейших глубинных сдвигов — Тянь-Шань-Куньлунского и Памиро-Карако-румского.

ТЯНЬ-ШАНЬ-КУНЬЛУНСКИЙ СДВИГ

Вдоль Таласского, Атойнокского, Тахталыкского и Ферганского хребтов проходит Таласо-Ферганский разлом — позднегерцинский сдвиг большой амплитуды. Простирание его линии в северной части Ферганского хребта

СЗ 320°, в Тахталыкском хребте СЗ 306°, в Атойнокском и Таласском хребтах СЗ 295°. Далее на север продолжение сдвига предполагается в выполненной юрскими отложениями Леонтьевской депрессии, севернее которой он выходит к Главному Каратаускому разлому.

На всем своем протяжении, вплоть до впадины Арпа на юге, Таласо-Ферганский разлом разделяет разнородные палеозойские образования. Южнее указанной впадины он отклоняется несколько к востоку, ограничивая Восточно-Ферганскую депрессию, выполненную юрскими отложениями. Продолжение рассматриваемого тектонического шва далее на юг обычно предполагают вдоль западной границы Таримской платформы (Огнев, 1939; Петрушевский, 1955; Резвой, 1959; Н. М. Сеницын, 1960). Исследователи, работавшие в Северо-Западной Кашгарии, указывают, однако, что линия Таласо-Ферганского разлома не доходит до Таримской платформы (В. М. Сеницын, 1957; Вонгаз, 1958₁). По мнению В. М. Сеницына (1957), Таласо-Ферганский разлом затухает в Тсюнской депрессии. Южная ветвь разлома¹, по его данным, протягивается в меридиональном направлении в хребет Джиль-Арт и затухает к югу от этого хребта. Она служит восточной границей грабена гор Коктун, сложенного юрскими породами. С юго-запада указанный грабен ограничен Теректинским разломом. «Угасание Ферганского разлома происходит параллельно с нарастанием амплитуды Теректинского разлома, приобретающего далее значение главного элемента в этой северо-западной системе нарушений фундамента», — писал В. М. Сеницын (1957, стр. 152). Теректинский разлом ограничивает с востока Сулутерекский массив докембрийских пород, отделяя его от расположенного восточнее верхнепалеозойского прогиба.

Вполне вероятно предположение, что южнее впадины Арпа линия позднегерцинского сдвига не совпадает с современной линией Таласо-Ферганского разлома, а находится под юрской депрессией, подобно тому, как это, по-видимому, имеет место в Леонтьевской депрессии. Представив продолжение линии Таласо-Ферганского сдвига от впадины Арпа на юго-восток (под юрскими отложениями), мы придем к Теректинскому разлому. По данным В. М. Сеницына (1957), Теректинский разлом прослеживается на юго-восток до выполненной молодыми отложениями депрессии Упалат-Дала. Его направление изменяется от СЗ 330—335° на севере, до СЗ 320—325° на юге. Далее, в Куньлуне, вероятным продолжением этого разлома является находящийся на его простирации Момукский разлом, описанный Н. А. Беляевским (1949). Тектонический шов, пересекающий Тяньшанскую горную систему и протягивающийся в Куньлунь, включающий Таласо-Ферганский разлом и его продолжения, мы будем называть Тянь-Шань-Куньлунским разломом. Его длина более 1200 км.

Рассмотрим в общих чертах основные тектонические провинции, рассеянные указанным разломом. Линия Тянь-Шань-Куньлунского разлома на севере проходит вдоль древнего тектонического шва — границы каледонид Северного Тянь-Шаня, отклоняясь от нее, по-видимому, лишь в Леонтьевской депрессии. К югу от Кетмень-Тюбинской впадины рассматриваемый разлом рассекает герцинскую геосинклинальную область, разделяя ее на восточный и западный секторы. В последние годы было предложено много схем тектонического районирования тяньшанских герцинид, дробящих эту область на все большее и большее количество структурно-фациальных зон и подзон. Мы рассмотрим общий план тектонической зональности территории, по которой проходит Тянь-Шань-Куньлунский сдвиг. Эта часть герцинской геосинклинальной области ограничена на северо-востоке каледонидами

¹ Л. Б. Вонгаз (1958₁) считает этот разрыв не ветвью, а основной линией Таласо-Ферганского разлома, который, по его мнению, испытывает в горах Кара-Бектер крутой изгиб, изменяя свое простираие на северо-восточное и сливаясь с разломом, идущим в этом направлении вдоль южного подножья Тянь-Шаня.

Северного Тянь-Шаня и на юго-востоке — Таримской платформой. Внутри Тяньшанской части герцинской геосинклинальной области, в ее современной структуре выделяются (фиг. 1):

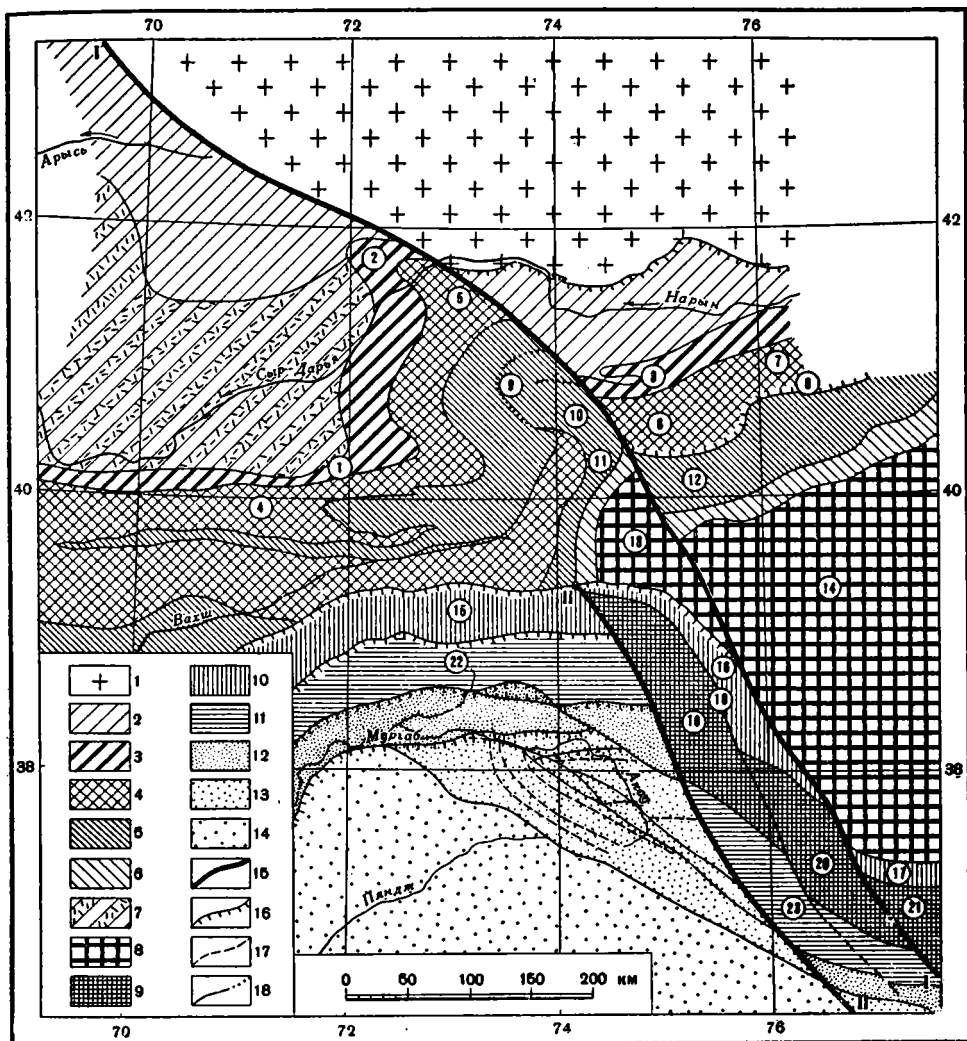
- I. Северная периферическая (Чаткало-Нарынская) зона.
- II. Внутренняя (Фергано-Кокшаальская) зона, включающая:
 - 1) Северный пояс верхнепалеозойских прогибов,
 - 2) Центральный пояс среднепалеозойских прогибов,
 - 3) Южный пояс верхнепалеозойских прогибов.
- III. Южная периферическая (Притаримская) зона.

В северной периферической (Чаткало-Нарынской) зоне¹ осадконакопление на значительной части среднепалеозойского этапа характеризуется режимом, промежуточным по отношению к каледонскому Северному Тянь-Шаню и внутренней зоне герцинской геосинклинальной области. Так, силурийские и нижнедевонские отложения отсутствуют в северной (внешней) части Чаткало-Нарынской зоны (как и в Северном Тянь-Шане) и появляются в ее южной части. Во второй половине девонской эпохи на территории Чаткало-Нарынской зоны заложился прогиб, в котором накапливались терригенные и терригенно-карбонатные, а в нижнем карбоне — карбонатные отложения. Мощность этих отложений достигает 5 км. Северная окраина указанного прогиба на востоке располагается у границы Чаткало-Нарынской зоны, а на западе переходит на территорию Северного Тянь-Шаня (Буртман, 1958, 1962). Верхний палеозой в Чаткало-Нарынской зоне представлен терригенными и вулканогенными континентальными отложениями, образовавшимися в изолированных прогибах. Основная складчатость в Чаткало-Нарынской зоне предверхнекарбонная и пермская.

Северный пояс верхнепалеозойских прогибов² объединяет Карачатырский, Североферганский и Джамандаванский прогибы, выделенные Н. М. Сеницыным (1960). Собственно говоря, рассматривать указанные прогибы как устойчиво изолированные структуры нет оснований, так как мы не знаем естественных границ (поднятий) между ними. Правильнее говорить о Карачатырском (фиг. 1, 1), Североферганском (фиг. 1, 2) и Джамандаванском (фиг. 1, 3) районах Северного пояса. Вместе с тем на основании имеющихся материалов (Резвой, 1959; Турбин, 1960 и др.) можно различать в пределах указанного пояса относительные прогибы и поднятия меньшего масштаба, неидентичные для разных эпох верхнего палеозоя. Северный пояс верхнепалеозойских прогибов заложился на границе антиклинальной и синклинальной зон среднего палеозоя и перекрыл их краевые части. Средний карбон в указанном поясе представлен терригенной песчано-алевролитно-сланцевой толщей, частью пестроцветной и красноцветной, содержащей горизонты конгломератов и известняков. Мощность ее в Карачатырском районе 1—1,5 км (Вонгаз, 1958₂). В Североферганском районе она местами превышает 3 км, в целом же сильно варьирует, значительно сокращаясь, не только у границ пояса, но и в южном и восточном направлениях (Турбин, 1960). Далее на восток — в западной части Джамандаванского района мощность терригенной толщи среднего карбона едва достигает 1 км. Верхнекаменноугольные отложения в Карачатырском и Североферганском районах по своему составу мало отличаются от среднекаменноугольных. Мощность верхнего карбона

¹ Подробно Чаткало-Нарынская зона описана в работах В. А. Николаева (Николаев, Огнев, 1954) и Е. И. Зубцова (1956₂). В периферическую зону герцинской геосинклинальной области обычно включают Кураминскую провинцию верхнепалеозойского вулканизма. Указанная провинция не распространяется до линии Тянь-Шань-Куьнлунского разлома и мы не будем ее здесь рассматривать.

² Этот пояс включает тектонические зоны и подзоны, описанные разными исследователями: Карачатырскую (Н. М. Сеницын, 1960; Резвой, 1959 и др.), Джамандаванскую (Н. М. Сеницын, 1960), Чаактаускую, Джамандаван-Нарынтаускую (Огнев, 1959). В целом Северный пояс примерно соответствует Джамандаван-Карачатырской зоне В. Г. Королева (1961).



Фиг. 1. Тектоническая схема Тянь-Шаня, Памира, Западного Куньлуня и Каракорума.

Тянь-Шань: 1 — каледонская складчатая область; 2-7 — герцинская складчатая область: 2 — северная периферическая (Чаткало-Нарынская) зона; 3-5 — внутренняя (Фергано-Кокшаальская) зона: 3 — Северный пояс верхнепалеозойских прогибов, 4 — Центральный пояс среднепалеозойских прогибов, 5 — Южный пояс верхнепалеозойских прогибов; 6 — южная периферическая (Притаримская) зона; 7 — Кураминская верхнепалеозойская вулканическая провинция.

8 — Таримская платформа.

Памир, Западный Куньлунь и Каракорум: 9-11 — герцинская складчатая область: 9 — кристаллическая ось Куньлуня; 10 — прогиб таримского фланга Куньлуня и Северного Памира; 11 — прогиб каракорумского фланга Куньлуня и Северного Памира; мезозойская складчатая область: 12 — Центрально-Памирский прогиб, 13 — прогибы Юго-Восточного Памира и Агыл-Локзуна, 14 — поднятие Юго-Западного Памира и Каракорума. 15 — главные сдвиги: I-I — Тянь-Шань-Куньлунский, II-II — Памиро-Каракорумский; 16 — надвиги; 17 — простирации фациальных зон Юго-Восточного Памира; 18 — границы между выделенными тектоническими подразделениями. Сбъяснения цифр в кружках см. в тексте

в указанных районах 2—2,5 км (Вонгаз, 1958; Турбин, 1960). В хребте Джаман-Даван верхний карбон представлен имеющей примерно такую же мощность толщей алевролитов, чередующихся в нижней части разреза с известняками. Верхнепалеозойский разрез Северного пояса венчают нижнепермские отложения, образованные в нижней части песчано-конгломератовыми, а выше — песчано-сланцевыми накоплениями. Складчатость в Северном поясе пермская.

Центральный пояс среднепалеозойских прогибов занимает обширную территорию в пределах внутренней зоны герцинской геосинклинальной области¹. Мы рассматриваем здесь лишь часть этого пояса, расположенную вблизи от Тянь-Шань-Куьнлунского сдвига с запада (Баубашатинский район и район высоких предгорий Алая) и востока. Силур на этой территории представлен сланцево-песчаниково-известняковыми отложениями и основными эффузивами. Мощность силурийских отложений в высоких предгорьях Алая (фиг. 1, 4) достигает 4 км (Резвой, 1959), в Баубашатинском районе (фиг. 1, 5) она равна 3—4 км. К востоку от Таласо-Ферганского разлома (в восточном секторе пояса) — в Атбашинском хребте (фиг. 1, 6) мощность силура превышает 4,5 км (Довжиков и др., 1960). Девонские и нижнекаменноугольные отложения — карбонатные. В восточной части Алайского хребта, Баубашатинском районе и местами в восточном секторе известняки девона частично замещены вулканогенными породами основного и среднего состава. На границах пояса карбонатные отложения сменяются терригенными. Мощность девонских пород в высоких предгорьях Алая достигает 4 км (Вонгаз, 1958; Резвой, 1959), в Баубашатинском районе она превышает 4 км, а в Уланском районе (фиг. 1, 7) восточного сектора — 2 км (Бакиров и др., 1961). Мощность нижнекаменноугольных отложений в районе высоких предгорий Алая до 1,5 км (Вонгаз, 1958); в Джангджирском районе (фиг. 1, 8) восточного сектора мощность известняков нижнего карбона равна 2—3 км (Галицкая и Корслев, 1961). Разрез верхнего палеозоя в Центральном поясе представлен терригенными существенно конгломератовыми отложениями, накопившимися в изолированных прогибах, и характеризуется обилием местных несогласий в залегании. Основная складчатость предвернекарбоновая и пермская.

Южный пояс верхнепалеозойских прогибов охватывает прогибы указанного возраста в пределах Гиссарского, Алайского, Ферганского и Кокшаальского хребтов². Западнее Ферганского хребта пояс разделяется на две ветви. Вблизи от Тянь-Шань-Куьнлунского сдвига расположены Таркольский, Кулунский³, Ясинский и Майдантагский районы Южного пояса. Верхний палеозой в указанных районах представлен терригенными сланцево-песчаниковыми (флишоидными) и сланцевыми толщами, содержащими прослойки известняков, конгломератов и основных эффузивов. По возрасту эти отложения отвечают среднему и верхнему карбону. Мощность среднекаменноугольной части разреза в Таркольском районе (фиг. 1, 11) превышает 2 км, а види-

¹ Указанный пояс охватывает многочисленные тектонические зоны и подзоны, описанные разными исследователями под различными названиями. Целиком или своей большей частью в него входят: зона высоких предгорий Алая, Зеравшанская, Кштутская, Казыкская, Кокшаальская, Джангджирская (Н. М. Сеницын, 1957); Туркестано-Алайская, Зеравшано-Туркестанская, Зеравшано-Алайская, Баубашатинская (Огнев, 1959); Зеравшано-Востоноалайская, Баубашатинско-Аксайская (Вонгаз, 1958); Туркестано-Зеравшанская, Коксуйская, Южноферганская (Резвой, 1959); Атбашинско-Уланская (Зубцов, 1960); Алай-Джангджирская (Королев, 1961) и др.

² Южный пояс верхнепалеозойских прогибов включает целиком или большие части территорий следующих структурно-фациальных зон и подзон, описанных разными исследователями: Ясинскую, Кокшаальскую (Николаев и Огнев, 1954; Огнев, 1959); Южно-Гиссарскую, Сурметашскую, Майдантагскую (Н. М. и В. М. Сеницыны, 1956); Гульчинскую, Фергано-Майдантагскую (Вонгаз, 1958); Алайскую, Восточно-Алайскую, Киргизатинскую, Исфайрамскую (Резвой, 1959) и др.

³ Соответствуют Таркольской и Кулунской подзонам Восточно-Алайской синклинальной зоны, по Д. П. Резвому (1959).

мая мощность верхнекаменноугольной его части — более 2,5 км. В Кулунском районе (фиг. 1, 10) мощность среднего карбона около 1,5 км, верхнего карбона 4,5 км (Бельговский и др., 1958), в Яссинском районе (фиг. 1, 9) соответственно 1,5 и 2,5 км (Вонгаз, 1958₁). В восточном секторе пояса — в Майдан-тагском районе (фиг. 1, 12) суммарная мощность средне-верхнекаменноугольных отложений также равна 4—4,5 км (В. М. Синицын, 1957, 1959). Основная складчатость в Южном поясе пермская.

Южная периферическая (Притаримская) зона в восточном секторе герцинской геосинклинальной области протягивается вдоль северной границы Таримской платформы, а западнее линии Тянь-Шань-Куньлунского разлома прослеживается в горах Уччат, обрамляя с северо-запада Сулутерекский массив докембрийских пород¹. Притаримская зона представляет собой верхнепалеозойскую окраинную зону герцинской геосинклинальной области. Внутренняя (обращенная внутрь геосинклинали) часть зоны унаследовала геосинклинальный режим от среднего палеозоя, а внешняя частично заложилась на платформенном основании. На территории зоны происходило накопление карбонатных и терригенно-карбонатных отложений карбона и нижней перми. В горах Муздук каменноугольные породы Притаримской зоны подстилаются платформенными отложениями нижнего и среднего палеозоя до девона включительно (Фараджев, 1958), на западной окраине Сулутерекского массива — непосредственно протерозойскими образованиями, в горах Арпачучек — сложно смятой флишеидной толщей силура-девона. Верхняя часть среднепалеозойского разреза (средний девон — нижний карбон) в горах Уччат и в западной части восточного сектора (на Башсогунских возвышенностях, в Сарыташском блоке и др.) образована существенно карбонатными отложениями, содержащими местами горизонты красноцветных терригенных пород (В. М. Синицын, 1957; Фараджев, 1958).

Верхний палеозой в Притаримской зоне представлен терригенно-карбонатной толщей, охватывающей возрастную интервал, по-видимому, от намюра (Фараджев, 1958) до нижней перми. Верхняя часть этой толщи, отвечающая верхнему карбону — нижней перми, образована главным образом известняками. Мощность их в горах Муздук около 1 км, в горах Карабоктор (на западе восточного сектора) и в западном секторе — около 600 м (В. М. Синицын, 1957). На известняки верхнего карбона — нижней перми налегает пермская песчано-сланцевая толща, мощность которой в горах Муздук 300—400 м (В. М. Синицын, 1957), а в западной части восточного сектора, по данным Л. Б. Вонгаза (1958₂), достигает 1,5 км. Основная складчатость в Притаримской зоне пермская.

* * *

Все рассмотренные тектонические зоны и пояса рассечены Тянь-Шань-Куньлунским разломом, по которому западные части этих зон сдвинуты на северо-запад относительно восточных. План тектонических поясов внутренней зоны герцинской геосинклинальной области отчетливо указывает на общую закономерность в их расположении вблизи от Тянь-Шань-Куньлунского разлома: все они западнее указанного тектонического шва испытывают двойной изгиб, образуя Ферганскую сигмоиду. Восточное крыло сигмиды оборвано Тянь-Шань-Куньлунским сдвигом. Амплитуда этого сдвига в Чаткало-Нарынской зоне достигает 180—200 км. В пределах Северного и Центрального поясов внутренней зоны амплитуда сдвига уменьшается примерно до 130 км у южной границы Центрального пояса.

¹ Южная периферическая (Притаримская) зона герцинской геосинклинальной области включает Муздукскую структурно-фациальную зону В. М. Синицына (1957), Муздукско-Башсогунскую зону В. А. Фараджева (1958), Субтаримскую и часть Коктунской структурно-фациальных подзон Л. Б. Вонгаза (1958₂) и др.

На территории Южного пояса внутренней зоны амплитуда Тянь-Шань-Куьнлунского сдвига резко изменяется — почти в два раза. Западный сектор Южного пояса граничит с линией сдвига на протяжении почти 120 км, восточный сектор — на интервале в 60 км. Северная граница указанного пояса в западном крыле сдвига подходит к его линии примерно в 130 км от своего продолжения в восточном крыле, южная граница смещена приблизительно на 70 км. Посмотрим, за счет чего это могло произойти. Для этого обратимся к структурному плану приразломной части западного сектора Южного пояса.

У северной границы южного пояса в бассейне верхнего течения р. Кызылсу-восточной от Тянь-Шань-Куьнлунского разлома отходит разрыв, который на восточном склоне Ферганского хребта проходит параллельно линии этого разлома, а затем поворачивает на запад. В водораздельной части хребта этот разрыв расщепляется на более чем десять ветвей, которые последовательно отгибаются к юго-западу. Южнее указанной серии разрывов, в бассейне правых притоков р. Кугарта верхнепалеозойские отложения образуют моноклинал с падением на север. Простираение слоев в целом широтное, а в трехкилометровой полосе, прилегающей к линии сдвига, юго-восточное. Западнее, по мере удаления от Тянь-Шань-Куьнлунского разлома, простираение структурных форм постепенно изменяется на юго-западное: в междуречье Кугарта и Ирису простираение складок и разрывов ЮЗ 240—210°. Далее на юго-запад они скрываются под мезо-кайнозойскими отложениями Ферганской депрессии, к югу от которой зона этих структур продолжается, по-видимому, в горах Талдык и долине р. Гульчи.

В верхнем течении р. Кугарта расположена одноименная антиклинальная складка, образованная среднепалеозойскими породами. Ось Кугартской антиклинали в восточной части складки имеет северо-западное простираение, которое западнее перевала Аубек изменяется на широтное, а далее становится юго-западным. По северному крылу Кугартской антиклинали проходят несколько параллельных разрывов, прослеживающихся вдоль рек Кугарт и Аубек с широтным простираением, которое около линии Тянь-Шань-Куьнлунского разлома изменяется на юго-восточное.

В верхнем течении р. Джилангача у линии сдвига из-под юрских отложений Яркенд-Ферганской депрессии появляются силурийские отложения. Они образуют антиклиналь северо-западного простираения. Такое же направление имеет разрыв, протягивающийся более чем на 20 км примерно параллельно Тянь-Шань-Куьнлунскому разлому на расстоянии 0,5—2 км от него. На левом берегу р. Пчана этот разрыв расщепляется на несколько ветвей. Две его ветви отходят на северо-запад. Их простираение на левобережье р. Кылдау вначале СЗ 300°, а затем довольно резко изменяется на ЮЗ 260°. Северная ветвь сохраняет это направление, затухая западнее р. Кумбели. Южная ветвь отклоняется далее к югу и с простираением ЮЗ 240° прослеживается вдоль долины р. Талдысу. Непосредственно к югу от этого разрыва, в приводораздельной части Ферганского хребта расположена антиклиналь, образованная средне- и верхнепалеозойскими отложениями и изогнутая параллельно указанному разрывному нарушению.

В бассейне р. Яссы, по данным Л. Б. Вонгаза (1958₂), наблюдается дальнейшее изменение простираений структурных форм через меридиональное на юго-восточное. Особенно отчетлив здесь рисунок разрывов, имеющих в бассейне правых притоков р. Яссы северо-западное направление, которое затем изменяется на широтное, потом на юго-западное, а на левобережье р. Яссы становится юго-восточным. Далее на юго-восток — в междуречье Каракульджи и Тара — эти разрывы изгибаются на восток, вновь приобретая широтное простираение. В бассейне верхнего течения р. Тара простираение складок и разрывов становится юго-восточным. Таково направление Карабельского разлома, оси Кулунской синклинали и других структур (Резвой, 1959; Бельговский и др., 1958). На юго-восток эти структуры скрываются под мезозойскими отложениями Яркенд-Ферганской депрессии и мульды Алайку.

Южнее муьды Алайку в Таркольском районе Южного пояса простираются складчатых и разрывных форм (Таркольской синклинали и др.) — юго-западное (ЮЗ 210°). В северо-западной части района — на левобережье р. Тарткула виден поворот простирающихся к меридиональному направлению, т. е. навстречу структурам Кулунского района.

Таким образом, в приразломной части западного сектора южного пояса в простирающихся структурных формах наблюдается двойной изгиб: от северо-восточного в Таркольском районе к северо-западному в Кулунском районе и южной части Яссинского района, затем вновь к северо-восточному и восточному в северной части Яссинского района и юго-восточному в зоне Тянь-Шань-Куьнлунского сдвига. Простирающиеся структурных форм обрисовывают здесь две сопряженные складки с вертикальными шарнирами. Гребень южной из них (будем называть ее Тарской) обращен на восток, северной (Яссинской) — на северо-запад. Ось Тарской складки проходит в близком к широтному направлении в бассейне р. Ойталя-Алайку. Складка, возможно, осложнена сдвигом. Ось Яссинской складки находится в бассейне одноименной реки и ориентирована в северо-западном направлении.

Основываясь на приведенных выше данных, мы предлагаем следующую рабочую гипотезу для решения проблемы «пространства», возникающей в связи с резким изменением амплитуды Тянь-Шань-Куьнлунского сдвига в пределах южного пояса. Образование Яссинской и Тарской складок с вертикальными шарнирами привело к тому, что южный пояс подходит к линии Тянь-Шань-Куьнлунского разлома не только своей «торцовой» частью (на северном крыле Яссинской складки), но и бортом — в замковой части Тарской складки. Тарская и Яссинская складки с вертикальными шарнирами представляют собой осложнение Ферганской сигмоиды и образовались в результате дисгармоничного смятия, в связи со сдвигом по Тянь-Шань-Куьнлунскому разлому. Это дисгармоничное смятие возникло вместо (или, говоря грубо, на месте) раздвига — «полюньи» в тылу сдвига, в результате чего и произошло изменение амплитуды Тянь-Шань-Куьнлунского сдвига в пределах южного пояса¹.

Южный пояс верхнепалеозойских прогибов внутренней зоны герцинской геосинклинальной области отделен узкой периферической (Притаримской) зоной от Таримской платформы (фиг. 1, 14). К западу от Тянь-Шань-Куьнлунского разлома периферическая зона протягивается вдоль границы Сулутерекского массива докембрийских пород. Этот массив (фиг. 1, 13) образован протерозойскими (?) кристаллическими сланцами, филлитами, кварцитами и мраморами. Строение Сулутерекского массива и его соотношение с южной периферической зоной геосинклинальной области и Тянь-Шань-Куьнлунским сдвигом позволяют высказать предположение, что указанный массив представляет собой часть Таримской платформы (ее западную оконечность), сдвинутую на северо-запад. Действительно, в северной части платформы по направлению на запад наблюдается резкое уменьшение мощности палеозойского платформенного чехла, т. е. воздымание фундамента платформы (Фараджев, 1958). Этот фундамент и выступает в Сулутерекском массиве. Амплитуда перемещения Сулутерекского массива по Тянь-Шань-Куьнлунскому сдвигу, судя по положению северной границы массива относительно северной границы платформы, равна примерно 70 км.

Далее на юг Тянь-Шань-Куьнлунский разлом проходит вдоль западной границы Таримской платформы с герцинидами Куьнлуна, а затем, по-видимому, пересекает последние. Куьнлунь крайне слабо изучен. О соотношении Тянь-Шань-Куьнлунского разлома со структурами Куьнлуна, на основании имеющихся отрывочных сведений о геологии последнего, можно

¹ Возможно, частично это изменение амплитуды происходит также за счет перекрытия в восточном крыле сдвига северной окраины Южного пояса надвинутым на него Центральным поясом внутренней зоны.

высказывать лишь предположения. В. М. Синицын (1959) выделяет в пределах Западного Куньлуня три тектонические зоны: кристаллическую ось, образованную древними метаморфическими толщами, и два палеозойских прогиба по обе стороны от этой оси: прогиб таримского фланга и прогиб каракорумского фланга. Указанные тектонические зоны в пределах Западного Куньлуня пересекаются Конгурским¹ и Тянь-Шань-Куньлунским разломами. К западу от Конгурского разлома (фиг. 1, 18) метаморфические серии кристаллической оси развиты в хребте Музтаг-ата, верховьях Гез-Дарьи и далее к северу вплоть до хребта Кингтау (фиг. 1, 19), где они надвинуты на вулканогенно-осадочные отложения прогиба таримского фланга (фиг. 1, 16). В тектоническом блоке, ограниченном Конгурским и Тянь-Шань-Куньлунским разломами, метаморфические породы кристаллической оси расположены значительно южнее — в хребте Тахтакорум (фиг. 1, 20), а восточнее Тянь-Шань-Куньлунского разлома они развиты еще далее к югу — в хребте Сарджу-таг (фиг. 1, 21). Кристаллическая ось Западного Куньлуня оказывается смещенной по Конгурскому и Тянь-Шань-Куньлунскому разломам последовательно на северо-запад. Амплитуды предполагаемых горизонтальных смещений по указанным разломам могут достигать десятков километров. К выводу о сдвиговой природе Момукского разлома (т. е. куньлунской части Тянь-Шань-Куньлунского разлома) пришел и Н. А. Беляевский, впервые закартировавший этот тектонический шов (Захаров, 1958).

ПАМИРО-КАРАКОРУМСКИЙ СДВИГ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В пределах Памирского сектора Азии все основные структурные зоны имеют субширотную ориентировку. Восточнее, в Западном Куньлуне, Каракоруме и Ладаке происходит резкий их изгиб, простираясь становятся северо-западными (азимут примерно 330—340°). Здесь же намечается общее сужение главных тектонических зон области (Nogin, 1946). Далее к востоку их ориентировка вновь становится субширотной (Центральный Куньлунь, Локзун, Чанг-Ченмо и др.).

Согласно представлениям М. В. Муратова и И. В. Архипова (1961), именно к этому изгибу приурочен крупнейший в Центральной Азии пояс разломов, представляющий собой сложно построенный тектонический шов. Указанный пояс прослеживается на сотни километров от верховьев Инда на юге, через хребет Каракорум, до бассейна Кызылсу (Памир) на севере. Этот тектонический шов мы называем Памиро-Каракорумским. Следует отметить, что Памиро-Каракорумский разлом закартирован далеко не везде. Наиболее четко он намечается на севере (в Сарыкольском хребте), где ориентирован в северо-западном направлении (азимут 330—340°). Южнее в виде зоны разрывов он тянется на стыке Юго-Восточного Памира в Агыл-Локзуна (тектоническая карта Китая, составленная Хуан Цзи-цином; В. М. Синицын, 1956). В пределах хребтов Каракорум и Ладак имеются косвенные признаки, позволяющие лишь в общих чертах наметить здесь рассматриваемую систему разломов. Такими признаками, как совершенно справедливо отметили М. В. Муратов и И. В. Архипов, являются: резкое изменение простираций структур (с широтных или субширотных на северо-западные), особенности ориентировки гранитных и гипербазитовых интрузий, специфика орографии области и др.

Ниже рассматриваются тектонические особенности Центральной Азии, на основании которых мы попытаемся объяснить природу Памиро-Каракорумского тектонического шва.

¹ Этот разлом (фиг. 1, 18) проходит по восточному склону Кашгарского хребта у края горных массивов Улугарт-Таг, Конгур-Таг (см. геологическую карту В. М. Синицына, 1957) и далее на юг, в хребет Тахтакорум.

Существует много схем тектонического районирования Памира и прилегающих участков Центральной Азии (Наливкин, 1916, 1926, 1939; Марковский, 1936; Губин, 1943, 1960; Кухтиков, 1958; Наливкин, Виноградов, 1959; Бархатов, 1959; В. М. Сеницын, 1959; Муратов, Архипов, 1961; Петрушевский, 1961). В современной структуре этой области выделяются следующие зоны: герциниды Северного Памира и Куньлуня, мезозойды Центрального Памира, Юго-Восточного Памира и хребтов Агыл-Локзуп, Юго-Западного Памира и Каракорума (фиг. 1).

Северный Памир и Куньлунь. Полоса мощнейших мезокайнозойских отложений прослеживается от области Внешнего Дарваза на восток, через хребет Петра Первого, северный склон Заалайского хребта и далее на территории Китая, в пределы северо-восточных окраин Куньлуня. Отмеченная полоса, выделяемая как Внешняя зона Памира и Куньлуня, сложена главным образом континентально-лагунными, реже морскими отложениями мезо-кайнозоя, представляющими собой сложно построенный орогенный комплекс, возникший в связи с формированием Северо-Памирского и Куньлунского поднятий.

Южнее Внешней зоны расположены палеозойские образования Северного Памира (фиг. 1, 15, 22) и Куньлуня (фиг. 1, 16—21, 23), на территории которых существенное значение имеют вулканогенные породы (спилиты порфириты и их туфы). Мезозойские отложения пользуются здесь нешироким распространением; они представлены толщей континентальных песчаников и конгломератов.

На рубеже перми и триаса или в начале триаса Северный Памир и Куньлунь оформились как крупные поднятия, устойчиво существовавшие затем в течение всего мезо-кайнозоя. Ряд авторов выделяет указанные поднятия в виде единой тектонической зоны, считая их типичными герцинскими структурами и придавая большее или меньшее значение наложенной альпийской складчатости (Марковский, 1936; Наливкин и Виноградов, 1959; Губин, 1960; Петрушевский, 1961). Совершенно иначе рассматривают Северный Памир М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961), противопоставляя его в тектоническом отношении Куньлуню. В качестве обоснования разделения герцинского Куньлуня и «альпийского» Северного Памира эти авторы приводят следующие доводы:

1) отличие в характере седиментации в конце верхнего палеозоя (повсеместное накопление верхнепермских отложений на территории Северного Памира и локальное — в Западном Куньлуне);

2) более полный и мощный разрез мезо-кайнозоя северных окраин Памира по сравнению с Внешней зоной Куньлуня;

3) наличие в пределах Внешней зоны Памира более сложной складчатой структуры мезо-кайнозоя по сравнению с относительно простой структурой Внешней зоны Куньлуня.

Первый из перечисленных доводов не убедителен, так как не касается тектонического развития области в целом. Он свидетельствует лишь о некоторых различиях в характере седиментации на территории Северного Памира и Куньлуня и не противоречит положению о существовании единого крупного поднятия, сформировавшегося на рубеже палеозоя и мезозоя. Различия между разрезами мезо-кайнозоя в Памирском и Западно-Куньлунском секторах Внешней зоны существуют лишь в триасе и отчасти в нижней юре. Отложения же средней и верхней юры, мела и кайнозоя похожи, что позволяет объединить их в одну структурно-фациальную зону (Губин, 1960).

М. В. Муратов и И. В. Архипов правильно отмечают особенности характера структур двух разбираемых частей Внешней зоны. Действительно, если мезо-кайнозой Внешней зоны почти не участвует в строении поднятия Куньлуня и имеет там сравнительно простую структуру, то мезо-кайнозойские отложения северных окраин Памира слагают гигантские хребты Заалай-

ский и Петра Первого; кроме того, они смяты здесь в серию сложных складок и разбиты системой многочисленных надвигов. Эти авторы указывают на резкое несовпадение структурных планов Памира и Западного Куньлуня, отмечая, что разломы последнего, имеющие северо-западные простирания, косо срезают широтные структуры Северного Памира. Говоря о структуре Западного и Центрального Куньлуня, следует отметить, что здесь наблюдаются совершенно аналогичные соотношения: как показывают материалы В. М. Сеницына (1956). В. Г. Казьмина и В. А. Фараджева (1961), широтные надвиги Центрального Куньлуня примерно под углом 45° срезаны разломами Западного Куньлуня. Таким образом, Западный Куньлунь выступает как структура, занимающая особое положение в системе герцинид Северного Памира — Куньлуня. Его северо-западная ориентировка резко отличается от широтных простираний Северного Памира и Центрального Куньлуня. Западный Куньлунь представляет собой как бы «ось», относительно которой возникло кулисообразное расположение Северного Памира с одной стороны и Центрального Куньлуня — с другой. Характерная северо-западная ориентировка Западного Куньлуня связана с системой разломов, имеющих аналогичное простирание. Эти разломы косо срезают широтные структуры Северного Памира и Центрального Куньлуня.

С точки зрения структурных особенностей на территории герцинид Памира и Куньлуня выделяются три участка: Северный Памир (ориентирован широтно), Западный Куньлунь (ориентировка СЗ—ЮВ), Центральный Куньлунь (ориентирован широтно). Сочленение Северного Памира и Западного Куньлуня, Западного Куньлуня и Центрального Куньлуня имеет торцевый характер (см. фиг. 1). Памиро-Каракорумский разлом отделяет герциниды Западного Куньлуня от мезозойских прогибов Центрального и Юго-Восточного Памира и герцинского поднятия Северного Памира. Позднее мы подробнее остановимся на характеристике указанного разлома, сейчас же отметим, что он не контролирует фаціальную зональность мезозойских прогибов, являясь наложенным по отношению как к герцинским структурам Западного Куньлуня и Северного Памира, так и к мезозоидам Центрального и Юго-Восточного Памира. Это указывает на альпийский возраст рассматриваемого разлома.

В Северном Памире распространены широтные надвиги (Каракульский, Кульайрекские, Акбайтальские и др.), сопряженные с Памиро-Каракорумским разломом. Эти надвиги доказывают значительное, направленное к северу смещение Памирского сектора в мезо-кайнозой. Такое перемещение в общем увязывается с отмечавшимся выше кулисообразным расположением аналогично построенных блоков в структуре Западного Куньлуня. Все это позволяет определить Памиро-Каракорумский разлом как правый сдвиг (смещение западных территорий к северу относительно восточных). Амплитуда сдвига вдоль Памиро-Каракорумского разлома, устанавливаемая весьма приблизительно по смещению различных структурно-фаціальных зон палеозоя, равна 170—190 км (см. фиг. 1). В северо-западном направлении амплитуда сдвига постепенно сокращается; одновременно здесь появляются многочисленные надвиги. В Заалайском хребте Памиро-Каракорумский сдвиг сопряжен с Каракульским надвигом, по которому палеозойские образования Северного Памира надвинуты на мезо-кайнозой Внешней зоны Памира.

Центральный и Юго-Восточный Памир и Агыл-Локзун. Южнее герцинид Северного Памира расположена область мезозойского Центрального Памира. В альпийской структуре региона Центральный Памир представляет собой крупный исключительно сложно построенный синклиний, прослеживающийся примерно в широтном направлении от долины Пянджа на западе до Сарыкольского хребта на востоке. В Сарыкольском хребте рассматриваемый синклиний срезается под углом $45\text{—}50^\circ$ Памиро-Каракорумским разломом.

На территории Центрального Памира обнажаются мощные преимущественно песчано-сланцевые образования нижнего палеозоя. Средний палеозой представлен в основном карбонатными отложениями силура, девона и карбона. Мощные верхнепалеозойские и триасовые песчано-сланцевые образования покрывали обширную территорию в пределах рассматриваемых структур. На триасовых сланцах согласно залегают континентальные или прибрежно-лагунные песчано-сланцевые, реже карбонатные отложения юры. Меловые и палеогеновые осадки представляют собой орогенный комплекс (красноцветные конгломераты, песчаники, сланцы, местами средние и кислые эффузивы). Характерная черта рассматриваемой структуры — отсутствие в ее разрезе угловых несогласий от нижнего палеозоя вплоть до мела включительно; так, например, в восточной части Центрального Памира первое угловое несогласие наблюдается только в основании красноцветов палеогена.

Юго-Восточный Памир также является крупным синклинием. От Центрального Памира он отделен Пшартским разломом. На Юго-Восточном Памире широко распространены верхнепалеозойские и мезозойские отложения (главным образом триасовые и юрские). Пермо-триас представлен песчаниками и сланцами, реже известняками; триас залегают согласно на пермских отложениях. Кроме того, в центральной части Юго-Восточного Памира широким распространением пользуются рифогенные образования среднего и верхнего триаса. Нижняя юра имеет локальное распространение; на юго-западе района она присутствует в виде толщи прибрежно-морских песчаников и сланцев мощностью до 1 км. Средне- и верхнеюрские отложения, достигающие мощности нескольких сот метров, представлены известняками, меловые и третичные отложения — красноцветными конгломератами и песчаниками. Основная складчатость здесь киммерийская, хотя последующие альпийские движения существенно переработали первоначальную структуру района.

Юго-восточное продолжение Памира — зона развития мезозойских отложений хребтов Агыл и Локзун, представляющая собой крупный сложно построенный синклиний. Геологическое строение синклиория Агыл изучено крайне слабо. Существует несколько работ, авторы которых по-разному трактуют характер разреза и структуру этого района (De Terra, 1932; Wyss, 1940; Nогin, 1946; Беляевский, 1947; В. М. Сеницын, 1959). По данным Н. А. Беляевского, в пределах хребта Агыл преимущественно развиты верхнепалеозойские карбонатные и песчано-сланцевые отложения значительной мощности. Вдоль северо-восточной окраины синклиория (хребет Западный Локзун) нижнепермские отложения представлены мощными (свыше 1 км) песчаниками, кварцитами и глинистыми сланцами (Nогin, 1946). Выше залегают толща известняков нижней и верхней перми мощностью в несколько сот метров. Триасовые отложения согласно перекрывают пермские (De Terra, 1932; В. М. Сеницын, 1959). По данным Н. А. Беляевского, на территории хребта Агыл они представлены мощной (более 2 км) толщей известняков. Сходный разрез описан Дайнели в районе Депсанга.

К югу и юго-востоку (Lingzhithang) мощность триаса несколько сокращается; существенное значение здесь приобретают песчано-сланцевые отложения (Nогin, 1946). В бассейне Каратаг-су Висс (Wyss, 1940) и Норин (Nогin, 1946) отмечают широкое развитие мощных (свыше 1500 м) песчано-сланцевых прибрежно-континентальных отложений, отнесенных к юре. Однако в верхней трети разреза этой толщи Виссом (Wyss, 1940) были найдены пелелиподы карнийского яруса; возможно, что значительная часть ее является триасовой. Нижнеюрские песчано-сланцевые отложения прослеживаются вдоль северо-западного края синклиория (Агыл—Западный Локзун). Южнее, по данным Н. А. Беляевского (1947), они не известны. Непосредственно на более древних породах здесь залегают известняки средней юры (около 250 м). Меловые известняки, красноцветные песчаники и конгломераты распространены сравнительно широко и залегают с резким угловым несо-

гласием на более древних образованиях. Как и на Юго-Восточном Памире, решающее значение на территории Агыл-Локзуна имела киммерийская складчатость (De Terra, 1932; Беляевский, 1947; В. М. Сеницын, 1959). Альпийские движения создали в этом районе сравнительно простую структуру.

Памиро-Каракорумский разлом делит пополам единый пояс седиментации Юго-Восточный Памир — Агыл-Локзун. Юго-Восточный Памир, находящийся западнее Памиро-Каракорумского разлома, смещен к северо-западу относительно синклинали Агыл — Западный Локзун, расположенного восточнее. Принципиально важным в этом случае становится вопрос: является ли указанная полоса разломов кон- или постседиментационной?

По мнению М. В. Муратова и И. В. Архипова (1961), кулисообразное расположение синклиналиев Памира и Агыла — первичное и отражает кулисообразное положение глубинных разломов, контролировавших размещение осадочных прогибов. В этом отношении особый интерес представляет Юго-Восточный Памир как район, в настоящее время лучше всего изученный. На этой территории расположена серия Аксу-Мургабских сдвигов, оперяющих Памиро-Каракорумский разлом. Аксу-Мургабские сдвиги не контролируют фаціальную зональность ни пермо-триаса, ни юры (см. статью С. В. Руженцева). Это позволяет сделать вывод об их молодом верхнемезозойско-кайнозойском возрасте. Фаціальные зоны пермо-триаса и юры косо срезаны Памиро-Каракорумским разломом. Так, например, в Центральном Памире и в бассейне р. Аксу (Юго-Восточный Памир) фаціальные зоны верхнего палеозоя и мезозоя, имеющие широтные простирания, в пределах Сарыкольского хребта вплотную подходят к этому тектоническому шву. Здесь наблюдается торцовое сочленение этих фаціальных зон с кристаллической осью герцинского поднятия Западного Куньлуна (фиг. 2 и 3). Показательно, что при приближении к поднятию совершенно не изменяется характер отложений. Таким образом поднятие Западного Куньлуна, а следовательно, и система рассматриваемых разломов, не контролировали на территории Центрального и Юго-Восточного Памира условий осадконакопления, а были постседиментационными.

Этот вывод имеет исключительно важное значение в том смысле, что позволяет считать зону глубинных разломов, разделяющих синклиналии Памира, с одной стороны, и Агыла-Локзуна, с другой, структурой, наложенной по отношению к этим прогибам. Таким образом, кулисообразное положение этих синклиналиев не было первоначальным, существовавшим в период осадконакопления, а возникло позже в связи с образованием секущих глубинных разломов. И в верхнем палеозое, и в нижнем мезозое (триас и, по-видимому, юра) Юго-Восточный Памир и Агыл-Локзун представляли единый прогиб, который в конце мезозоя и в кайнозое был рассечен зоной глубинных разломов. В результате этого и возникло кулисообразное расположение двух частей единого прогиба, причем западная часть (Юго-Восточный Памир) примерно на 270—290 км была смещена к северо-западу относительно восточной (см. фиг. 1—3).

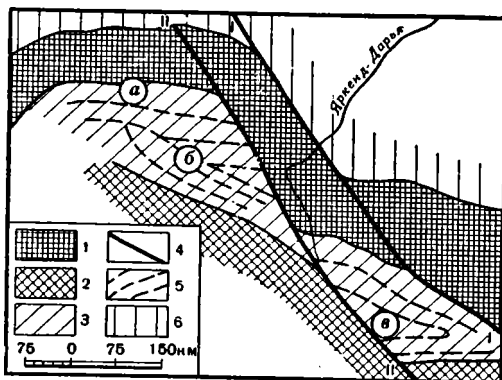
Юго-Западный Памир-Каракорум. Система крупных альпийских антиклинорий (Памиро-Гиндукшский на западе и Каракорумский на востоке) ограничивает с юга и юго-запада синклиналии Памира и Агыла. Антиклинорий Каракорума с юго-запада и юга окаймляет синклиналии Памира и Агыла. М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961) указывают, что здесь, как и в Куньлуно, наблюдается резкое срезание разломами северо-западной ориентировки структур Западного Каракорума и хребта Ладак. К востоку от указанных разломов, являющихся юго-восточной частью Памиро-Каракорумского шва, структуры Каракорума прослеживаются в пределах хребта Чанг-ченмо (Западный Тибет). Здесь наблюдается резкое изменение широтных и субширотных простираний на северо-западные (азимут 330°), а также резкое сужение тектонических зон (Norin, 1946).

Как и для синклиналиев Памира и Агыла, возраст основной складчатости и отмирание геосинклинального режима на территории Юго-Западного Памира и Каракорума были мезозойскими (каракорумская фаза по De Terra, 1932). Однако, как для всех тектонических зон Памирского сектора Центральной Азии, исключительно важное значение здесь имели наложенные альпийские движения, существенно переработавшие первоначальную структуру.

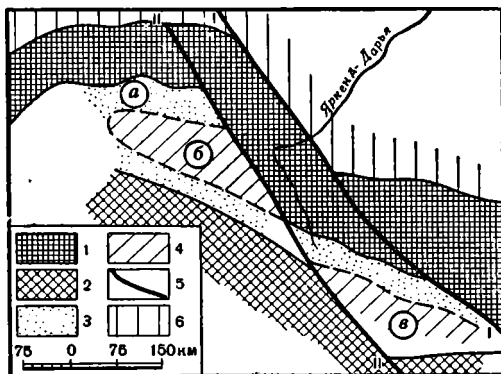
* * *

Памиро-Каракорумский глубинный разлом прослеживается от долины Кызыл-су на севере через хребты Сарыкольский, Каракорум и Ладак. М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961) рассматривают его как выдержанную тектоническую линию, в пределах которой тянется серия кулисообразно расположенных разрывов, являющихся поверхностным выражением глубинного раскола земной коры. Уже отмечалось, что именно в пределах рассматриваемого шва происходит изгибание основных тектонических зон области. Изгибание структур исключительно резкое. Так, например, на геологической карте Норина (Nogin, 1946), отчетливо видно, как широтные или субширотные разрывы и складчатые структуры хребтов Агыл и Локзун при приближении к долине р. Шейок резко обрываются. Вдоль русла реки и далее к западу (Большой Каракорум) простирания структур имеют уже северо-западную ориентировку (азимут 340°). Аналогичные соотношения наблюдаются и к югу, в пределах хребта Ладак.

Кроме основной полосы разломов, ширина которой не превышает 20 км, существует большое количество оперяющих нарушений, ориентированных под углами примерно $35-40^\circ$ по отношению к Памиро-Каракорумскому глубинному шву. Серия таких нарушений прослеживается на территории Юго-Восточного Памира, Северо-Западного Каракорума и Северо-Западного Ладака. Одним из крупнейших оперяющих разломов является Аксу-Мургабская зона сдвигов, разбираемая в статье С. В. Руженцева в этой книге.



Фиг. 2. Схема расположения триасовых поднятий и прогибов Памира и Западного Куньлуна. 1 — герциниды; 2—3 — мезозонды; 2 — поднятия; 3 — прогибы; 4 — разломы; 5 — простирания фацialsных зон; 6 — кайнозойские депрессии; а — Центральный Памир; б — Юго-Восточный Памир; в — Агыл-Локзун; I—I — Тянь-Шань-Куньлунский сдвиг, II—II — Памиро-Каракорумский сдвиг



Фиг. 3. Схема расположения юрских поднятий и прогибов Памира и Западного Куньлуна. 1 — герциниды; 2—4 — мезозонды; 2 — поднятия; 3 — зоны мощных терригенных нижнеюрских отложений, 4 — зоны, где нижнеюрские отложения отсутствуют; 5 — разломы; 6 — кайнозойские депрессии; а — Центральный Памир; б — Юго-Восточный Памир, в — Агыл-Локзун; I—I — Тянь-Шань-Куньлунский сдвиг; II—II — Памиро-Каракорумский сдвиг

Характерная особенность Памиро-Каракорумского глубинного шва, как и Тянь-Шань-Куньлунского — его специфическое положение в структуре Центральной Азии, заключающееся в том, что он наискось пересекает все основные структурно-фациальные зоны области. На юге Памиро-Каракорумский разлом отсекает антиклинорий Каракорума от метаморфической полосы хребта Чанг-ченмо и района озера Сомананглаир. Несколько севернее этот глубинный разлом разделяет единую зону мезозойской седиментации Юго-Восточный Памир—Агыл-Локзун. Еще севернее он пересекает герцинское поднятие Северного Памира — Куньлуня. Таким образом, Памиро-Каракорумский разлом косо наложен на основные структуры юга Центральной Азии. В месте их пересечения с рассматриваемым разломом наблюдается резкое изменение простиранья структур: с широтного на северо-западное ($330\text{—}340^\circ$), что совпадает с ориентировкой шва в целом. Здесь же резко сужаются структурно-фациальные зоны (Nogin, 1946).

Мы разобрали вопрос о соотношении фациальных поясов Юго-Восточного Памира с разломами Памиро-Каракорумского шва, по которому приведены в торцовое соприкосновение герцинское поднятие Западного Куньлуня и мезозойский прогиб Юго-Восточного Памира. Говорилось, что при приближении к указанному поднятию не наблюдается изменений фаций. Отдельные фациальные зоны верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, выделяемые здесь, прослеживаются в широтном или субширотном направлении, примыкая под углом примерно 50° к поднятию Западного Куньлуня. Следовательно, Памиро-Каракорумский разлом не контролирует фациальной зональности мезозойских прогибов Юго-Восточного Памира и Агыла (см. фиг. 2 и 3). Замечателен тот факт, что пересекая отдельные структурно-фациальные зоны Центральной Азии, рассматриваемый разлом смещает их. Юго-Восточный Памир и Агыл, являвшиеся в мезозое единой областью седиментации, расположены кулисообразно, причем Юго-Восточный Памир по Памиро-Каракорумскому разлому смещен примерно на $270\text{—}290$ км к северо-западу относительно Агыла (см. фиг. 1—3). Несоответствие фациальной зональности Юго-Восточного Памира с простираньем Памиро-Каракорумского шва, а следовательно, наложенный, постседиментационный характер последнего исключает возможность предположения первичного кулисообразного расположения синклиналиев Юго-Восточного Памира и Агыла, что допускают М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961).

Кулисообразное расположение отдельных тектонических зон характерно не только для Юго-Восточного Памира и Агыла. Для каждой структурно-фациальной зоны, расположенной восточнее Памиро-Каракорумского разлома, мы находим аналог к западу от него; при этом наблюдается значительное смещение западных частей этих зон к северу относительно восточных (Северный Памир и Куньлунь, Юго-Восточный Памир и Агыл, Северо-Западный Каракорум и антиклинорий Чанг-ченмо).

Таким образом, основными чертами Памиро-Каракорумского глубинного шва являются:

- 1) диагональное расположение его по отношению к основным структурно-фациальным зонам Центральной Азии;
- 2) отсутствие контроля над первичным распределением фаций верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, отчетливо устанавливаемое в пределах Северного и особенно Юго-Восточного Памира;
- 3) кулисообразное положение западных и восточных частей структурных зон Центральной Азии со смещением западных частей к северу относительно восточных;
- 4) в пределах самого пояса разломов определяется резкое изменение простиранья (широтных или субширотных на северо-западные) и одновременное резкое сужение всех пересеченных этим поясом структурно-фациальных зон.

Кулисообразное положение западных частей структурных зон Центральной Азии по отношению к их восточным частям не являлось извечным, а

возникло, по-видимому, в позднем мезозое — кайнозойе одновременно с появлением Памиро-Каракорумского глубинного шва. Это подтверждается в первую очередь тем, что сам разлом — наложенный по отношению к структурно-фациальной зональности Центральной Азии.

Специфика рассматриваемого тектонического шва заключается в появлении вдоль него серии оперяющихся разрывных нарушений, часть которых является крупными правыми сдвигами, например, Аксу-Мургабская зона сдвигов с амплитудой около 100 км.

Все перечисленное позволяет определить Памиро-Каракорумский глубинный разлом как крупный сдвиг, вдоль которого произошло смещение западных частей всех основных структурно-фациальных зон Центральной Азии к северу относительно восточных.

Точно определить амплитуду этого сдвига в настоящее время не представляется возможным вследствие крайне слабой геологической изученности области. Районом, где такие подсчеты в первом приближении осуществимы, является территория мезозойской седиментации — Юго-Восточный Памир — Агыл-Локзун, а также Западный Куньлунь и Северный Памир. В верхнем палеозое и мезозое Юго-Восточный Памир — Агыл представляли собой единый прогиб, характеризовавшийся сходным режимом осадконакопления (Беляевский, 1947; В. М. Синицын, 1959; Муратов и Архипов, 1961). В верхнем мезозое этот прогиб был косо пересечен Памиро-Каракорумским глубинным разломом, в результате чего обособились две структуры: синклиорий Юго-Восточного Памира, с одной стороны, и синклиорий Агыл-Локзун, с другой. В это же время возникло кулисообразное их расположение, как следствие сдвига синклиория Юго-Восточного Памира относительно структур хребта Агыл-Локзун к северу примерно на 270 км. Севернее, в пределах герцинид Северного Памира и Куньлуна, амплитуда сдвига сокращается; так, например, в северной части Сарыкольского хребта она равна примерно 180—190 км. Это смещение устанавливается по сдвигу осадочных верхнепалеозойских образований южной части герцинид Памира — Куньлуна (прогиб каракорумского фланга по В. М. Синицыну). Еще севернее, в Заалайском хребте сдвиг сочленяется с Каракульским надвигом.

М. В. Муратов и И. В. Архипов рассматривают Памиро-Каракорумский разлом как шов, первично отделяющий области различного возраста складчатости на территории Памира и Каракорума. Между тем, для каждой структурно-фациальной зоны, расположенной западнее этого шва, мы находим аналог к востоку от него, расположенный, однако, значительно южнее. Например, в пределах Памира вулканогенным образованиям северной части Северного Памира соответствуют сходные отложения гор Кинг-тау и бассейна Гез-дарьи (Западный Куньлунь, прогиб таримского фланга). Южная часть Северного Памира, сложенная мощным комплексом преимущественно терригенных пород палеозоя, соответствует прогибу каракорумского фланга в Куньлуне. Центральный Памир в тектоническом отношении сопоставим с северными и северо-восточными окраинами хребтов Агыл и Локзун, что подтверждается согласным залеганием в обоих случаях палеозойских и мезозойских отложений, а также широким развитием мощных нижнеюрских песчано-сланцевых образований. Юго-Восточный Памир — тектонический аналог синклиория Агыл-Локзун. Продолжением Северо-Западного Каракорума на территории Западного Тибета является антиклинорий хребта Чанг-ченмо. Таким образом, герцинидам Северного Памира (на западе) соответствуют герциниды Западного и Центрального Куньлуна (на востоке), мезозоидам Центрального и Юго-Восточного Памира — структуры Агыл-Локзуна, мезозоидам антиклинория Каракорума соответствует антиклинорий хребта Чанг-ченмо.

Несмотря на продолжение одних и тех же тектонических зон из Куньлуна и Западного Тибета в пределы Памира и Каракорума, мы считаем возможным выделить Памир и Северо-Западный Каракорум в качестве области,

характеризующейся рядом тектонических особенностей. Специфика структуры Памира заключается в проявлении резкой наложенной альпийской складчатости, выразившейся в возникновении здесь в мезо-кайнозойе сложных складок и многочисленных надвигов. Границей, отделяющей область с наложенной альпийской складчатостью, от зон, где такая складчатость существенного значения не имела, является Памиро-Каракорумский глубинный сдвиг.

Необходимо остановиться на разборе особенностей проявления наложенной складчатости. Альпийские дислокации на территории Памира и Каракорума имеют площадное распространение; они не связаны с развитием каких-то определенных тектонических зон, в одинаковой степени перерабатывают и герцинское поднятие Северного Памира, и мезозойские прогибы Центрального и Юго-Восточного Памира. Таким образом, для характеристики развития отдельных тектонических зон юга Центральной Азии мы имеем как бы два признака: 1) складчатость, связанную с развитием определенных структур, т. е. складчатость в обычном смысле этого слова (складчатость как следствие отмирания геосинклинали и образования орогена), и 2) складчатость, наложенную на уже консолидированные области, одинаково проявившуюся в районах с совершенно различной историей развития. Примером областей первого типа является Куьлунь и Западный Тибет, второго — Памир и Северо-Западный Каракорум. Только в этом смысле можно противопоставлять, например, Северный Памир Куьлуню, а Памиро-Каракорумский шов рассматривать как структуру, разделяющую районы с различным возрастом консолидации.

Характерная черта проявления альпийской складчатости Памира и Каракорума — большой отрыв времени ее проявления от завершения геосинклинального этапа развития области. Например, такой отрыв в пределах Северного Памира равен приблизительно четырем периодам (триас, юра, мел и палеоген). На территории Центрального и Юго-Восточного Памира геосинклинальный режим заканчивается в нижней-средней юре; как следствие этого возникает серия сложнейших дислокаций, происходит формирование обильных юрско-меловых гранитных интрузий (Буданов и др., 1961). Позднее в кайнозойе первоначальная структура района была существенно переработана, оформились гигантские антиклинории и синклинории, произошло добавочное внедрение гранитов. Таким образом, эта особенность наложенной складчатости заключается в отсутствии непосредственно перед ее проявлением «геосинклинальной подготовки» с образованием новых толщ осадков

Характер альпийских дислокаций схож как в пределах герцинских поднятий, так и на территории мезозойских прогибов. Отсутствие различий в морфологии структур отдельных тектонических зон лишний раз подтверждает наложенный характер складчатых движений, которые не были связаны с развитием отдельных поднятий и прогибов, а являлись следствием регионального сжатия (Руженцев, 1961), распространявшегося на территорию всего Памира.

Основные особенности альпийской складчатости в пределах Памира и Каракорума следующие:

1) альпийские дислокации обладают площадным распространением; они не связаны с отдельными структурно-фациальными зонами, имевшими различную историю развития;

2) складчатость — наложенная; периоды отмирания геосинклинали и возникновения орогена разделены значительным промежутком времени;

3) дислокации имеют одинаковый характер для всей области и являются следствием регионального сжатия, проявлявшегося на всей ее территории.

Восточной границей распространения резкой альпийской наложенной складчатости служит Памиро-Каракорумский тектонический шов. Появление альпийских наложенных дислокаций в пределах Памира хорошо увязывается со сдвиговой природой Памиро-Каракорумского разлома (правый

сдвиг). В процессе кайнозойского смещения к северу территория Памира подвергалась интенсивному сжатию, вследствие чего возникли многочисленные надвиги и складки. Сжатие и переработку испытывали все тектонические зоны. Именно этим объясняются основные особенности проявления альпийской складчатости на Памире: наложенный характер Памиро-Каракорумского сдвига (косое пересечение всех структурно-фациальных зон области) определил распространение альпийских дислокаций на более древние, уже консолидированные структуры Центральной Азии. Наличие интенсивных альпийских дислокаций на территории Памира (в западном крыле разлома) и отсутствие таковых восточнее Памиро-Каракорумского разлома указывают на абсолютный характер смещения Памира к северу относительно западного Тибета и Куньлуня.

РОЛЬ СДВИГОВ В СТРУКТУРНОМ РИСУНКЕ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА

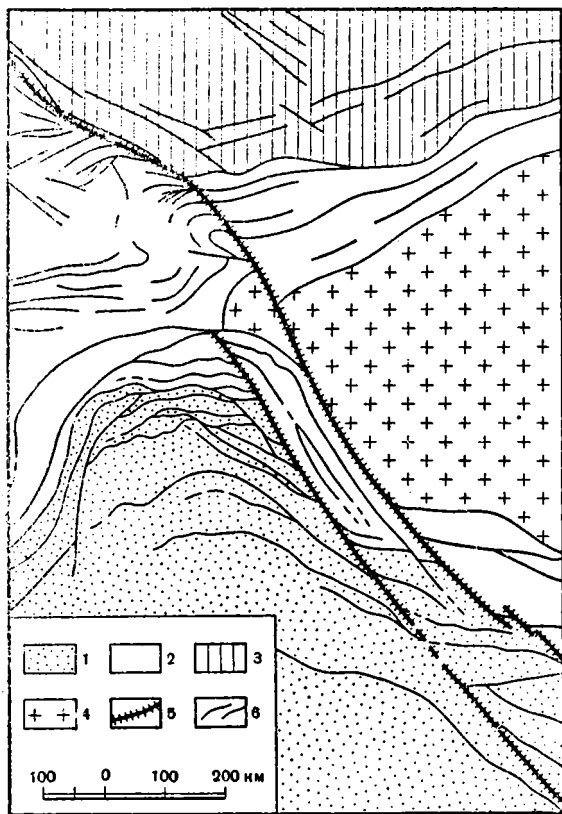
Выявление сдвиговой природы Тянь-Шань-Куньлунского и Памиро-Каракорумского разломов позволяет по-новому понять главные особенности пространственного расположения структур Тянь-Шаня и Памира. Уже в первых географических описаниях горных сооружений Средней Азии было подчеркнуто дугообразное расположение горных хребтов, окаймляющих большие межгорные впадины — Таримскую, Ферганскую, Джунгарскую, Таджикскую и др. Представление о плавных, достаточно правильных дугах Средней Азии затем перешло из географии в геологию. В начале геологических исследований Средней Азии различали Северные дуги (Тянь-Шань) и Южные дуги (Памир), которые в дальнейшем, как известно, в свою очередь были подразделены на множество тектонических зон. И хотя в результате работ последнего времени в структурном рисунке Тянь-Шаня плавные тектонические «дуги» в сущности исчезли (фиг. 4), все же Средняя Азия, и прежде всего Памир, и ныне являются примерами развития дугообразных тектонических зон.

Уже давно (Пейве, 1947) было отмечено, что на первый взгляд единая виргация структур Западного Тянь-Шаня в действительности состоит из двух совершенно разнородных в геологическом отношении ветвей — Чаткало-Кураминской и Таласо-Каратауской. Уже тогда было известно, что простирающиеся в северо-восточном направлении структуры Чаткало-Кураминской системы не только не являются естественным ответвлением Северного Тянь-Шаня, а резко, по глубинному разлому с ним граничат, образуя «торцовое» сочленение или структуру «конского хвоста». В дальнейшем, после выявления системы глубинных разломов Тянь-Шаня (Зубцов, 1956; Королев, 1961; Кнауф, 1960 и др.), выяснилось, что и северо-западные Таласо-Каратау-Кандыктасские структуры не имеют плавных переходов к субширотным и северо-восточным структурам Северного Тянь-Шаня. Таким образом, хребты Тянь-Шаня — лишь географические и геоморфологические дуги; в тектоническом же отношении они представляют собой мозаику блоков, разделенных довольно прямолинейными глубинными разломами субширотного (восток-северо-восточного) и северо-западного простираения.

Самой характерной чертой структурного рисунка Тянь-Шаня и Куньлуня является торцовое сочленение структур, расположенных по разные стороны от Тянь-Шань-Куньлунского разлома. В наиболее характерном виде этот рисунок можно наблюдать в структурах Западного Тянь-Шаня. Здесь система разветвляющихся, обращенных выпуклостью к северо-западу варисских складок и крутых надвигов Чаткало-Кураминской области смыкается с каледонскими структурами Таласской системы, простирающейся на северо-запад, т. е. под прямым углом к Чаткало-Кураминской системе. «Торцовое» смыкание двух разнородных систем получает естественное объяснение в гигантском правом сдвиге, наискось секущем и смещающем

на 200 км структуры Тянь-Шаня и Куньлуня. Примечательно, что в Ферганском хребте, где сдвиг проходит внутри герцинид, по нему сочленяются герцинские структуры, возникшие в разных фациальных зонах.

Первое сомнение в наши представления о цельности, однородности и правильности памирских «дуг» было внесено работами В. М. Синицына (1956), а также М. В. Муратова и И. В. Архипова (1961). Составленные ими схемы



Фиг. 4. Структурная схема части Центральной и Средней Азии.

1 — мезозойско-альпийская складчатая область; 2 — герцинская складчатая область; 3 — каледонская складчатая область; 4 — Таримская платформа; 5 — главные сдвиги; 6 — прочие разломы

соотношения структур Памира, Тянь-Шаня, Куньлуня, Гиндукуша, Каракурума и Тибета с несомненностью свидетельствуют о «торцовом» сочленении структур, расположенных по разные стороны от разлома, который нами определяется, как крупнейший в Азии Памиро-Каракурумский сдвиг. Памир с Куньлунем сочленяются так же, как Чаткало-Кураминская система с Таласской. На Памире, как и в Тянь-Шане, можно говорить о «дугах» лишь в географическом смысле, так как субширотные структуры Памира не переходят в структуры Куньлуня, простирающиеся на северо-запад. Наоборот, памирские структуры по линии сдвига утыкаются в структуры Куньлуня, отличающиеся от них по геологическому развитию. Вместе с тем, на Памире, как и в Западном Тянь-Шане, комплекс структур, расположенный на юго-запад от сдвига, изогнут и выпуклостью обращен на северо-запад. Этот изгиб структур в широкой присдвиговой полосе, их «кульминацию» и

скупивание генетически следует связывать с механизмом описанного выше большого правого сдвига. Интересно в связи с этим напомнить, что около многих больших разломов северо-западного простирания, с юго-западной стороны от них, имеются резко изогнутые ветви тектонических структур (Копет-Даг, Чингиз, Саяны и др.), по своему рисунку не отличающиеся от памирских и чаткало-кураминских. Это дает нам основание предполагать их сдвиговую природу. О том же свидетельствуют и торцовые сочленения структур, которые вряд ли можно объяснить без значительных горизонтальных перемещений.

Теперь, в результате детального и достаточно точного геологического картирования на аэрофотооснове выяснилось, что торцовые сочленения структур по глубинным разломам являются главной закономерностью в их пространственном расположении. «Дуги» и гигантские ветви «виргаций» в дей-

ствительности обычно слагаются из разнородных в геологическом отношении, по-разному простирающихся частей, сочленяющихся посредством глубинных разломов. Среди немногих типов структурных рисунков складчатых областей торцовые сочленения структур по разломам повторяются, по-видимому, чаще всего. Мы полагаем, что торцовые сочленения структур свидетельствуют о широком развитии крупных сдвигов.

Сходные черты расположения структур около Тянь-Шань-Куьнлунского и Памиро-Каракорумского сдвигов, несмотря на их различный возраст, очевидно объясняются тем, что движения масс были одинаковыми: и там и здесь произошли правые смещения. Тангенциальные перемещения масс по сдвигам разного возраста в северо-западном направлении указывают на их необратимость (Пейве, 1961). Интересно, что современные горизонтальные перемещения по Тянь-Шань-Куьнлунскому сдвигу происходят в том же направлении, что и в верхнем палеозое (см. статью В. С. Буртмана), что также говорит об единонаправленности этих перемещений.

Тянь-Шань-Куьнлунский и Памиро-Каракорумский сдвиги сходны по своему простираению, по характеру расположения структур около них и по движениям примыкающих блоков. Подставляя друг друга кулисообразно, они вместе образуют важнейший тектонический шов, определивший основные закономерности пространственного расположения тектонических структур этой части Азии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарын-Тоо.— В кн.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 1. Фрунзе, Изд-во АН Кирг.ССР, 1961.
- Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1959, № 268, серия геол., вып. 10.
- Бельговский Г. Л., Эктова Л. А., Малова Э. В. Объяснительная записка к листу К-43-XXXIII геологической карты м-ба 1 : 200 000. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Беляевский Н. А. К геологии Каракорума.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луя.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Буданов В. И. и др. Об эпохах гранитоидного магматизма Памира и Дарваза.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 3.
- Буртман В. С. О границах между фаціальными типами девонских и каменноугольных отложений Северо-Западного Тянь-Шаня.— Сов. геол., 1958, № 10.
- Буртман В. С. Нижнекаменноугольные отложения Среднего Тянь-Шаня и Таласо-Ферганский разлом.— Изв. Высшей школы, геология и разведка, 1962, № 9.
- Вонгаз Л. Б. Некоторые структурно-фаціальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геол., 1958₁, № 5.
- Вонгаз Л. Б. О палеозойских структурно-фаціальных зонах и подзонах Тянь-Шаня.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958₂, вып. 4.
- Галицкая А. Я., Королев В. Г. Карбон Северной Киргизии.— В кн.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 1. Фрунзе, Изд-во АН Кирг.ССР, 1961.
- Губин И. Е. Памир и сопредельные страны (Схема тектонического районирования юга Средней Азии).— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Довжиков Е. А., Брежнев В. Д., Комарова М. З. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов.— Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ Кирг.ССР, 1960, сб. 1.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды АН Тадж. ССР, 1958, 95.
- Зубцов Е. И. Структурно-фаціальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956₁, № 4.
- Зубцов Е. И. Чаткало-Нарынская структурно-фаціальная зона Тянь-Шаня.— Материалы ВСЕГЕИ, 1956₂, вып. 8.
- Зубцов Е. И. Некоторые черты металлогении Среднего Тянь-Шаня и смежных с ним районов.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2.
- Казьмин В. Г., Фараджев В. А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куьнлуя.— Сов. геол., 1961, № 8.

- К на у ф В. И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане.— В кн.: «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Межд. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 19).
- К о р о л е в В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. об-ва, 1961, вып. 3.
- К у х т и к о в М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре.— Уч. зап. Тадж. ун-та, 1958, 17.
- М а р к о в с к и й А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: «Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции».— М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- М у р а т о в М. В., А р х и п о в И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Н а л и в к и н Д. В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1916, 52, вып. 3.
- Н а л и в к и н Д. В. Очерк геологии Туркестана. М.—Ташкент, «Туркпечать», 1926.
- Н а л и в к и н Д. В. Тектоника Памира.— Труды 17-й сессии Межд. геол. конгр., т. 2. М., ОНТИ, 1939.
- Н а л и в к и н Д. В., В и н о г р а д о в П. Д. Тектоника Юго-Восточного Таджикистана.— В кн.: «Геология СССР», т. 24. Таджикская ССР, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Н и к о л а е в В. А., О г н е в В. Н. Статьи в кн. «Геология СССР», т. 25. Госгеолтехиздат, 1954.
- О г н е в В. Н. Таласо-Ферганский разлом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- О г н е в В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В кн.: «Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1959.
- П е й в е А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его виргаций.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- П е й в е А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: «Структуры земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Межд. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- П е й в е А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Р е з в о й Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алтайской горной системы, т. 1. Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Р у ж е н ц е в С. В. К происхождению Акбайтальских структур в Центральном Памире.— Докл. АН СССР, 1961, 138, № 1.
- С и н и ц ы н В. М. О геологической границе Куэньлунских и Тяньшаньских структур в Памиро-Алайском сближении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- С и н и ц ы н В. М. Тектоническая природа дуги Куэнь-Луна.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 5.
- С и н и ц ы н В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- С и н и ц ы н В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- С и н и ц ы н Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 12, серия геол.-геогр. наук, вып. 2.
- С и н и ц ы н Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- С и н и ц ы н Н. М., С и н и ц ы н В. М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Т у р б и н Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы.— Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ Кирг. ССР, 1960, № 1.
- Ф а р а д ж е в В. А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР).— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- N o r i n E. Geological explorations in Western Tibet. Stockholm, 1946.
- T e r r a H. de. Geologische Forschungen im westlichen Kun-Lun und Kara-Korum — Himalaya. Berlin, 1932.
- W y s s R. Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum 1922, 1925, 1929/30 und 1935. Bd. 3, H. 2, Leiden, 1940.

А. И. СУВОРОВ

ГЛАВНЫЕ РАЗЛОМЫ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

За последние 15—20 лет в результате геолого-съемочных работ с применением аэрометодов в Казахстане и Средней Азии были установлены и закартированы в разных масштабах группы многочисленных разломов. Геологические карты этой обширной территории покрылись густой сеткой красных линий.

Вместе с тем на многих картах разломы изображены преимущественно одним знаком, без учета их специфики и неодинаковой роли в строении и развитии отдельных районов. Нередко главные разломы не выделены из массы второстепенных, отчего морфология и природа тех и других до сих пор остаются недостаточно выясненными и вызывают много споров.

Наиболее полный и дифференцированный подход к изучению и оценке разломов и связанных с ними явлений последовательно осуществлялся А. В. Пейве (1945, 1956^{1,2}, 1960, 1961 и др.), который выделил и описал в Казахстане и Средней Азии несколько очень характерных типов этих нарушений.

Настоящая работа является дальнейшим развитием положений этого ученого и ставит своей целью дать на основе новых материалов характеристику большинства наиболее важных в пределах указанной территории разломов, подразделить их на группы и рассмотреть некоторые закономерности и особенности их пространственного расположения. Полнота имеющихся материалов по тем или иным разломам различна, но общая картина их расположения и деления на закономерно повторяющиеся группы довольно отчетлива (фиг. 1. См. приложение в конверте).

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СДВИГИ

Разломы Казахстана и Средней Азии почти совсем не изучались с точки зрения выявления и анализа горизонтальных сдвиговых движений по их сместителям. Были известны лишь два примера крупных сдвигов — Таласо-Ферганский разлом (Огнев, 1939) и некоторые разломы Таджикской депрессии (Захаров, 1948). В целом же наличие крупных сдвигов оспаривалось, и было принято относить большинство разломов к категории нарушений с преимущественно вертикальными движениями крыльев.

В 1956—1961 гг. при детальных исследованиях некоторых районов Центрального Казахстана было установлено, что одно из крупных тектонических нарушений — Актасская зона разломов — представляет собой сдвиговую (сбросо-сдвиговую) зону с комплексом вполне определенных диагностических признаков (Суворов, 1961², 1962).

Тщательное изучение других разломов Казахстана и Средней Азии, результаты которого частично излагаются в данном сборнике, а также анализ

литературных данных показывают, что сдвиги здесь более широко распространены, чем это предполагалось ранее. Выяснилось, в частности, что горизонтальными сдвигами являются почти все разломы северо-западного простирания и что сдвиги довольно разнообразны, как это следует из приводимых ниже примеров.

Актасская зона разломов вытянута на расстояние около 350 км; ширина ее 10—20 км. Она начинается в верховьях р. Нуры против дугообразного в плане изгиба осадочных толщ силура и девона северного склона Тектурмасского антиклинория и следует далее к юго-востоку до оз. Балхаш (фиг. 2. См. приложение в конверте).

В северо-западной части Актасской зоны ее разломы обрывают Ортау-Шетшокинское поднятие, сложенное породами силура, и собственно Успенский прогиб, выполненный отложениями верхнего девона — нижнего карбона. Известный Калдырминский гранитный пояс, простирающийся с юго-запада на северо-восток, в районе сел. Комкор оказывается рассеченным разломами на две части, которые сдвинуты относительно друг друга в целом на 12 км. Рассланцованные девонские эффузивы Жаксытагалинского динамометаморфического пояса также диагонально рассечены крайними западными разломами Актасской зоны и разобцены по правилу правого сдвига на 15—17 км.!

Центральная часть Актасской зоны разломов проходит в эффузивах верхнего палеозоя Токраусской впадины, разбивая эту впадину на две долины. По краям впадины в связи с разломами наблюдаются глыбы ортогональных очертаний, а внутри — жерла вулканов и небольшие изометричные тела кислых интрузий. По юго-западному краю центральной части Актасской зоны расположены узкие (2,5—4 км) и длинные (30—35 км) прогибы глубиной до 0,5—1 км, заполненные наиболее молодыми вулканическими породами.

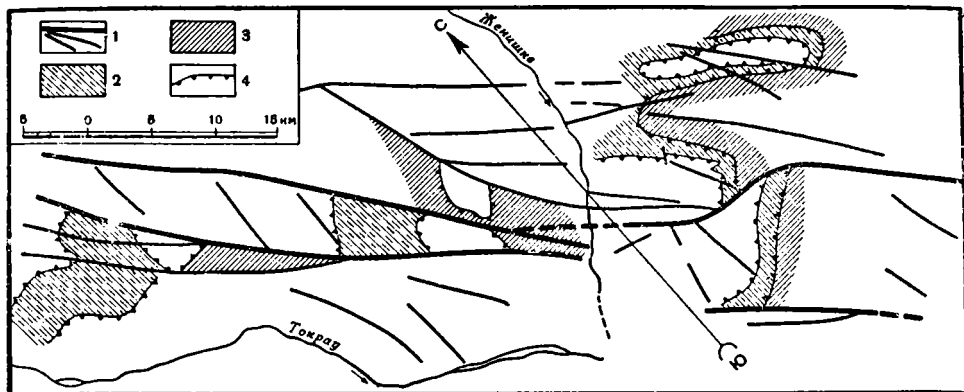
В центральной части характеризуемой зоны всюду видны (фиг. 3) смещенные по сдвигам обрывки складчато-глыбовых структур и отдельных, маркирующих пачек пород. Наибольшая амплитуда правобокового смещения здесь достигает 20 км. В то же время некоторые толщи при переходе от одного крыла разлома к другому, как и в обыкновенных сбросах, скачкообразно изменяются по мощности и составу с выпадением из разреза отдельных горизонтов. Очевидно, разломы формировались одновременно с накоплением верхнепалеозойской вулканической толщи, но возникали они в разные фазы вулканической деятельности и таким образом, что каждый последующий разлом вызывал горизонтальные подвижки толщ, генетически связанных с несколько более ранними разломами.

В юго-восточной части Актасской зоны ее разломы нарушают осадочные и метаморфические образования среднего и нижнего палеозоя Кентерлаусского антиклинория. К северо-западу от горы Казык структурно-фациальные комплексы нижнего палеозоя и силура названного антиклинория рассечены пополам наиболее крупным разломом Актасской зоны и сдвинуты по ходу часовой стрелки на расстояние около 15 км (фиг. 4).

Здесь же, в зоне разломов, размещены небольшие тела верхнепалеозойских кислых интрузий и ультраосновные интрузии нижнего палеозоя; последние имеют местное значение и связаны, скорее всего, с какими-то древними швами, уже залеченными к верхнему палеозою.

Далее к юго-востоку, в Забалхашье, на продолжении Актасской зоны наблюдается некоторое повышение отрицательных аномалий силы тяжести, что свидетельствует о том, что эта зона следует в направлении к г. Талды-Кургану и, вероятно, соединяется с имеющимися там разломами.

Единой тектонической линии, которая непрерывно протягивалась бы вдоль всей Актасской зоны, нет. Разломы и более мелкие разрывы образуют густую сетку, располагаются в плане кулисообразно и веерообразно, обычно под углами от 10 до 30—40° относительно друг друга. Они рассекают эффу-



Фиг. 3. Сдвиги и сбросо-сдвиги центральной части Актаcской зоны разломов.
Составил А. И. Суворов, 1959 г.

1 — главные и опережающие разломы, 2 — андезитовые порфиры, 3 — диабазовые порфиры,
4 — направление падения толщ

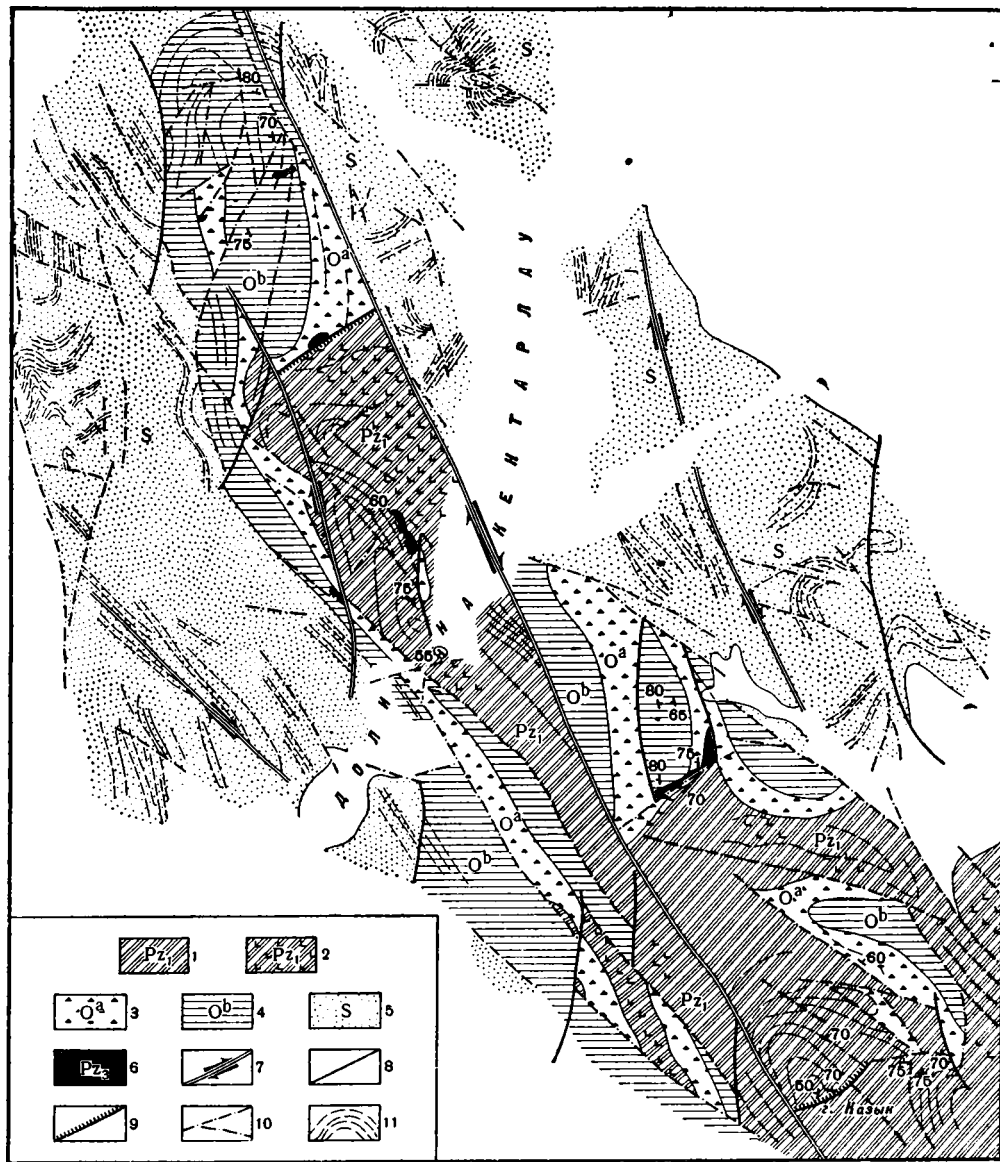
живные и осадочные породы Актаcской зоны на множество удлиненных клиньев и остроугольных блоков.

Сместители разломов большей частью характеризуются крутым (70—90°) наклоном. Наблюдаемые вдоль них сдвиговые смещения, крупные (на многие километры), и мелкие (на десятки и единицы метров), — преимущественно правые; однако местами констатированы и левые смещения.

Ограниченные разломами остроугольные и клиновидные в плане блоки Актаcской зоны в вертикальном разрезе имеют характер грабенов, горстов, моноклиналей, грабен-синклиналей и местами осложнены дополнительными складками. В вулканогенных толщах складки простые, длиной 10—15 км, часто обрубленные, неполной формы, с углами падения крыльев от 10—25 до 35°. Они вытянуты вдоль сместителей крупных сдвигов, отходя от них под острыми углами. В осадочных отложениях среднего палеозоя складки более крутые. Здесь наблюдается правильное чередование синклиналей и антиклиналей, имеющих вертикальные шарниры и размеры в несколько километров, а также одиночные синклинали или антиклинали длиной 4—6 км и шириной 1—1,5 км. Оси последних от сместителей сдвигов отходят под острым, все более увеличивающимся углом в направлении горизонтального смещения пород, изгибаясь дугообразно (фиг. 5).

Внутри Актаcской зоны породы интенсивно трещиноваты. Для нее особенно характерны опережающие трещины, генетически связанные с крупными разломами и образующие вдоль них, независимо от состава нарушенных пород, однообразно выдержанные на десятки километров системы — две системы скальвания и одну систему отрыва. Расположение этих трещин в плане (фиг. 6. См. приложения в конверте) полностью соответствует представлениям об эллипсоиде деформаций в условиях действия горизонтальной пары сил. В гранитных телах и эффузивах близ разломов наблюдаются многочисленные опережающие порфировые дайки среднего и кислого состава, чаще всего совпадающие с трещинами отрыва. Произведенный ориентировочный подсчет суммарной мощности даек и ширины (зияния) крупных трещин отрыва в зоне одного из небольших разломов показал, что их общая линейная величина, при проекции на линию сместителя этого разлома, примерно равна величине сдвигового смещения по нему, установленной непосредственным геологическим картированием.

Все изложенное характеризует Актаcскую зону как одну из типичных сдвиговых и сбросо-сдвиговых зон с комплексом собственных ей разломов, го-

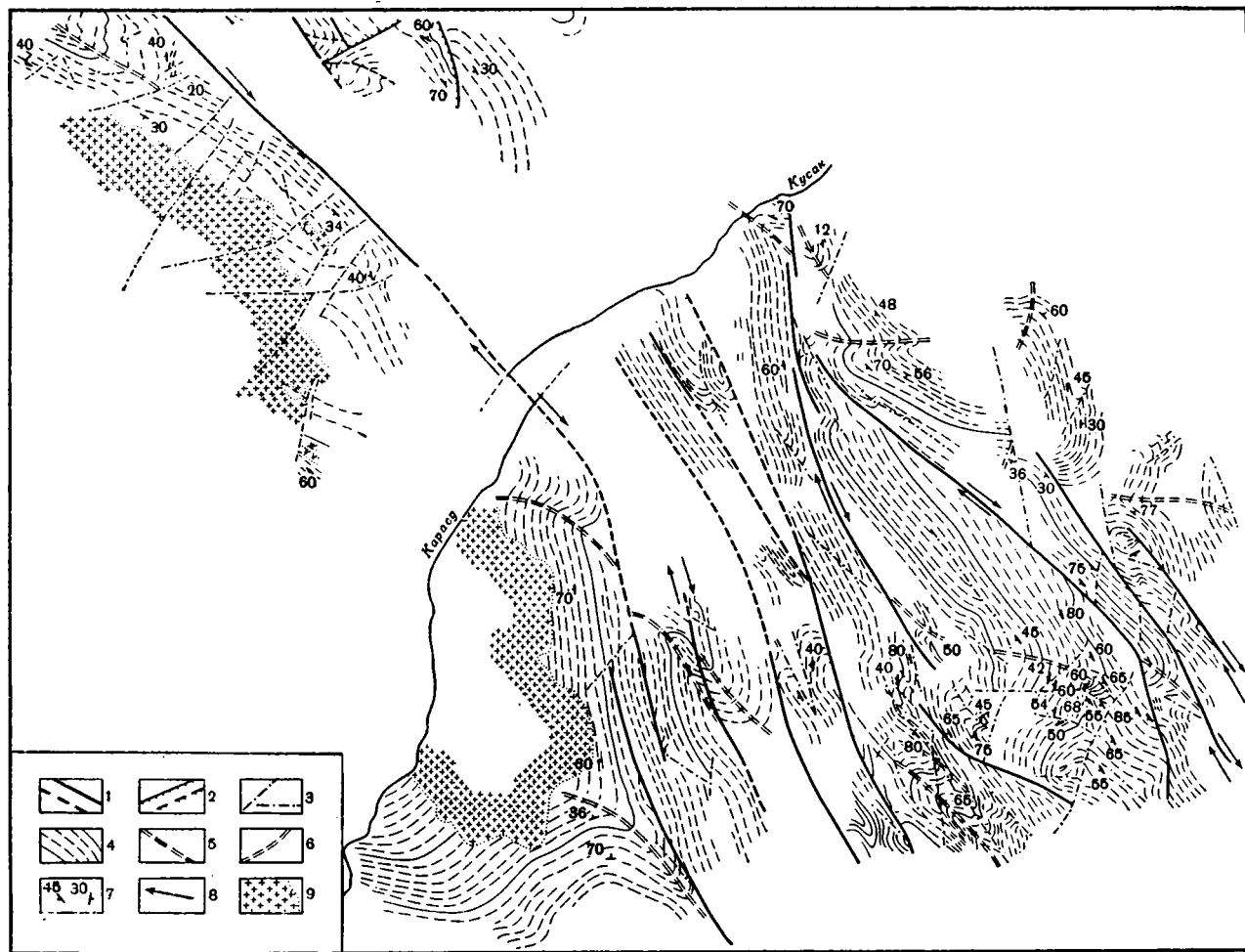


Фиг. 4. Схема геологического строения юго-восточной (прибалхашской) части Актаасской зоны разломов. Составил А. И. Суворов, 1961 г.

1 — яшмы, яшмокварциты, кремнисто-глинистые породы; 2 — яшмы, основные эффузивы, их туфы и туфопесчаники; 3 — порфиры, дациты, кварцевые порфиры, туфобрекчин, туфопесчаники, туффиты; 4 — песчаники, алевролиты, туфы, туффиты, известняки; 5 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, конгломераты; 6 — малые интрузии среднего и кислого состава; 7 — сдвиги; 8 — сбросы и сбросо-сдвиги; 9 — предполагаемые надвиги; 10 — неподразделенные разломы; 11 — простирание слоев

горизонтальных клиньев, оперяющих систем складок сдвига, трещин скалывания, трещин отрыва и дайковых тел.

С Актаасской зоной разломов сходны многие другие разломы Казахстана и Средней Азии, как, например, Кумбельская зона в Чаткало-Кураминском районе, Южномургабская (Аксу-Мургабская) зона в юго-восточной части Памира и некоторые другие.



Фиг. 5. Схема расположения складок и разрывов в отложениях среднего палеозоя Актаасской зоны разломов. Составили А. И. Суворов и С. Г. Самыгин (1959).

1 — наиболее крупные сбросо-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

Кумбельская зона включает три крупных разлома северо-западного простираения — Кумбельский, Кенкольский и Арашанский, а также ряд мелких (Васильковский, 1952). Длина их обнаженной части 140 км, ширина 10—20 км. По геофизическим данным (Рыбин, 1959), эта зона под мезо-кайнозойским покровом Ферганской впадины прослеживается к юго-востоку еще почти на 100 км. Д. Х. Якубов и О. М. Борисов (1962) считают ее частью крупного, выделенного ими, Каратау-Памирского глубинного разлома.

Вдоль некоторых разломов Кумбельской зоны в Чаткальском и Кураминском хребтах протягиваются полосы эффузивных пород верхнего палеозоя (например, минбулакская свита, акчинская свита), а также небольшие изометричные тела гранитоидов. В то же время местами эффузивы (оясайская и другие свиты) рассечены разломами и испытали сдвиговые смещения.

Сместители разломов, как правило, крутые. Они сходятся и расходятся под острыми углами и разбивают Кумбельскую зону на крупные и мелкие клиновидные в плане блоки. Характерно веерообразное расщепление разломов. Внутренняя структура блоков, как и в Актаской зоне, отличается простотой строения.

Амплитуда сдвига по Кумбельской зоне имеет тот же порядок, что и в Актаской зоне, и не превышает 15—20 км. Горизонтальные подвижки по отдельным разломам преимущественно правые, однако здесь могли быть и относительно левые смещения, на что указывают данные Н. П. Васильковского (1952) о расположении и ориентировке даек в их крыльях.

Величина сдвигания вверх по разрезу закономерно уменьшается. Как показывает карта Чирчик-Ангренского региона, составленная Н. П. Васильковским, эффузивы оясайской свиты (верхний карбон) и находящиеся к югу от них граниты секутся Кумбельским разломом и передвинуты по его сместителю в горизонтальной плоскости на 10—14 км. На южном склоне Кураминского хребта, по Е. В. Толкачевой и В. А. Невскому (Невский, 1959), горизонтальная составляющая смещения двух, разобренных тем же разломом, частей мульды, заполненной пермскими эффузивными кварцевыми порфирами, достигает 7 км. Еще более поздние образования смещены совсем на незначительные расстояния. Например, одна из крутопадающих верхнепермских даек, разорванная и разобренная Кумбельским сдвигом, по свидетельству В. А. Невского, смещена всего на 30 м. Судя по уменьшению амплитуд к концу верхнего палеозоя, можно предполагать, что сдвиги Кумбельской зоны имеют верхнепалеозойский возраст и развивались длительно но скачкообразно от верхнего карбона до конца перми.

Южноургабская (Аксу-Мургабская) зона, судя по данным С. В. Руженцева (см. его статью в настоящем сборнике), устанавливающим ее сдвиговую природу, а также по другим литературным данным, состоит из серии прерывистых, кулисно- и веерообразно расположенных разломов северо-западного простираения. Эти разломы ограничивают многочисленные блоки клиновидной в плане формы. Длина зоны в пределах территории СССР 150 км, ширина 15—20 км, суммарная амплитуда правого смещения — несколько десятков километров.

Нарушенные разломами осадочные толщи верхнего палеозоя — нижнего мезозоя отличаются простотой строения. Наблюдаемые в них складки пологие, нередко отмечается слабо волнистое и даже почти горизонтальное залегание верхнеюрских известняков. Вместе с тем складчатые и складчатоглыбовые структуры располагаются в зоне под острыми углами к сместителям разломов, отчего структурный рисунок зоны разломов в плане характеризуется перистым строением. Отдельные складки рассечены и передвинуты в горизонтальной плоскости на сотни метров и первые километры.

Магматизм зоны умеренный, проявляющийся лишь в отдельных участках. Он представлен продуктами преимущественно средних глубин —

единичными небольшими телами кислых интрузий и залежами эффузивных пород разного возраста и состава.

Перечисленные особенности Аксу-Мургабской зоны резко выделяют ее от остальных мезозойских и альпийских структур Памира, отличающихся, как известно, дугообразными простираниями, наличием крупных надвигов и предельной сжатостью складчатых форм. В то же время все сказанное позволяет считать эту зону аналогичной описанным выше Актасской и Кумбельской зонам. В совокупности они, вероятно, представляют один генетический тип тектонических нарушений.

Несколько по-иному выглядят разломы Джалаир-Найманского типа — Джалаир-Найманский, Таласо-Ферганский, Чингизский и некоторые другие. Как и описанные выше, они входят в систему разломов северо-западного простирания, также являются сдвигами, но более грандиозны и в связи с этим наделены новыми свойствами.

Д ж а л а и р - Н а й м а н с к а я з о н а р а з л о м о в намечена еще в работах Д. И. Яковлева (1941) и охарактеризована рядом исследователей (Пейве, 1956₁; Маркова, 1956, 1961; Александрова и Борсук, 1955 и др.).

По данным перечисленных исследователей, зона вытянута в северо-западном направлении и имеет длину 600 км при ширине в среднем около 30 км. Как указывает Н. Г. Маркова, она представляет 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 — ритмично построенная флишoidная толща песчаников, сланцев, известняков с обильной фауной и конгломератов. Участками в зоне присутствуют вулканогенно-осадочные образования, относящиеся по возрасту к силуру (готландию) или нижнему девону. Все эти породы нарушены сложной системой ветвящихся, преимущественно прямолинейных разрывов, расчленивших прогиб на ряд узких клиньев. Складчатые структуры встречаются лишь в отдельных местах и не имеют решающего значения.

Расположенные к северо-востоку и юго-западу поднятия, — Бурунтавское и Чуйское — сложены породами докембрия — нижнего кембрия (кварцитовая и яшмо-диабазовая серии), а также эффузивными, интрузивными и осадочными породами девона-карбона. На площади распространения этих пород разрывы выражены слабее; они лишь осложняют складчатые формы.

Характерная особенность Джалаир-Найманской зоны — приуроченность к ней основных и ультраосновных интрузий рифейского и нижнепалеозойского возраста; это послужило основанием для выделения на месте зоны Чубалхашского ультрабазитового пояса (Михайлов, 1955, 1958). В то же время кислые интрузии в зоне развиты слабо.

На протяжении всего нижнего палеозоя Джалаир-Найманская зона контролировала накопление осадков. Насколько можно судить по схемам М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), составленным для северо-западной части зоны, в нижнем кембрии здесь 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 — прибрежно-морские грубо обломочные осадки; в карадокское время северо-восточнее прогиба накапливались эффузивы.

А. В. Пейве (1956₁), детально изучавший Джалаир-Найманскую зону, отнес ее 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 ордовичских отложений.

Некоторые линии разломов сохраняли активность в герцинское время и были резко обновлены в кайнозое. По приуроченности к зоне цепочек ультраосновных интрузий, имеющих большую протяженность и длительность развития, А. В. Пейве считает разломы Джалаир-Найманской зоны наиболее глубокими, проникающими на глубину «во всяком случае большую, чем трещины сиалической оболочки» (1956¹, стр. 98).

Сдвиговая природа Джалаир-Найманской зоны разломов устанавливается анализом геологических карт этой части Казахстана. Выясняется, 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 Джалаир-Найманского прогиба на юго-западный борт. Он диагонально пересекает прогиб и разделяет его на две перекошенные половины, которые, однако, в нижнем палеозое составляли единую структурно-фациальную зону.

По смещению некоторых горизонтов ордовика в крыльях одного из разломов зоны Н. Г. Маркова (1961) определила, что максимальная амплитуда сдвига около 10 км. Однако по действительному положению диагонально рассеченных и разобщенных Главным разломом частей прогиба (фиг. 7) хорошо видно, что общая амплитуда сдвига намного больше. Структурно-фациальные зоны среднего-верхнего кембрия и ордовика, а также докембрия и, по-видимому, силура сдвинуты по линии разлома по ходу часовой стрелки не менее чем на 65—90 км. Близкая амплитуда, маркируемая рядом горизонтов среднего и верхнего ордовика, читается также на схеме геологического строения района лога Каратал (Маркова, 1961).

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 по разломам Джалаир-Найманской зоны, не является, вероятно, максимальной. Она приходится на северо-западную половину зоны, а далее к юго-востоку, судя по растаскиванию толщ среднего-верхнего кембрия, амплитуда, по-видимому, постепенно возрастает до 130—150 км.

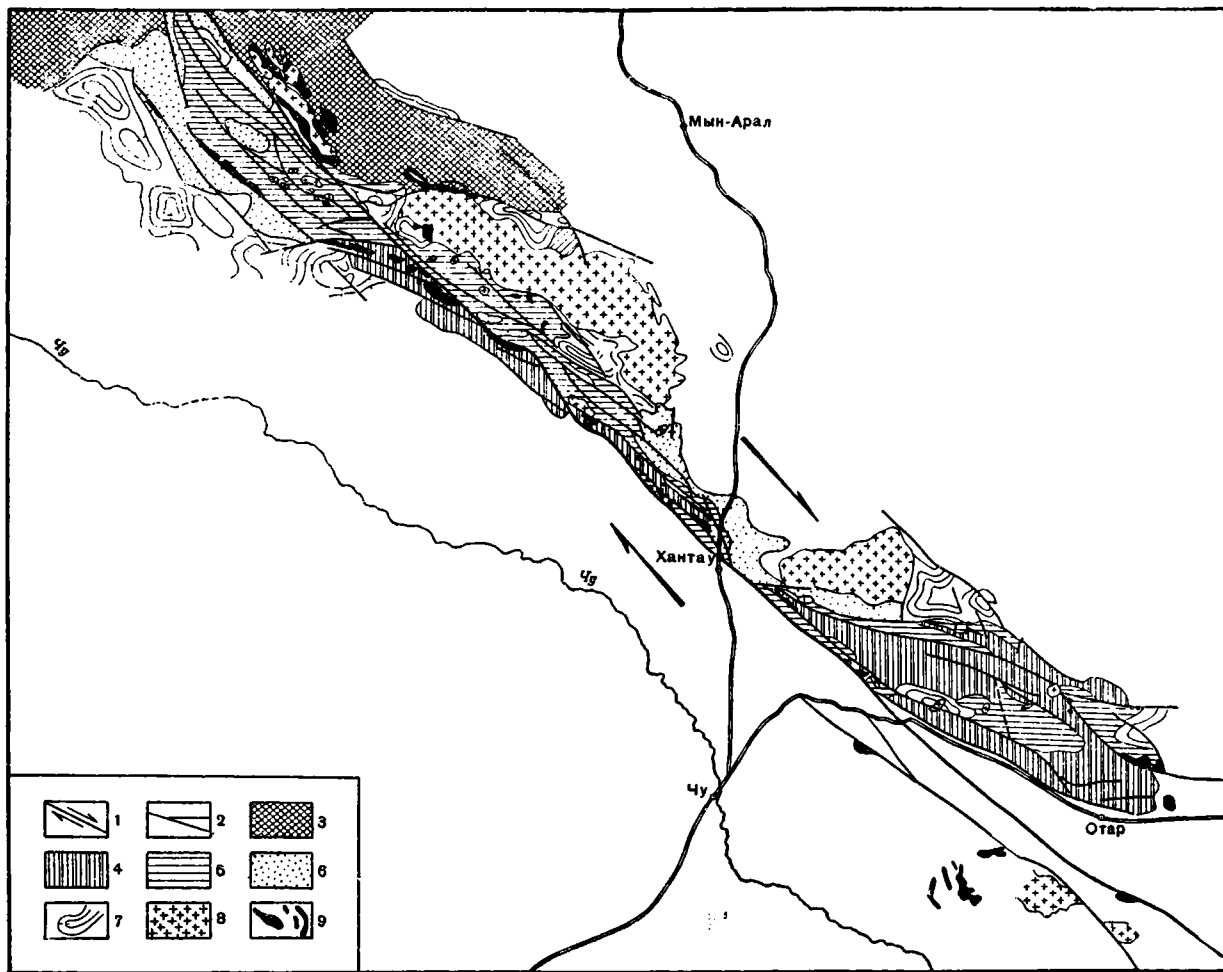
Возникшие в нижнепалеозойских толщах в результате сдвига складчатые и складчато-глыбовые структуры сравнительно небольшого размера расположились под острыми углами к сместителю Главного разлома, отчего структурный рисунок Джалаир-Найманской зоны в целом приобрел в плане веерообразно-перистый характер.

Время горизонтальных подвижек по разломам Джалаир-Найманской зоны, нарушивших некогда единый нижнепалеозойский прогиб, следует считать, очевидно, посленижнепалеозойским и, вероятнее всего, доверхнепалеозойским.

О том, что сдвиговые смещения в Центральном Казахстане могли происходить в среднем палеозое, свидетельствуют данные по соседнему Акканбурлукскому разлому, входящему в ту же систему разломов северо-западного простирания, что и Джалаир-Найманская зона, и также являющемуся сдвигом.

Акканбурлукский разлом (фиг. 8) приурочен к юго-западному краю Зерендинско-Золотоношского гранитного массива и нарушает метаморфический комплекс докембрия, эффузивы и кремнисто-песчаносланцевые породы нижнего палеозоя и отчасти эффузивно-осадочную толщу среднего палеозоя (силур, низы девона).

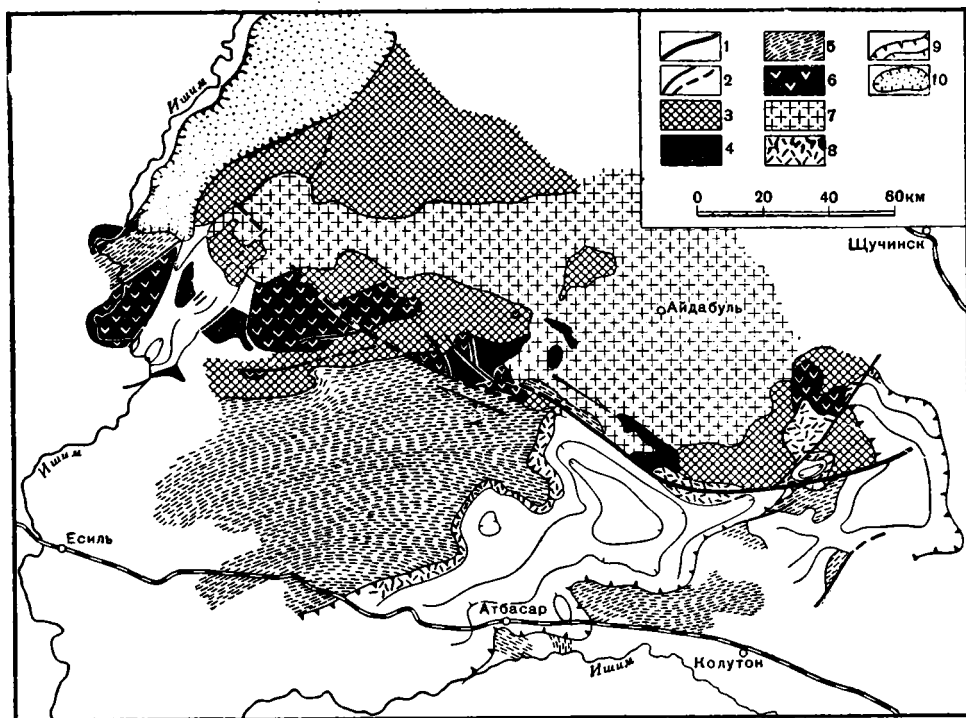
Сдвиговый характер разлома впервые предположил О. А. Мазарович (1953), отметивший, что «в плане ордовичские, кембрийские и протерозойские отложения, развитые западнее Владимирской мульды (формирование которой он объяснял характеризующим разломом.— А. С.), оказываются



Фиг. 7. Схема строения Джалаир-Найманского сдвига.

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

сильно смещенными на северо-запад по сравнению с соответствующими отложениями, распространенными к востоку от Владимирской мульды» (стр. 136). Много подробностей и интересных деталей о строении Акканбурлукского разлома и смежных структур Кокчетавского района получено также при последующих геолого-съемочных работах.



Фиг. 8. Схема строения Акканбурлукского сдвига.

1 — Акканбурлукский сдвиг; 2 — оперяющие его разломы; 3 — выступы архея и протерозоя; 4 — основные эффузивы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя; 5 — нижний палеозой; 6 — силурийские эффузивы смешанного состава; 7 — интрузии гранитоидов силура — среднего девона; 8 — вулканогенно-осадочная толща девона; 9 — прогибы, выполненные отложениями девона, карбона, местами перми; 10 — прогиб, выполненный третичными отложениями

Анализ имеющихся данных в значительной степени показывает, что Акканбурлукский разлом представляет собой довольно крупный правый сдвиг, вдоль которого разорванный метаморфический комплекс протерозоя и основные эффузивы нижнего палеозоя передвинуты приблизительно на 100 км, а силурийские эффузивы смешанного состава — на 50 км.

Находящиеся в юго-западном крыле разлома породы нижнего палеозоя (яшмокарциты, кремнистые сланцы, филлиты, песчано-сланцевые образования и др.) сильно смяты и дугообразно изогнуты выпуклостью на северо-запад. Слагаемые ими крупные структуры — Калмыккульский синклиниорий, Джаркаанагачский антиклинорий и Атбасарское антиклинальное поднятие на схемах П. Н. Кропоткина (1950) и особенно М. И. Варенцова и В. И. Дитмара (1960) в целом образуют громадную горизонтальную флексуру, вблизи разлома сильно пережатую или срезанную.

С другой стороны, верхнепалеозойский Кийминский прогиб отчетливо пересекает горизонтальную флексуру и накладывается на нее с большим угловым и азимутальным несогласием. Девонские эффузивно-осадочные отложения северо-восточного окончания этого прогиба (по краю Владимирской мульды, где как раз проходит разлом) совсем почти не сдвинуты. Точно также не обнаруживает каких-либо признаков горизонтальных смещений и

гранитный массив района Золотоноши, возраст которого считается девонским. Этот массив прорывает и ассимилирует на этом участке оба крыла разлома. Очевидно, Акканбурлукский разлом как сдвиговое нарушение прекратил свое существование в верхнем палеозое. В додевонское же время он развивался длительно, о чем свидетельствует уменьшение амплитуды сдвига по нему в силурийских толщах по сравнению с древнейшими (от 100 до 50 км).

Чингизский разлом, как и Джалаир-Найманский, отнесен А. В. Пейве (1956) 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.

Полностью этот 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 (Маркова, 1948; Кочуров, 1948 и др.). Многие для познания зоны разлома дали проведенные в последние годы съемочные и тематические работы специалистов ИГН Казахской Академии наук, Южноказахстанского геологического управления и Всесоюзного аэрогеологического треста (Борукаев, 1961; Ренгартен, 1958, и др.).

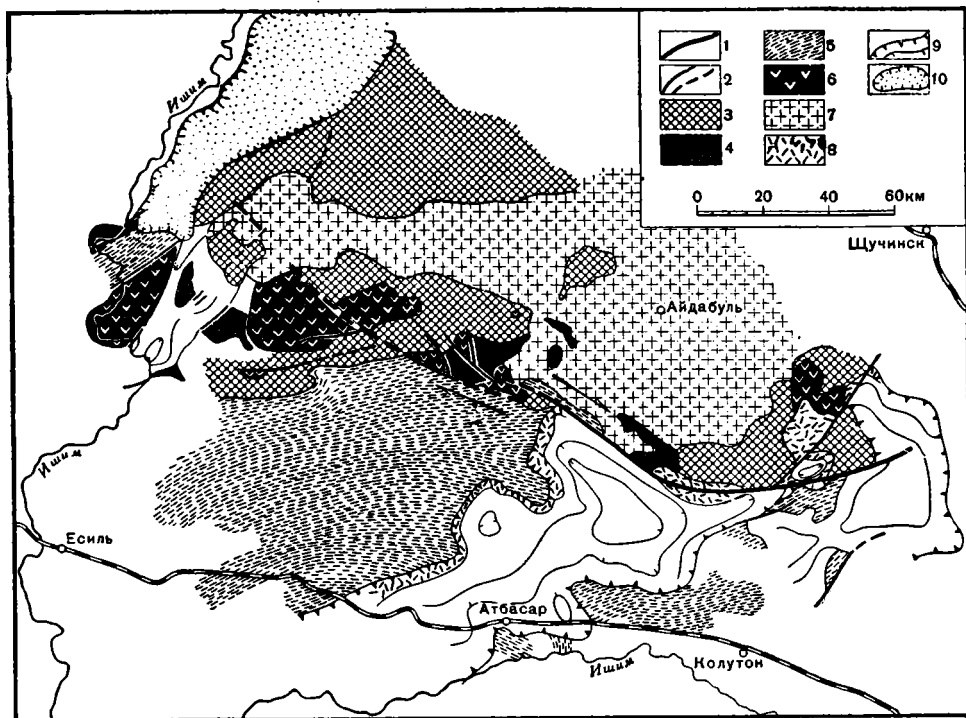
По всем имеющимся данным, Чингизский разлом в виде узкой прямолинейной полосы деформированных пород вытянут в северо-западном направлении на расстояние около 600 км. Породы докембрия, кембрия и ордовика, слагающие так называемый Чингизский антиклинорий, непосредственно в зоне разлома разбиты на длинные 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, перидотитов, 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. Ренгартену (1958), разлом (называемый им Аягузско-Урджарским) разделяет Тарбагатайскую геоантиклиналь и Баканасскую интрагеосинклиаль. 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 сдвигам, 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 Акбастаусский антиклинорий, выделенный Н. Г. Марковой, Ушбулакский разлом П. А. Ренгартеном и многие другие более мелкие складки и разрывы.

Весьма своеобразно строение полосы пород протерозоя — нижнего кембрия в зоне разлома (фиг. 9). В юго-западном его крыле, севернее сел. Егенды-Булак, телескольская и бощекульская свиты, по данным Е. Е. Миллер (1960) и других исследователей, представлены главным образом метаморфизованными осадочными и частично основными эффузивными разностями пород. Они слагают полосу северо-западного простираения шириной 20 км. По мере приближения к разлому ширина этой полосы (горы Мурджик, Аркалык) умень-

сильно смещенными на северо-запад по сравнению с соответствующими отложениями, распространенными к востоку от Владимировской мульды» (стр. 136). Много подробностей и интересных деталей о строении Акканбурлукского разлома и смежных структур Кокчетавского района получено также при последующих геолого-съемочных работах.



Фиг. 8. Схема строения Акканбурлукского сдвига.

1 — Акканбурлукский сдвиг; 2 — оперяющие его разломы; 3 — выступы архея и протерозоя; 4 — основные эффузивы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя; 5 — нижний палеозой; 6 — силурийские эффузивы смешанного состава; 7 — интрузии гранитоидов силура — среднего девона; 8 — вулканогенно-осадочная толща девона; 9 — прогибы, выполненные отложениями девона, карбона, местами перми; 10 — прогиб, выполненный третичными отложениями

Анализ имеющихся данных в значительной степени показывает, что Акканбурлукский разлом представляет собой довольно крупный правый сдвиг, вдоль которого разорванный метаморфический комплекс протерозоя и основные эффузивы нижнего палеозоя передвинуты приблизительно на 100 км, а силурийские эффузивы смешанного состава — на 50 км.

Находящиеся в юго-западном крыле разлома породы нижнего палеозоя (яшмокарциты, кремнистые сланцы, филлиты, песчано-сланцевые образования и др.) сильно смяты и дугообразно изогнуты выпуклостью на северо-запад. Слагаемые ими крупные структуры — Калмыкульский синклиниорий, Джаргаанагачский антиклинорий и Атбасарское антиклинальное поднятие на схемах П. Н. Кропоткина (1950) и особенно М. И. Варенцова и В. И. Дитмара (1960) в целом образуют громадную горизонтальную флексуру, вблизи разлома сильно пережатую или срезанную.

С другой стороны, верхнепалеозойский Кийминский прогиб отчетливо пересекает 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) совсем почти не сдвинуты. Точно также не обнаруживает каких-либо признаков горизонтальных смещений и

гранитный массив района Золотоноши, возраст которого считается девонским. Этот массив прорывает и ассимилирует на этом участке оба крыла разлома. Очевидно, Акканбурлукский разлом как сдвиговое нарушение прекратил свое существование в верхнем палеозое. В додевонское же время он развивался длительно, о чем свидетельствует уменьшение амплитуды сдвига по нему в силурийских толщах по сравнению с древнейшими (от 100 до 50 км).

Чингизский разлом, как и Джалаир-Найманский, отнесен А. В. Пейве (1956) 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.

Полностью этот 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 (Маркова, 1948; Кочуров, 1948 и др.). Многие для познания зоны разлома дали проведенные в последние годы съемочные и тематические работы специалистов ИГН Казахской Академии наук, Южноказахстанского геологического управления и Всесоюзного аэрогеологического треста (Борукаев, 1961; Ренгартен, 1958, и др.).

По всем имеющимся данным, Чингизский разлом в виде узкой прямолинейной полосы деформированных пород вытянут в северо-западном направлении на расстояние около 600 км. Породы 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, перидотитов, 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. Ренгартену (1958), разлом (называемый им Аягузско-Урджарским) разделяет Тарбагатайскую геоантиклиналь и Баканасскую интрагеосинклиаль. 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 сдвигам, 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 Акбастаусский антиклинорий, выделенный Н. Г. Марковой, Ушбулакский разлом П. А. Ренгартеном и многие другие более мелкие складки и разрывы.

Весьма своеобразно строение полосы пород протерозоя — нижнего кембрия в зоне разлома (фиг. 9). В юго-западном его крыле, севернее сел. Егенды-Булак, телескольская и божекульская свиты, по данным Е. Е. Миллер (1960) и других исследователей, представлены главным образом метаморфизованными осадочными и частично основными эффузивными разностями пород. Они слагают полосу северо-западного простираения шириной 20 км. По мере приближения к разлому ширина этой полосы (горы Мурджик, Аркалык) умень-

шается до нескольких километров, она пережимается и затем как бы растаскивается вдоль разлома. Метаморфизованные осадочные образования нижнего кембрия отсутствуют на протяжении не менее 50 км вдоль разлома. Далее, 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 горизонтальный сдвиг с амплитудой правобокового смещения по меньшей мере 50 км.

Сдвиговые движения, сформировавшие указанную горизонтальную флексуру, произошли, вероятно, в последевонское время, поскольку прилегающие к сместителю Чингиз-



Фиг. 9. Схема Чингизского сдвига.

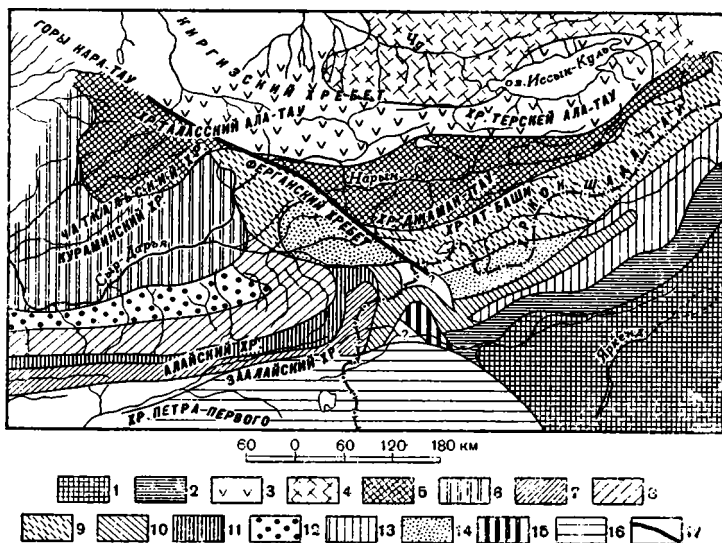
1 — Чингизский сдвиг; 2 — оперяющие его разломы; 3 — верхний протерозой и нижний кембрий; 4 — ультраосновные породы верхнего протерозоя — нижнего кембрия; 5 — основные эффузивы нижнего кембрия; 6 — средний и верхний кембрий, местами нижний ордовик; 7 — верхний ордовик и силур; 8 — наложенные мульды, заполненные отложениями девона и нижнего карбона; 9 — доверхнедевонские гранитоиды; 10 — послесреднедевонские гранитоиды

ского 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 вдоль

разлома в северо-западном направлении и одновременно испытал значительные погружения.

Таласо-Ферганский разлом является наиболее известным примером сдвига. Он установлен в 30-х годах и неоднократно рассматривался в литературе (Огнев, 1937, 1939; В. А. Николаев, 1933, 1954; Синецын, 1960; Попов, 1938; Пейве, 1937, 1945, 1947; Вонгаз, 1958; Н. И. Николаев, 1959; Буртман, 1961 и др.).



Фиг. 10. Схема структурно-фациального районирования палеозойского фундамента Тянь-Шаня. (По Л. Б. Вонгазу, 1958).

Таримская зона, подзоны: 1 — Куруктагская, 2 — Кельпинская; зона Северного Тянь-Шаня, подзоны: 3 — Сусамырская, 4 — Чунлийская; средняя зона Тянь-Шаня, подзоны: 5 — Чаткало-Нарынская, 6 — Фергано-Кураминская; зона Южного Тянь-Шаня, подзоны: 7 — Зеравшано-Восточноалайская, 8 — высоких предгорий Туркестано-Алайской горной системы, 9 — Баубашатинско-Аксайская, 10 — Коктуньская, 11 — Гульчинская, 12 — Карачатырская, 13 — Субтаримская, 14 — Фергано-Майдантагская, 15 — Сулутерекская; 16 — зона внешней дуги Памир-Куэнь-Луянь; 17 — Таласо-Ферганский разлом

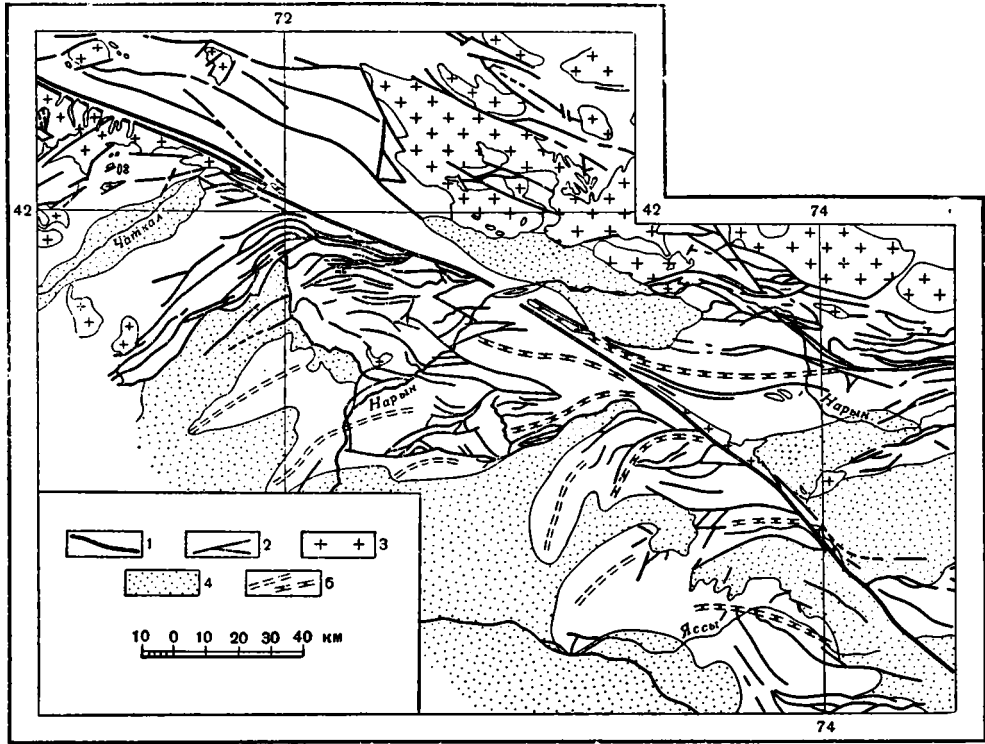
Сейчас уже не вызывает сомнений сдвиговая природа этого уникального в своем роде тектонического нарушения, но многие детали его строения и особенно развития остаются не совсем еще ясными и вызывают споры. Некоторые расхождения в понимании этого разлома имеются и у авторов настоящего сборника.

Таласо-Ферганский разлом вместе с Главным Каратаусским разломом составляет громадный глубинный шов северо-западного простирания, диагонально пересекающий на расстоянии свыше 800 км восточную часть Средней Азии. На северо-западе он разделяет области каледонской и герцинской складчатости и как сдвиг еще не доказан. На юго-востоке разлом переходит в область герцинид, наискось сечет ее и, разрывая ряд структурно-фациальных зон, далеко смещает их по правилу правого сдвига (фиг. 10).

По Л. Б. Вонгазу, Чаткало-Нарынская подзона разорвана и смещена на 180 км, Баубашатинско-Аксайская — на 150 км, Фергано-Майдантагская — на 90 км. В. С. Буртман, на основании еще более детального литолого-фациального анализа отложений среднего — верхнего девона и нижнего карбона Ферганского хребта и Нарынской подзоны, определил, что максимальная амплитуда сдвига около 200 км.

Почти на всем протяжении Таласо-Ферганский разлом характеризуется прямолинейностью сместителя и его преимущественно вертикальным положением. Он выражен узкой полосой интенсивно трещиноватых, брекчированных и осветленных пород, которые в зависимости от состава то милонитизированы, то мраморизованы или превращены в слюдястые сланцы.

Наблюдаемые в крыльях Таласо-Ферганского разлома вторичные крупные и мелкие складчатые и разрывные структуры целиком подчинены ему и являются сопровождающими структурами оперения (фиг. 11). Ни одна из



Фиг. 11. Схема строения Таласо-Ферганского сдвига.

- 1 — Таласо-Ферганский сдвиг; 2 — оперяющие его разломы; 3 — граниты разных возрастов; 4 — впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями; 5 — оси антиклиналей в отложениях палеозоя и мезокайнозоя

них, с той или другой стороны, не переходит за линию сместителя, который резко их обрывает. В большей части юго-западного крыла оперяющие структуры отходят от сместителя разлома к северо-западу под острым, постепенно увеличивающимся углом, изгибаясь дугообразно; в северо-восточном крыле они изгибаются в обратном направлении. На каратаусском отрезке юго-западного крыла глубинного разлома многие оперяющие складчатые и разрывные структуры отходят от него не к северо-западу, а на юг и юго-юго-восток и довольно прямолинейны. Природа этих структур иная. По Н. И. Николаеву и другим, здесь развиты глыбовые складки, возникшие в среднем палеозое в связи со сбросовыми нарушениями. Здесь же широкое развитие получили небольшие тектонические покровы, так что общая картина строения зоны разлома выглядит очень сложно.

Среди оперяющих структур юго-западного крыла чаткало-пскемского отрезка Таласо-Ферганского разлома главная роль принадлежит надвигам и поддвигам. В структуре Пскемского и Чаткальского антиклинориев, по

В. А. Николаеву (1954), вблизи разлома свита условно верхнесилурийского возраста вместе с известняками и песчаниками карбона и девона образует разделенные надвигами пакеты или чешуи, внутри которых наблюдается моноклиналиное падение или мелкая складчатость, тоже осложненная надвигами. Из приведенных В. А. Николаевым профильных разрезов отчетливо видно сдвигание отдельных палеозойских свит. Падения надвигов преимущественно южные, но местами наблюдаются и в северных румбах.

История развития Таласо-Ферганского глубинного разлома, вероятно, начинается с досилурийского времени (Синицын, 1960), а в Каратау разлом считается даже протерозойским (Н. И. Николаев, 1959). Однако связанные с ним сдвиговые подвижки имеют несомненно более поздний возраст. В Атойнокском и Ферганском хребтах, а также в более восточных районах движения по разлому не оказали заметного действия на фациальный облик сдвинутых структурно-фациальных зон девона и нижнего карбона, но зато резко сказались на формировании толщ мезокайнозоя и, вероятно, верхнего палеозоя. В связи с этим время возникновения юго-восточного отрезка Таласо-Ферганского разлома как крупного сдвигового нарушения Л. Б. Вонгаз (1958) отнес к самому концу герцинского тектонического этапа. По-видимому, Таласо-Ферганский глубинный разлом, зародившийся сначала на северо-западе, распространялся затем к юго-востоку.

С разломом связана магматическая деятельность. В Каратау в зоне разлома отмечаются каледонские кислые интрузии. В Атойнокском хребте к оперяющим разлом глубоким трещинам приурочены небольшие тела палеозойских ультраосновных интрузий. На юго-востоке описаны мелкие выходы молодых основных интрузий. Существуют данные о разновозрастных вулканических проявлениях по разлому, первые из которых намечаются в самом начале палеозоя, а последние относятся к третичному времени. Верхнепалеозойские гранитоидные интрузии Срединного Тянь-Шаня, разорванные и смещенные, по В. С. Буртману, в результате сдвиговых подвижек, также обнаруживают в отдельных местах близ Таласо-Ферганского разлома некоторую линейную вытянутость в северо-западном направлении (фиг. 11).

Непосредственно в зоне разлома в разные этапы его развития происходили коробление и контрастные вертикальные движения отдельных блоков. В одних участках возникали местные поднятия, в других — глубокие, до 3—6 км узкие прогибы (например, девоно-карбонный прогиб Большого Каратау, верхнепалеозойский и юрский прогибы Ферганского хребта). Просуществовав очень короткое время, прогибы затем испытывали складчатость, воздымание и превращались в поднятия.

Сравнительно далеко отстоящие от разлома прогибы и поднятия были подчинены его влиянию. Наиболее отчетливо это сказалось на прогибах верхнего палеозоя Алайского хребта (Лисицына, 1956) и мезокайнозоя Ферганы (Рыжков, 1951). Эти прогибы по мере своего развития мигрировали в северном и северо-западном направлениях в соответствии с общим движением масс, как бы скользя вдоль Таласо-Ферганского сдвига. В мезокайнозое Ферганы и Восточно-Ферганского угленосного бассейна прогибающиеся участки с возрастом мигрировали также к юго-западу и западу от разлома (Зубцов, 1956; Суворов, 1954). Все это говорит о сложности движений близ разлома и в его окрестностях, о волновом перекрестном чередовании во времени и пространстве явлений местных проседаний, поднятий, растяжения и сжатия.

Многие мезокайнозойские складчатые структуры Восточной Ферганы, вызванные эффектом сдвига по Таласо-Ферганскому разлому, развивались длительно. По данным автора, они простираются с юго-запада на северо-восток, дугообразно выпуклы к северо-западу и входят в систему складчатых и разрывных нарушений, оперяющих Таласо-Ферганский разлом. Некоторые из них, например Карагундайсая и Ангрэнская антиклинали, осложнены пологими межпластовыми надвигами, ориентированными в северо-

западном направлении в соответствии с общим движением юго-западного крыла разлома. На сводах антиклиналей отложения юры, мела, палеогена и неоген-древнечетвертичного времени заметно сокращены в мощности и по сравнению с крыльями имеют более грубый состав. Изменения мощности и состава наиболее значительны в тех юрских, меловых и особенно неоген-древнечетвертичных толщах, в которых преобладает терригенный материал, и менее значительны в карбонатных и глинистых отложениях юры, мела и палеогена. Очевидно, сдвиговые складки Восточной Ферганы росли более интенсивно в моменты усиления размыва прилежащих с северо-востока поднятий, которые в это время, также в связи с общим сдвиганием, воздымались. Изложенные данные о строении и развитии юго-восточной и северо-западной частей Таласо-Ферганского разлома ставят законный вопрос о соотношении этих частей, поскольку на северо-западе правый сдвиг, как уже указывалось, не доказан и не исключено, что там его вовсе нет. Возможное отсутствие 200-километрового сдвигового смещения, с нашей точки зрения, можно объяснить либо тем, что на северо-западе по границе каледонид и герцинид тангенциальные напряжения разрешились не в форме сдвига, а в форме установленных еще В. А. Николаевым надвигов в сторону каледонид, либо сдвиговое смещение было компенсировано серией оперяющих разлом чешуйчатых надвигов Чаткало-Пскемского района.

По своим особенностям крупного сдвига Таласо-Ферганский разлом более всего аналогичен разломам джалаир-найманского типа. К этой же категории, вероятно, принадлежат и другие протяженные среднеазиатские разломы северо-западного простирания, как Упрангский и Момукский между мезозойскими складчатыми сооружениями Каракорума и палеозойскими Кунь-луня. По Н. А. Беляевскому (1947, 1949), они вытянуты более чем на 350 км, имеют линейное перистое строение и характеризуются сравнительно простыми сопровождающими их структурными формами; к ним приурочены мелкие массивы ультраосновных пород и довольно крупные гранитные интрузии. В настоящем сборнике в более широкой трактовке В. С. Буртмана, А. В. Пейве и В. С. Руженцева эти разломы относятся к системе двух крупнейших намечаемых ими сдвигов — Тянь-Шань-Куньлунского и Памиро-Каракорумского.

Наряду с разломами джалаир-найманского и актаского типа в Казахстане и Средней Азии можно наблюдать еще один тип сдвиговых деформаций — зоны сдвиговых напряжений. Это — широкие (до 50 км) и протяженные (до 300 км) зоны торцовых сочленений разноориентированных структур, неравномерно просевшие в результате общих горизонтальных напряжений по системе дополнительных сбросовых трещин и заполненные осадочными и вулканогенно-осадочными грубообломочными образованиями. Внутри зон преобладают вертикальные опускания, но сами зоны строго параллельны крупнейшим соседним сдвигам северо-западного простирания, и их внутренние тектонические формы расположены относительно торцов приблизительно так же, как и в зонах этих очевидных сдвигов.

Хорошим примером нарушений такого типа может служить К а и н д и н с к а я з о н а Сарысу-Тенизского водораздела, которая в течение ряда лет изучалась экспедицией Московского государственного университета. Она включает в себя несколько структур — Каиндинский грабен Г. И. Немкова (1953), Улжанскую синклиналь, Тантальскую грабен-синклиналь и Шубаркульскую грабен-синклиналь Ю. А. Зайцева (1957₂) и в целом представляет протяженный прогиб. Прогиб заполнен осадочными и (на юго-востоке) эффузивно-осадочными толщами девона и карбона и под косым углом наложен на каледонское основание. К северо-востоку от него дополнительные складчато-глыбовые структуры и разломы имеют северо-западное направление, к юго-западу — преимущественно субширотное (см. фиг. 1).

Глыбовые и складчато-глыбовые структуры Сарысу-Тенизского водораздела двух указанных тектонических направлений, которые собственно

и образуют зону сочленения, являются, по определению А. А. Богданова (1954, 1959), горст-антиклиналями и грабен-синклиналями. Их ширина 15—20 км, длина 120—180 км. Борты осложнены разрывами. Пласты здесь наклонены под углами 60—80°, смяты в небольшие крутые складки или образуют горизонтальные флексуры (Зайцев, 1957). В центральных частях складчатоглыбовых структур пласты выполаживаются. Местами глыбовые складки распадаются на купола и мульды. Происхождение всех этих деформаций А. А. Богданов связывает с явлениями сводового выгибания Сарысу-Тенизского водораздела в девоне и верхнем палеозое.

Среди дизъюнктивов Сарысу-Тенизского водораздела преобладают сбросы; реже встречаются взбросы и сдвиг-взбросы. Их сместители наклонены круто, до вертикального положения. По наблюдениям А. Е. Михайлова (1959), сбрасыватели заполнены жилами кварца, брекчиями трения и не сопровождаются раслансанием и кливажем. Суммарная вертикальная амплитуда смещения по наиболее крупным разрывам достигает 2—3 км и даже 5 км. С некоторыми из глубоких разрывов ассоциируют интрузии гранитоидов, а в восточной части водораздела — потоки и покровы эффузивов.

Первая попытка объяснить происхождение глыбовой структуры Сарысу-Тенизского водораздела напряжениями горизонтального сдвига принадлежит А. Е. Михайлову (1959). Он не соглашается с представлением А. А. Богданова о сводовом выгибании водораздела в девоне и верхнем палеозое, поскольку в это время здесь образовался не свод, а седло, и основная масса разломов появилась значительно раньше — в конце ордовика и в силуре.

По мнению А. Е. Михайлова, активные усилия, вызвавшие сдвиговые напряжения, исходили от двух меридиональных глубинных швов — Улутавского и Сарысуйского, ограничивающих Сарысу-Тенизский водораздел соответственно с запада и востока. Возникшие вследствие этого дополнительные вертикальные разломы северо-западного простирания расположились относительно двух первых наискось, перпендикулярно к диагонали растяжения.

Трактовка А. Е. Михайлова вызывает ряд возражений, хотя самый факт подмеченных им некоторых признаков сдвиговых напряжений нельзя считать бесосновательным. Основные возражения, на мой взгляд, следующие: 1) от зоны Улутавского разлома не могли исходить усилия сдвига, поскольку, как увидим из дальнейшего, она разделяла области, испытывавшие на протяжении палеозойской истории главным образом вертикальные движения; 2) Сарысуйский глубинный шов, проходящий, по А. Е. Михайлову, на восточной стороне Сарысу-Тенизского водораздела, якобы «по границе каледонид и герцинид», обоснован недостаточно и в действительности, вероятно, не существует.

Происхождение перекошенных горст-антиклиналей, грабен-синклиналей и связанных с ними вертикальных разломов Сарысу-Тенизского водораздела более просто объяснить действием усилий сдвига, возникших в результате больших горизонтальных смещений по ближайшим разломам северо-западного направления — Акканбурлукскому, Джалаир-Найманскому, Таласо-Ферганскому, Чингизскому и др. Не случайно глыбовые складки водораздела, простираясь в двух направлениях — на северо-запад и субширотно, сочленяются между собой по Каиндинской зоне северо-западного направления, ориентированной так же, как и перечисленные крупнейшие сдвиги.

Значительная ширина Каиндинской зоны сдвиговых напряжений не дает оснований говорить о большой глубине ее заложения. Зона скорее является приповерхностным сооружением, о чем свидетельствует ослабленный интрузивный и эффузивный магматизм, приуроченный не столько к зоне, сколько к отдельным наиболее глубоким оперяющим трещинам. Этим Каиндинская зона отличается от существенно магматогенных разломов как актасского, так и особенно джалаир-найманского типа.

В качестве аналогов Каиндинской зоны сдвиговых напряжений можно указать Талды-Курганскую зону Восточного Забайкалья, Верхнешишимскую мульду к северу от Караганды и Джизакскую зону западнее Ферганской впадины, которые имеют такое же простирание, план строения и прочие особенности.

* * *

Все приведенные примеры региональных сдвигов и сдвиговых зон Казахстана и Средней Азии позволяют наметить следующие их особенности и важные свойства.

Эти разломы входят в систему разломов северо-западного простирания и рассекают самые различные тектонические области — каледониды, герциниды и альпиды. Их длина колеблется от 200—350 до 600—800 км. Ширина зон разломов 10—20 км, местами достигает 50 км.

Сместители разломов вертикальны или почти вертикальны и в плане прямолинейны. В одних случаях это непрерывные, длинные и очень узкие полосы дробления и милонитизации по границе разных структурных элементов, как, например, в Таласо-Ферганском, Джалаир-Найманском и Чингизском разломах. В других случаях единый протяженный сместитель отсутствует и вместо него мы видим серию прерывистых трещин с большими смещениями и полос брекчированных пород, расположенных относительно друг друга кулисообразно или под острыми углами; таковы разломы Актаасский, Кумбельский, Южномургабский и др.

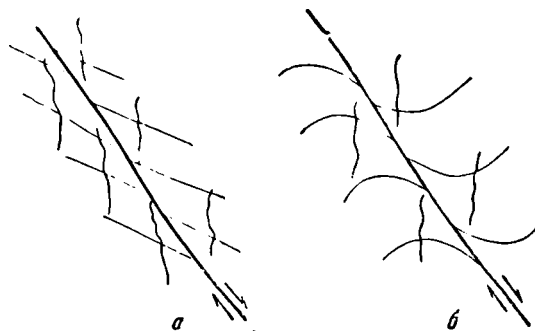
Структурный рисунок зон разломов в плане довольно однообразен. Непосредственно близ сместителей наблюдаются многочисленные остроугольные блоки и клинья разной величины, ограниченные разрывами нескольких порядков и в вертикальном разрезе выраженные в виде горстов, грабенов, моноклиналей, грабен-синклиналей,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

В зонах разломов широко распространены мелкие трещины, нередко образующие вдоль сместителей независимо от состава нарушенных пород, однообразно выдержанные на десятки километров системы. В Актаасской зоне, например, вдоль каждого из разломов выделяются две системы трещин скалывания и одна система трещин отрыва, расположенные в полном соответствии с представлениями об эллипсоиде деформаций в условиях действия горизонтальной пары сил. Здесь же встречаются многочисленные дайки пород среднего и кислого состава, приуроченные чаще всего к трещинам отрыва.

Все перечисленные образования — блоки, клинья, складки, складчатоглыбовые структуры, разрывы, трещины, дайки — в совокупности определяют структурный рисунок сдвиговых зон, имеющий, как правило, перистый характер.

В тех случаях, когда «перья» преимущественно прямолинейны и расходятся от сместителей разломов в обе стороны в виде веера (фиг. 12), мы имеем перисто-веерообразный тип строения. Он характерен для отдельных участков Актаасской зоны, юго-восточного окончания Таласо-Ферганского разлома, Чингизского разлома и некоторых других. Когда же оперяющие структуры по площади дугообразно изогнуты, в одном крыле к

северо-западу, в другом — к юго-востоку, этот тип строения может быть определен как перисто-дугообразный. Наиболее ярким примером разломов с такой морфологией является Чаткало-Ферганский отрезок Таласо-Ферганского разлома. Судя по данным Н. А. Беляевского (1947, 1949), такой же облик имеют зоны Упрангского и Момукского разломов; дугообразно оперяющиеся эти разломы дизъюнктивные нарушения представляют собой надвиги.



Фиг. 12. Два типа строения сдвиговых зон.
а — перисто-веерообразный, *б* — перисто-дугообразный

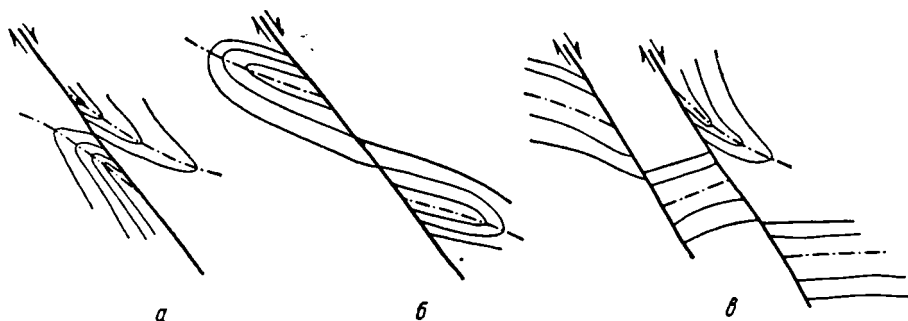
Весьма своеобразно расположение литофациальных и структурно-фациальных комплексов в зонах рассмотренных сдвигов и других разломов северо-западного направления. В виде прогибов и поднятий, зон и подзон эти комплексы оказываются приуроченными к разломам не по всей их длине, а только к небольшим их отрезкам то на одном, то на другом крыле.

На ряде примеров установлено, что структурно-фациальные зоны определенного возраста, обычно более древние, могут переходить с одного крыла крупнейшего разлома на другое, не испытывая заметных скачкообразных изменений в своем общем облике и по составу. При этом они в плане либо флексурно изгибаются и пережимаются вдоль сместителя соответствующего разлома, либо претерпевают разрыв и горизонтальный сдвиг большой амплитуды.

Диагонально-секущий характер расположения разломов относительно структурно-фациальных зон свидетельствует, очевидно, о вторичности разломов и является иллюстрацией простейших случаев сдвиговых нарушений, когда определение направления смещения и его амплитуды не вызывает сомнений. Базируясь на подобных примерах, можно сказать, что при перисто-веерообразном типе строения разломов амплитуда горизонтального смещения по их простирацию изменяется более или менее постепенно (Джалаир-Найманский разлом, юго-восточная половина Таласо-Ферганского разлома), а при перисто-дугообразном строении — скачкообразно, что намечается, например, для северо-западной части Таласо-Ферганского разлома, где 200-километровое сдвиговое смещение внезапно затухает, никак не обнаруживаясь в Каратау.

Структурно-фациальные комплексы, формирующиеся в зонах разломов северо-западного направления одновременно с развитием сдвигов, характеризуются не диагональным, а сложным перистым расположением в плане, и с одного крыла разлома на другое не переходят. Определение по ним амплитуды сдвиговых смещений возможно лишь в более широких зонах при наличии в них швов нескольких генераций. Примером может служить центральная часть Актасской зоны разломов в верхнепалеозойских эффузивах Токраусской впадины, где каждый последующий разлом вызывал смещение комплексов, генетически связанных с немного более ранними разломами.

Установленная здесь наибольшая амплитуда правобокового горизонтального смещения достигает 20 км. Она того же порядка, что и в других местах Актаской зоны на юго-востоке и северо-западе, где по разломам сдвинуты наиболее древние образования (например, нижнепалеозойские литофации Кентерлаусского антиклинория или пояс динамометаморфизованных девонских эффузивов Успенской зоны). Определение амплитуды сдвига по смещению складок, развивающихся с ним одновременно (фиг. 13), также сопряжено с рядом трудностей, и возможно лишь в некоторых местах и не всегда может быть сделано точно.



Фиг. 13. Схема развития складчатости в зоне сдвига
а — I стадия, *б* — II стадия, *в* — III стадия

Формирующиеся близ сдвигов конседиментационные впадины и поднятия резко подчинены им, отличаются коротким периодом развития и вследствие этого очень неустойчивы. Вместе с тем в некоторых районах на стыке перисто-сочленяющихся в направлении с юго-востока на северо-запад структур развиваются цепочки впадин и даже большие прогибы шириной до 50 км, как бы поглощающие тот или иной разлом. Таковы, в частности, Каиндинский грабен и расположенные к юго-востоку от него впадины с девоно-карбонным выполнением на Сарысу-Тенизском водоразделе, Верхнеишимская мульда с отложениями того же возраста и др. В этих впадинах образуются структуры растяжения типа грабен-синклиналей и горст-антиклиналей и происходят вертикальные подвижки до 2—3 и 5 км. Видимые большие сдвиги здесь отсутствуют, но сохраняется общий структурный рисунок, свойственный всем другим зонам разломов северо-западного направления. Бесспорной остается и принадлежность таких зон к данной регматической системе, тем более, что некоторые из них (например, Верхнеишимская) служат как бы продолжением разломов со значительными правобоковыми сдвиговыми смещениями.

Почти все рассмотренные разломы так или иначе связаны с магматическими очагами, а их зоны служат вместилищем различных продуктов магматической деятельности. Состав и количество этих продуктов в разных структурах не одинаковы, и они изменяются таким образом, что по ним, по-видимому, можно судить о глубине проникновения разломов в земную кору.

Так, в разломах джалаир-найманского или чингизского типа обычные тела основных и ультраосновных интрузий, приуроченные к главному сместителю и к его «перьям». Здесь же нередко наблюдаются линейно вытянутые тела гранитов и эффузивы. Однако основных пород здесь так много, что это послужило поводом для выделения по некоторым разломам ультрабазитовых поясов. Такие разломы рассекают земную кору и, вероятно, уходят в мантию.

В зонах актасского типа, где вместо единого протяженного сместителя мы видим густую сеть прерывистых разломов, главная роль принадлежит небольшим телам гранитоидов и эффузивам смешанного состава. Основные и

ультраосновные породы отсутствуют или встречаются крайне редко, будучи связаны скорее с какими-то древними, уже залеченными швами. Можно предполагать, что зоны актасского типа на глубине не выходят за пределы «гранитного» слоя.

В зонах сдвиговых напряжений магматическая деятельность проявляется еще слабее. Местами она вовсе отсутствует, а местами ограничивается пределами лишь отдельных наиболее глубоких трещин, с которыми кое-где (например, в Каиндинской или Катта-Курганской зонах) ассоциируют гранитные интрузии и вулканогенные образования.

Из всего сказанного следуют два вывода: 1) в Казахстане и Средней Азии разломы северо-западного направления представляют собой скорее всего систему правых сдвигов; 2) по глубине проникновения в земную кору они делятся на три группы — глубинные сдвиги, сдвиги средних глубин и зоны сдвиговых напряжений.

Недавно в печати было высказано утверждение, что закономерность перемещения тектонических блоков в системе сдвигов некоторых районов Средней Азии вполне соответствует закономерности, устанавливаемой для глубинных разломов островных дуг, и сделан вывод, что современные внутриконтинентальные глубинные разломы в прошлом вообще развивались как разломы островных дуг (Ажгирей, 1961).

В противоположность этому утверждению хотелось бы подчеркнуть, что в Казахстане и Средней Азии, в связи с первично-перекрестным строением их структурного плана, общая картина движений по глубинным разломам представляется несравненно более сложной. Горизонтальные перемещения масс пород по системе дуг здесь имели ограниченное распространение и большей частью происходили, как увидим из дальнейшего, по системам пересекающихся и спаренных глубинных сдвигов и надвигов. Одновременно они сопровождалась большими смещениями по глубинным раздвигам и глубинным сбросам и взбросам.

НАДВИГОВЫЕ ЗОНЫ

Наиболее крупные и протяженные надвиговые нарушения Казахстана и Средней Азии были установлены еще в 30-х годах: в Центральном Казахстане — Успенская и Спасская зоны (Русаков, 1930; Русаков и др., 1933; Яговкин, 1932), в Северном Тянь-Шане — «важнейшая структурная линия» (В. А. Николаев, 1933), в области Памира и Алая — Вахшский и Каракульский надвиги (Губин, 1940), Язгулемский надвиг (В. А. Николаев, 1936) и др.

Установленные надвиги не сразу нашли признание. Одни из них позже принимались за частные мелкие разрывы, являющиеся якобы осложнениями небольших складок, в отношении других высказывались мнения, что горизонтальные смещения по ним очень невелики или что это вообще вертикальные разрывы. Некоторые авторы, стоящие на позициях фиксизма, до сих пор отрицают существование больших надвиговых зон в Казахстане и Средней Азии.

Однако накапливаемые геологические материалы все больше и больше убеждают нас, что в отдельных районах надвиги имеют широкое развитие, обладают большой амплитудой (десятки километров) и вместе со сдвигами играют важную роль в строении и развитии земной коры. Обратимся к конкретным примерам.

Успенская надвиговая зона. Под Успенской зоной понимается полоса сильно смятых, прорванных гранитными интрузиями вулканогенных и осадочных пород девона и нижнего карбона, вытянутая в восток-северо-восточном направлении почти на 250 км между Тектурмасским и Ортаушетшокинским поднятиями.

Первоначально зона была охарактеризована как пояс смятия и как надвиговой пояс, наклоненный в южном направлении и имеющий вертикальную амплитуду не менее 1 км, а по падению — более 2 км (Русakov, 1930; Геология СССР, 1941). Затем она рассматривалась в качестве обыкновенного синклиория, зоны разломов, глубинной подвижной зоны и т. д. Автором в итоге работ 1956—1958 гг. зона была отнесена к числу сдвиго-надвиговых нарушений с весьма значительным преобладанием надвиговой компоненты смещения (Суворов, 1961_{1,2}).

По последним данным, Успенская зона не является единой структурой и состоит из двух подзон — северной, т. е. собственно Успенского прогиба, выполненного песчано-карбонатными, местами эффузивными породами девона и карбона, и южной — Жаксытагалинского надвигового пояса, сложенного песчано-сланцевыми и эффузивными образованиями силура и силура-девона.

Собственно Успенский прогиб в большей части в связи с надвиганием Жаксытагалинского пояса имеет форму одностороннего рампа шириной от 5—7 до 15 км (фиг. 14). На востоке близ Актасской зоны разломов он является синклиорием, ширина которого более 20 км. С северной стороны к нему прилегает верхнепалеозойский Калдырминский гранитный массив, расположенный вдоль южного крыла Тектурмасского антиклинория и восточнее переходящий в центральные части прогиба.

Породы внутри Успенского прогиба смяты в крутые линейные складки, морфологически довольно сходные со складками силурийской толщи и резко отличающиеся от наложенных пологих мульд девона—карбона на смежных поднятиях. Ширина складок колеблется от первых десятков метров до 1—1,5 км; углы падения слоев нередко достигают 70—80°, причем наибольшие наклоны констатированы в подмятых крыльях разломов.

Крупные складки сопровождаются продольными взбросами и крутыми надвигами, придающими им в вертикальном разрезе чешуйчатое строение. На востоке прогиба в соответствии с его синклиорной формой складки опрокинуты на север, местами — на юг; в остальных частях прогиба они опрокинуты исключительно в северных румбах.

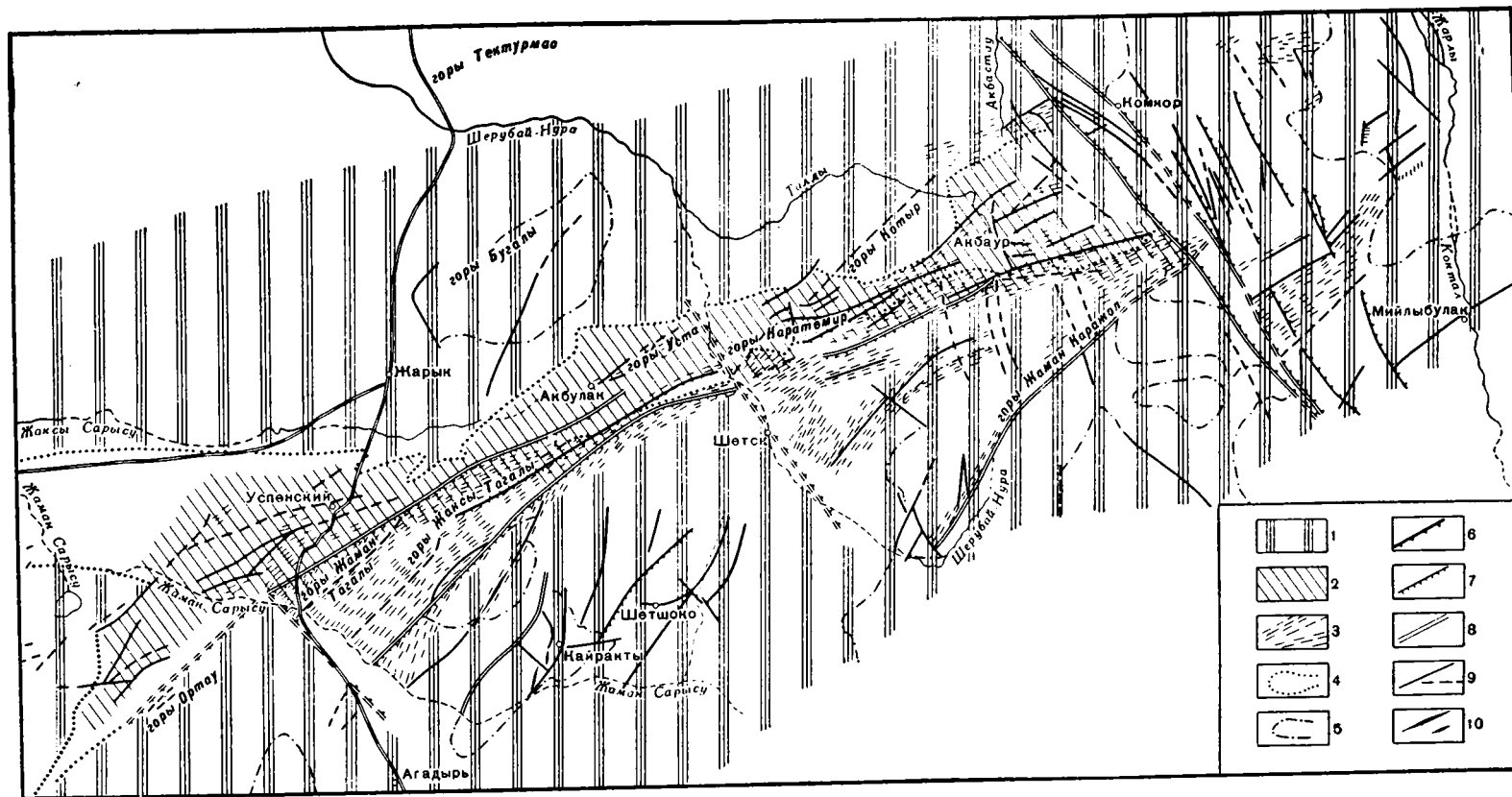
Карбонатные отложения, участвующие в строении складок, перекристаллизованы и мраморизованы. В эффузивных и песчано-сланцевых отложениях широко проявились рассланцевание и кливаж, особенно заметные близ смесителей надвигов.

Жаксытагалинский пояс имеет ширину от 6 до 16 км и состоит из нескольких кулисно расположенных, в плане длинных (до 70 км) чешуй, каждая из которых по крутым надвигам и взбросам смещена к северу или северо-западу. Общая амплитуда смещения приблизительно достигает 20 км, о чем можно судить по тому, что находящийся севернее Успенский прогиб сокращен (перекрыт или пережат) почти на две трети своей максимальной ширины (фиг. 15).

Силурийские песчано-сланцевые отложения внутри чешуй смяты в килевидные складки нескольких порядков (до мелкой плейчатости), эффузивы силура-девона дают более крупные складки шириной до 3 км, но также сильно пережатые, с углами падения крыльев 60—70° и более. Оси складок в большинстве запрокинуты к северу.

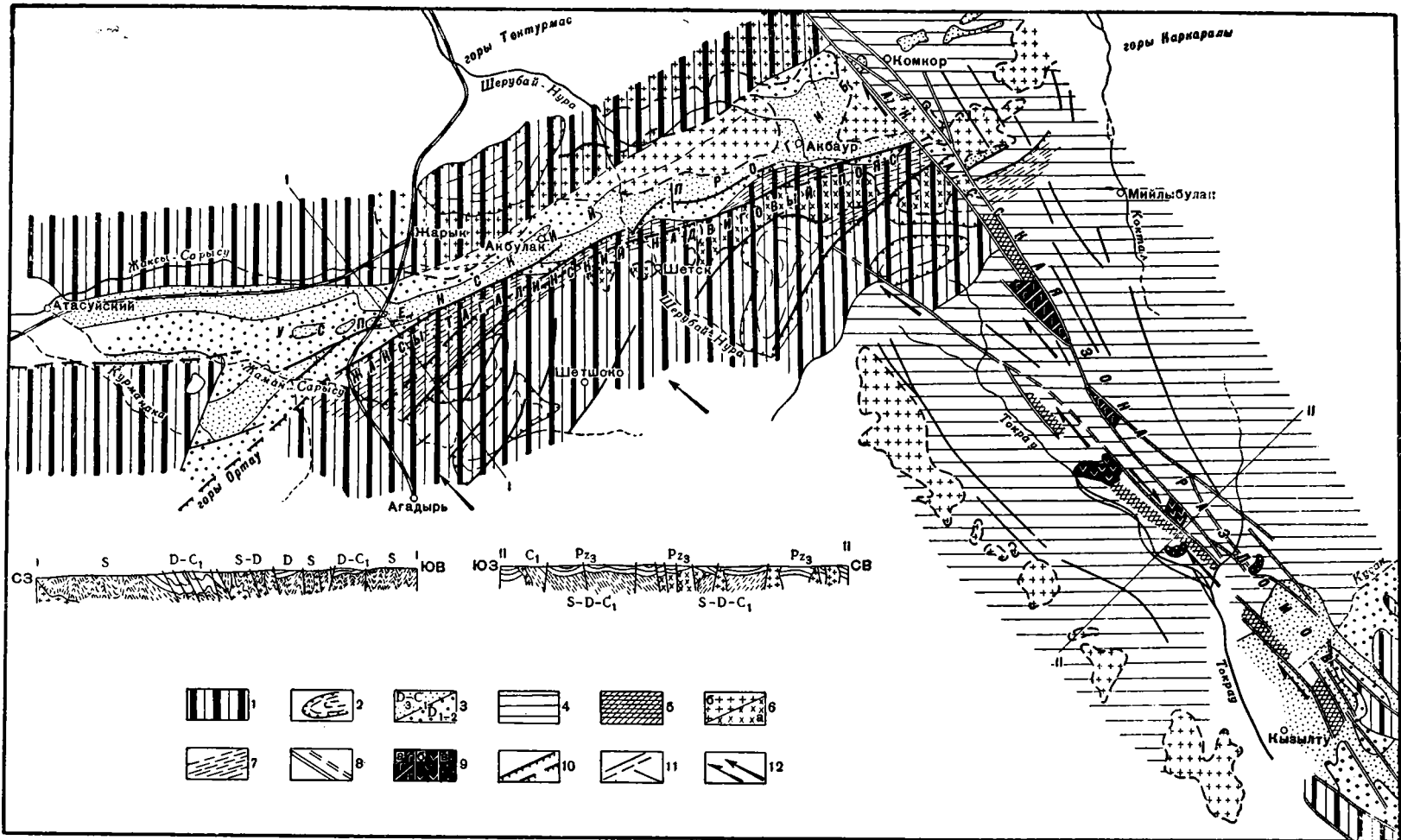
В состав чешуй входят небольшие раннегерценские интрузии гранитов и диоритов, вытянутые с юго-запада на северо-восток. Здесь же имеются зоны окварцевания, дробления и милонитизации, вызванные внутренними разрывами.

Под действием динамометаморфизма в полосах шириной до нескольких километров песчано-сланцевые породы силура преобразованы в кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые или кварцитовые сланцы и песчаники. Эффузивы рассланцованы и изменены до порфиридов и порфиритондов. Максимальная степень метаморфизма отмечается в опущенных и подмятых



Фиг. 14. Схема строения Успенской зоны и смежных районов Центрального Казахстана (по А. И. Суворову, 1959).

1 — участки складчато-глыбового строения, 2 — участки приразрывной складчатости смития, 3 — участки расланцевания и сильного кляважа, 4 — контуры собственно Успенского прогиба по отложениям D_2 — C_1 ; 5 — контуры наложенных средне-верхнепалеозойских впадин, 6 — сбросо-сдвиги, 7 — взбросо-сдвиги и надвиги, 8 — конседиментационные разломы, 9 — постседиментационные разломы, 10 — оси флексурных складок



Фиг. 15. Схема тектонического строения Успенско-Актасской динамопары разломов. Составил А. И. Суворов, 1960 г.

1 — зона поднятий с преимущественным развитием силура, на северо-западе нижнего палеозоя и рифея; 2 — контуры наложенных мульд, заполненных образованиями $D-C_1$, местами C_2 в пределах поднятий; 3 — зоны прогибов, заполненных образованиями D_2-C_1 и D_{1-2} ; 4 — область преимущественного распространения вулканогенных толщ верхнего палеозоя; 5 — грабены Актасской сбросо-сдвиговой зоны; 6 — крупные пояса герцинских гранитоидов: а — ранних, б — поздних; 7 — зона динамометаморфизма в породах $S-D$ и D_{1-2} Жаксытагалинского надвигового пояса; 8 — региональные сдвиги и сбросо-сдвиги; 9 — смещенные по сдвигам пачки вулканогенных пород верхнего палеозоя: а — основного состава, б — среднего состава, в — туфопесчаники; 10 — разломы Жаксытагалинского надвигового пояса (взбросо-сдвиги, надвиги, сдвиги-надвиги); 11 — разломы без подразделений; 12 — направление сдвиговых и надвиговых смещений

крыльях взбросов, особенно тех, которые ограничивают крайние северо-западные чешуи. За пределами этих участков боковое сжатие разрешалось преимущественно в виде кливажа и частой трещиноватости.

Каждая из чешуй Жаксытагалинского пояса по сравнению с собственно Успенским прогибом имеет несколько иное простираие и отходит от него к юго-западу под острым углом, изгибаясь затем дугообразно. Таким образом, движение чешуй по взбросам было направлено не точно в сторону Успенского прогиба, а несколько северо-западнее, под углом к нему. Вследствие этого чешуи были несколько сдвинуты к юго-западу (на 1,5—3,5 км) по взбросам северо-восточного простираия вдоль Успенского прогиба. Этим в известной мере определяется промежуточное положение Успенской зоны в целом между крупными надвигами и сдвигами, что позволяет сравнивать ее по некоторым морфологическим признакам с зоной Таласо-Ферганского разлома (Суворов, 1961₁).

Успенская зона продолжается к северо-востоку до Актасской сдвиговой зоны, имеющей, как уже отмечалось, северо-западное простираие, и вместе с нею составляет единую динамическую систему — динамопару (Суворов, 1961₂). Обе они — Успенская зона с северо-запада, Актасская зона с северо-востока, сходясь западнее Каркаралинска под углом 90° и несколько более, ограничивают крупный блок Северного Прибалхашья, который по указанным нарушениям далеко (приблизительно на 20 км) передвинулся к северо-западу (фиг. 15).

Интересно, что отмеченные выше (стр. 176) длинные и узкие грабенообразные прогибы юго-западного края Актасской зоны, являющиеся структурами растяжения, имеют ширину того же порядка (2,5—4 км), что и амплитуда сдвигов к юго-западу вдоль собственно Успенского прогиба (равная 1,5—3,5 км). Поскольку эти прогибы образовались в верхнем палеозое, точнее — в среднем карбоне (о чем можно судить по скачкообразным изменениям в них сравнительно с соседними горстами мощности и фациального состава эффузивов), и динамически связанными с ними сдвиговые и надвиговые смещения по Успенской зоне следует относить по возрасту к этому же времени.

Относительно времени первоначального зарождения надвигов Успенской зоны данных чрезвычайно мало. Возможно, они проявлялись уже в верхнем девоне, после «закрытия» разломов, служивших каналами эффузий силура — девона. Важно отметить, что они происходили на фоне возрастного восходящего скольжения главнейших формационных комплексов палеозойской системы Центрального Казахстана с северо-запада на юго-восток, как бы навстречу последовательно возникавшим в этом направлении региональным поднятиям (Суворов, 1961₁).

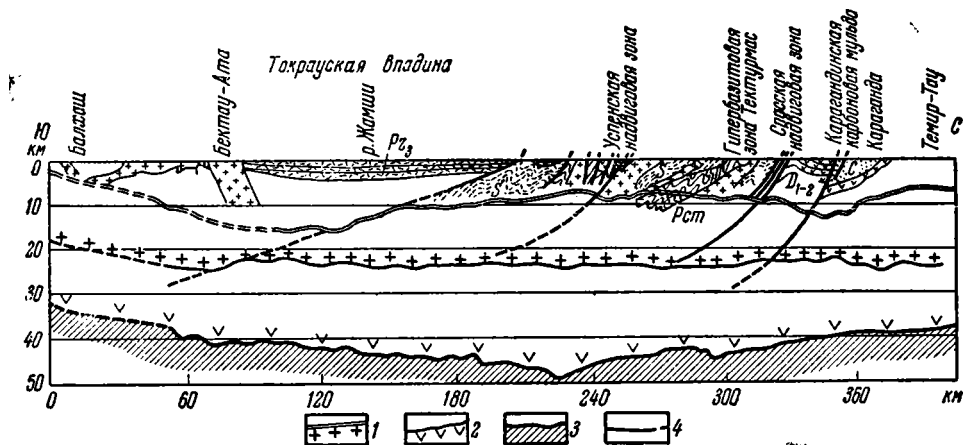
С п а с с к а я (Коктас-Джартасская) н а д в и г о в а я з о н а. Зона известна в литературе как взбросовый пояс, система надвигов, зона смятия. Она отделяет Тектурмасский антиклинорий от Карагандинского прогиба и вытянута вдоль них с юго-запада на северо-восток от Чурубай-Нуры до верховьев р. Ащи-су. Длина зоны в этих пределах несколько больше 250 км, ширина 10—15 км. На основании гравиметрических и аэромагнитных данных предполагается, что зона следует под покровом мезокайнозойского чехла к южному окончанию Улутаусских гряд. Считается, что разломы Спасской зоны делят Казахстанскую геосинклинальную область на две части — северную и южную (Боровиков, Борсук, 1958).

Спасская и Успенская зоны, взятые вместе, составляют мощный надвиговый пояс между каледонидами и герцинидами Центрального Казахстана, сравнительно полого уходящий на глубину почти до «базальтового» слоя (фиг. 16).

По данным ряда исследователей, Спасская зона не представляет единой тектонической линии, а состоит из серии взбросов и надвигов, которые в целом приводят к сложному многоконтактовому соприкосновению известняково-песчано-сланцевых отложений верхнего девона — нижнего карбона.

эффузивной и песчано-сланцевой толщ нижнего — среднего девона и жигетского — франского ярусов, основных эффузивов ордовика и силура (фиг. 17).

Разломы Спасской зоны преимущественно параллельны Карагандинскому прогибу и всюду вызывают вздергивание и опрокинутое залегание слагающих его пород девона и карбона. В плане разломы располагаются клинообразно, ветвятся, а иногда, как в Успенской зоне, отходят от общего ствола под острым углом к юго-западу. Участками разломы криволинейны.

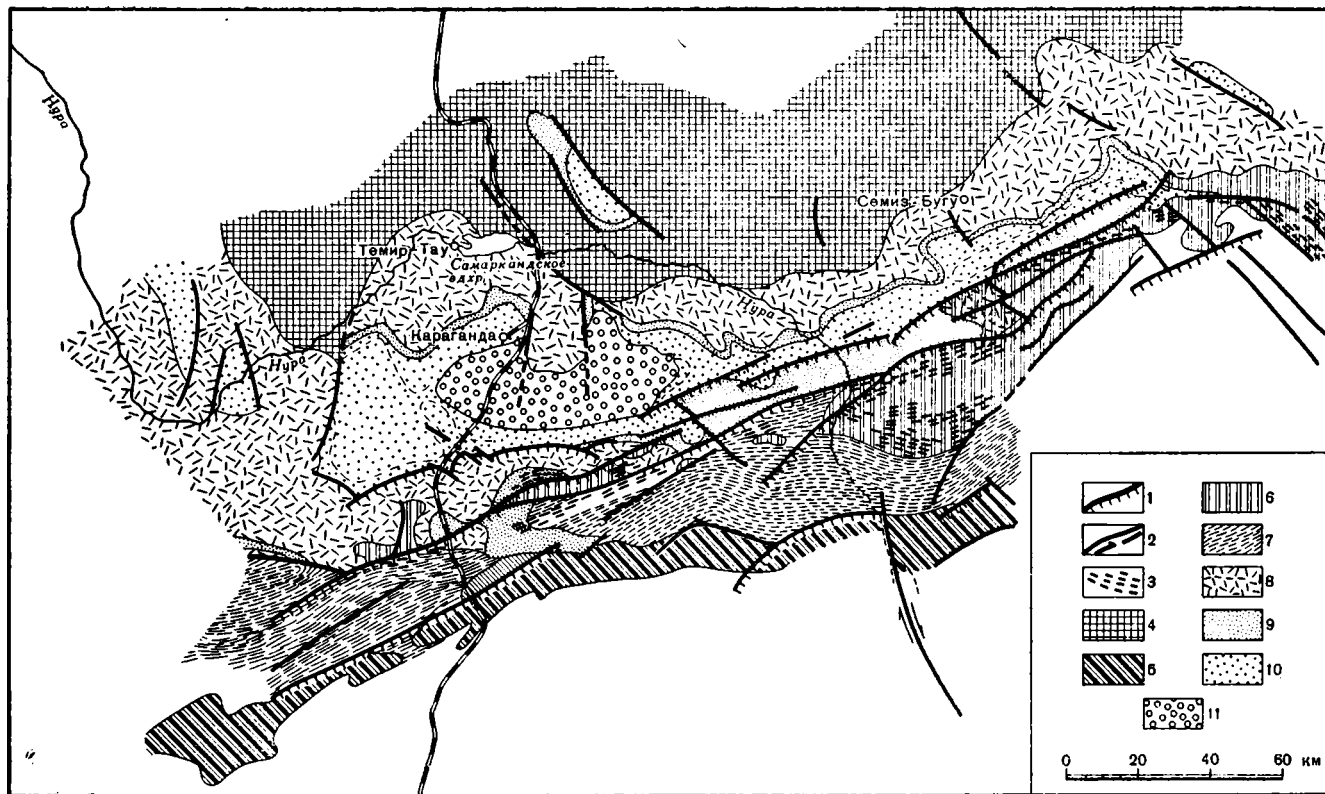


Фиг.16.Разрез по линии глубинного сейсмического зондирования Балхаш — Темир-Тау по Д. Н. Казанли, А. А. Попову, А. Н. Антоненко, 1959, с дополнениями А. И. Суворова. 1 — поверхность «гранитного» слоя (или кровля нижнего палеозоя); 2 — поверхность «базальтового» слоя (или внутригранитная поверхность раздела); 3 — поверхность Мохоровичича; 4 — разломы земной коры

Сместители большинства разломов наклонены к югу. М. П. Русаков (1930) указывал, что их наклон достигает 50—60°, но здесь имеются и более пологие падения. Например, крайний северный Джалаирский надвиг, по Г. Ц. Медоёву (1939), падает к югу под углом 30°, а разбуренные в последнее время надвиги южной части Чурубай-Нуриной мульды, по А. А. Костливцеву (1959), имеют наклон порядка 30—40° (фиг. 18). Максимальные углы падения сместителей характерны для гипсометрически более высоких обнажений, минимальные — для более низких, что говорит о выполаживании наиболее крутых разломов с глубиной. Крайний южный разлом, отделяющий осадочный силур от эффузивного ордовика, залегает круто и, по нашим наблюдениям 1961 г., является крупным взбросо-сдвигом.

Вдоль надвиговых швов протягиваются полосы давленных и рассланцованных пород. Альбитофиры превращены в порфиroidы, порфиритовые лавы — в актинолитовые, кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы. Здесь же наблюдаются усиленное окварцевание, карбонатизация, эпидотизация и многочисленные рудопоявления железа, меди, свинца, цинка. К крайней южной стороне Спасской зоны пространственно тяготеют интрузии герцинских гранитоидов.

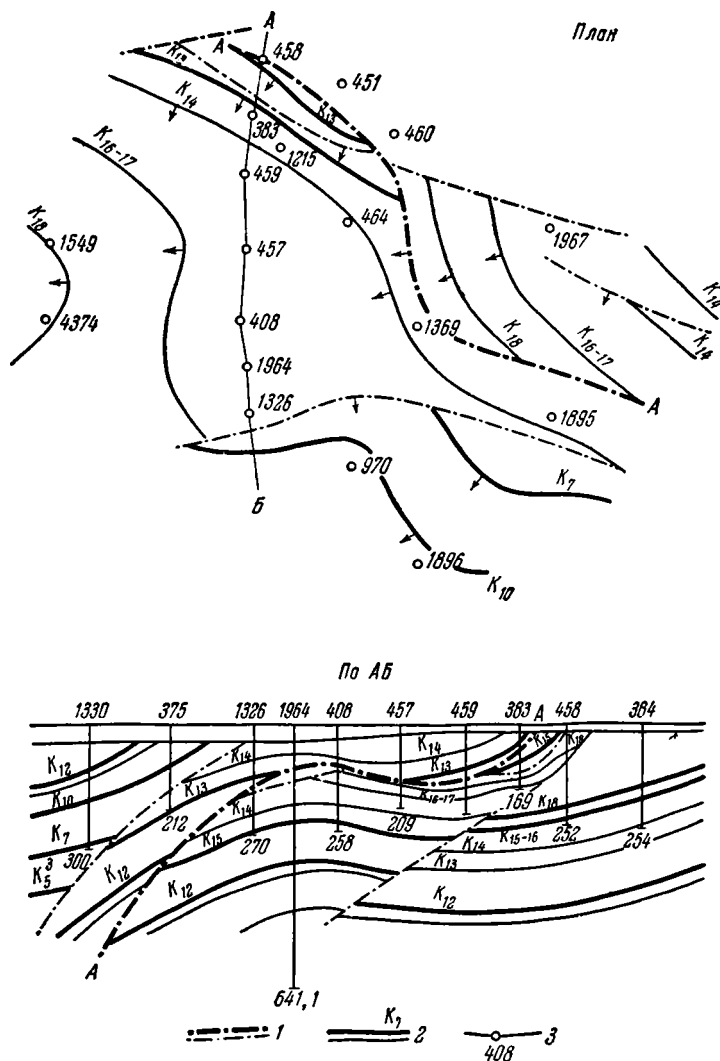
Слагающие Спасскую зону осадочные и эффузивные породы ордовика, силура, девона и карбона сильно смяты и находятся в очень сложных соотношениях. Они совершенно утратили первоначальную выдержанную зональность, как это наблюдается, например, по северному крылу Карагандинского прогиба или в Тектурмасском антиклинории, и разобщены на прерывистые участки, чешуи, линзы, заметно сближенные вкрест простирания, с выпадением целых толщ из разреза. Эффузивы нижнего — среднего девона, по нашим наблюдениям, находятся в контакте с осадочными отложениями турне,



Фиг. 17. Схема строения Спасской надвиговой зоны и смежных районов.

1 — взбросы и надвиги Спасской зоны; 2 — взбросы, сбросы, сбросо-сдвиги; 3 — зона расланцевания и динамометаморфизма; 4 — северное обрамление Карагандинского прогиба (Pt, O, S); 5 — Уртынджалская серия (Pt₂ — Ст₁); 6 — основные эффузивы ордовика и силура (O, S₁); 7 — осадочные отложения силура и девона (S, D₁₋₂); 8 — эффузивы девона (D₁₋₂); 9 — осадочные отложения среднего и верхнего девона (D₃—D₃); 10 — осадочные отложения карбона (C₁₋₂); 11 — юрские отложения

песчано-сланцевая актастауская свита среднего — верхнего девона, в нормальных разрезах перекрывающая эффузивы нижнего — среднего девона, внутри зоны соприкасается непосредственно с основными эффузивами ордовика или осадочными отложениями силура — девона, развитыми вообще далеко южнее.



Фиг. 18. Строение южной части восточного крыла Чурубай-Нуринской мульды (по А. А. Костлиеву, 1959).

1 — надвиги; 2 — пласты, 3 — скважины

Общий стиль строения зоны в вертикальных разрезах чешуйчато-складчатый. В районе Спасского завода Г. Ц. Медоев наблюдал перемежаемость наклоненных к юго-западу девонских эффузивов и более молодых мраморизованных известняков. Эту перемежаемость он объяснял тектоническим сложением слоев по серии чешуйчатых надвигов. Аналогичные структуры отмечены нами и в других местах зоны. Наряду с чешуями и внутри них широко развиты складки небольшого размера, с углами падения крыльев 40—80°, обычно наклоненные в сторону Карагандинского прогиба. Почти

повсеместно они сопряжены с мелкими разрывами, главным образом согласными взбросами и надвигами, возникшими по мере формирования складок девонно-карбоновой толщи. Вместе с тем, оси складок параллельны крупным надвигам, уходящим в нижележащие толщи, а сами складки наиболее пережаты в поднадвиговых крыльях.

Совместно с надвигами северо-восточного простираения, в отдельных районах констатированы поперечные сбросо-сдвиги. Впервые отметивший их М. П. Русаков (1930) считал, что время сбросо-сдвиговых перемещений безусловно позднее времени образования надвигов, так как они нарушают цельность последних, но время это не может быть слишком отделено от момента образования сбросовых уступов. Однако при изучении южной окраины Карагандинского угольного бассейна Г. Ц. Медоев обнаружил, что поперечные сбросы рассекают только висячие крылья надвигов и, следовательно, являются результатом общего надвигания, т. е. одновременны ему.

При таком толковании вполне можно допускать, что амплитуда каждого надвига должна более или менее отвечать суммарной амплитуде сдвигов его висячего крыла и по последним (поскольку это проще и точнее) подсчитывать общую минимальную величину горизонтального смещения. По карте Г. Ц. Медоева получается, например, что величина смещения по Джалаирскому надвигу в пределах междуречья Чурубай-Нура — Кок-Узек, вычисленная по поперечным сдвигам, достигает 8 км. Согласно последним данным (Бульникова, 1959), стратиграфическая амплитуда Джалаирского надвига также значительна и измеряется несколькими тысячами метров.

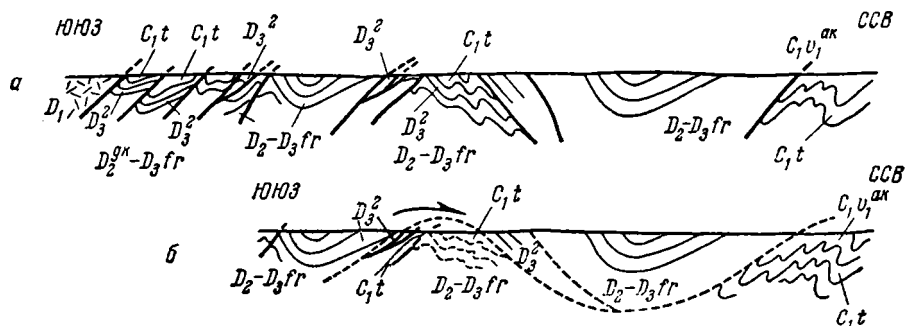
Большие амплитуды устанавливаются и по другим надвигам Спасской зоны, а общее горизонтальное смещение по ней выражается, видимо, величиной в несколько десятков километров. На это указывают следующие факты:

1. Ширина Карагандинского прогиба на западе в среднем достигает 60 км, тогда как восточнее она уменьшается до 30 км. Западная часть прогиба шириной 30—35 км, в месте наблюдаемого на поверхности сужения структуры уходит под Спасскую надвиговую зону. Непрерывное повышение степени метаморфизма углей Карагандинского бассейна с севера на юг, свидетельствующее вместе с увеличением мощностей отложений о наибольшем погружении южной части бассейна, по А. А. Костливцеву (1959), также указывает на то, что первоначальная граница прогиба проходила где-то значительно южнее его современной границы.

2. Залагающая в основании Карагандинского бассейна эффузивная толща нижнего-среднего девона, непрерывной полосой (до 15 км шириной) прослеживающаяся по его северной и западной окраинам, на юге, в зоне взбросов и надвигов, постепенно делается уже и во многих местах выпадает из разреза. То же самое происходит с акбастауской песчано-сланцевой свитой (средний—верхний девон), которая вдоль р. Нуры занимает полосу 10 км, а затем постепенно выклинивается близ сместителя Джадаирского надвига и, наконец, полностью им перекрывается. Ширина перекрытия еще более молодых отложений (нижний карбон) по разным надвигам также составляет не менее 5 км; А. А. Богданов (1961) для юго-восточного крыла Верхнесокурской мульды предполагает, что она равна 10 км (фиг. 19). Суммарная амплитуда горизонтального смещения к северу, намечающаяся по перекрытиям в указанных участках Спасской зоны, оказывается никак не меньше 30 км; она, вероятно, не является максимальной, поскольку в подсчетах не учтены данные о смещениях более древних, южнее расположенных свит.

3. Несколько большее значение амплитуды горизонтального смещения по Спасской зоне получается при анализе фациальных изменений акбастауской свиты. По западной и северной окраинам Карагандинского прогиба эта свита состоит главным образом из красноцветных песчаников и конгломератов, имеет небольшую мощность, а местами и вовсе отсутствует, замещаясь, по Г. Л. Кушеву, миндалекаменными лавами. На южной окраине

(например у Спасского завода или севернее гор Семиз-Кыз) ее мощность увеличивается до 1—1,5 км и более, а состав становится песчано-сланцевым. Полный и сокращенный разрезы акбастауской свиты, отстоящие на 50 км один от другого на западе Карагандинского прогиба, в долине р. Ащису сближены по надвигам на расстояние 5—10 км. Это сближение определяет амплитуду горизонтального смещения по Спасской зоне равной 40—45 км.



Фиг. 19. Два варианта разреза юго-восточного крыла Верхнесокурской мульды (по А. А. Богданову, 1961).

a — разрез основывается на гипотезе преобладающего распространения вдоль южного крыла Карагандинского синклинали крутых чешуйчатых надвигов; *b* — разрез основывается на гипотезе распространения как крутых, так и горизонтальных чешуйчатых надвигов

4. Спасская надвиговая зона восточнее гор Семиз-Бугу приобретает широтное простирание, дугообразно изгибается и сочленяется с Чингизской зоной сдвигов северо-западного простирания. Как отмечалось выше, Чингизская зона характеризуется правобоким сдвиговым смещением и общей амплитудой до 50 км, близкой амплитуде надвигания по Спасской зоне. Обе зоны, следовательно, составляют динамопару, ограничивая с северо-запада и северо-востока обширный Джунгаро-Балхашский геосинклинальный блок, далеко сместившийся по ним к северу и северо-западу. Величина этого смещения, равная 40—50 км, получается при подсчетах разными способами и, вероятно, близка к истинной.

Интересны предварительные данные о глубинном строении Спасской зоны и соседних более южных районов, полученные при проведении глубинного сейсмического зондирования на трассе Балхаш-Темир-Тау (Казанли и др., 1959). Выяснилось, что под Спасской и особенно Успенской зонами, составляющими одну надвиговую систему, а также на их глубинном продолжении толщина земной коры достигает максимальных значений (40—45 км) и отличается резко увеличенной мощностью «гранитного» слоя по сравнению с «базальтовым» слоем; к северу и югу кора постепенно утоньшается. На южном отрезке профиля ГСЗ, под Токраусской впадиной, две верхние преломляющие границы на глубинах 15 и 25 км образуют два 10-километровых коленаобразных изгиба, ступенчато воздымающихся с юга на север (фиг. 16). Изгибы попадают на одну, полого наклоненную к югу линию, которая, если ее мысленно продолжить к дневной поверхности, в бассейне Шерубай-Нуры совпадает с юго-западным концом Жаманкаражольского разлома — крайнего южного разлома Жаксытагалинского надвигового пояса.

Очевидно, надвиговые явления в Успенской и Спасской зонах, выявленные при глубинном сейсмическом зондировании, можно связать с происходившим некогда перераспределением вещества глубоких частей коры, именно с перемещением гранитоидных масс из-под Токраусской впадины в область Успенско-Спасской надвиговой системы. Говоря короче, Токраусская впадина образовалась в тылу этой системы и развивалась (углубляясь) по мере ее развития. Проседание впадины стимулировалось также происходившей

здесь в верхнем палеозое вулканической деятельности, при которой на поверхность было выброшено около 250 тыс. куб. км лав (Щерба и др., 1962).

Время заложения надвигов Спасской зоны определяется по-разному. А. В. Пейве (1956₁) отметил, что зоны смятия такого типа (Спасская, Успенская) имели большую тектоническую активность в герцинском этапе развития структуры Центрального Казахстана, так как были не унаследованными, а вновь образованными сооружениями. Они обуславливали магматическую деятельность в девоне и карбоне, а также размещение герцинских гранитных интрузий.

Л. И. Боровиков и Б. И. Борсук (1958) высказали предположение, что Спасская зона существовала еще раньше. С их точки зрения, южная часть Казахстанской 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 возобновилось и продолжалось в среднем и верхнем палеозое» (1958, стр. 125).

Отмеченное выше интенсивное прогибание тыловой Токраусской впадины и заполнение ее эффузивами в верхнем палеозое скорее всего свидетельствует и о проявлении фронтальных надвигов Успенской и Спасской зон в это же время. Вместе с тем не исключено, что прогибания в этой части Джунгаро-Балхашской геосинклинали происходили и в среднем палеозое, о чем говорят, например, данные В. Ф. Беспалова (1956). Следовательно, и зарождение надвигов по ее северному фронту, т. е. Успенской и Спасской системам, могло произойти раньше верхнепалеозойского времени.

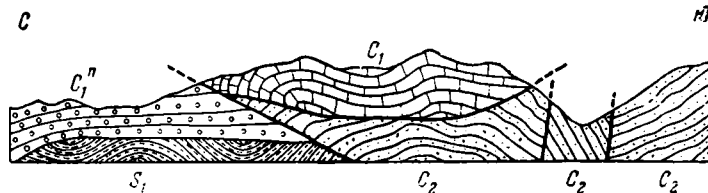
Касаясь верхней возрастной границы движений по надвигам Спасской зоны, можно отметить, что в какой-то степени они, вероятно, проявлялись и в мезозое; об этом можно судить по известным небольшим складчатым и разрывным дислокациям юрских отложений в Карагандинском бассейне, наиболее заметным вблизи надвигов Спасской зоны. Движения этого возраста нигде в Центральном Казахстане не сопровождались магматизмом и носили эпигональный характер.

Зона Главного Тянь-Шаньского разлома. Надвиговые нарушения в зоне Главного Тянь-Шаньского разлома («важнейшей структурной линии» В. А. Николаева) известны главным образом на ее субширотном отрезке, отделяющем каледонские образования Сусамыра и Терскея от расположенной южнее герцинской (вернее, каледонско-герцинской) Нарынской структурно-фациальной зоны. На протяжении более 200 км здесь наблюдается повсеместное смещение пород в северном направлении по пологим сместителям, выраженным на дневной поверхности волнисто-криволинейными линиями, иногда со значительным перекрытием каледонид отложениями верхнего девона — карбона.

В. А. Николаев, давший в ряде работ описание этой зоны разломов (1933, 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 не менее 15 км (фиг. 20). 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 шарриажу. 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 свите верхнего визе-намюра.

Строение надвиговой зоны отличается большой сложностью. В отложениях среднего палеозоя надвиги сопровождаются серией сильно пережа-

тых несимметричных складок, наклоненных к северу, так что в вертикальных разрезах зона имеет чешуйчато-складчатый характер. 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. Наряду с этим в зоне присутствуют, по данным ряда авторов, крутые и отвесные разрывы, а также участки дробления и милонитизации, особенно отчетливые в верховьях Нарына и восточнее, нередко контролируемые магматической и гидротермальную деятельность.



Фиг. 20. Разрез по р. Кызыл-Суюк в горах Кавак-Тау (по Н.М. Синецкому, 1939).

Утолщенные черные линии — разломы

Отмеченные особенности зоны Главного разлома Северного Тянь-Шаня резко отличают ее 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 разлома была ориентировочно установлена В. А. Николаевым (1954) на основании фациального анализа разрезов среднего палеозоя (преимущественно карбона) северного и южного типа. 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 и 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 том же направлении мощностью. В таких участках (например в горах Кок-Ийрим-Тау и долине р. Тюлек) крупные надвиги следуют по границе северных и переходных фаций, либо последние перекрывают 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 же, где разрезы северного и южного типа непосредственно соприкасаются по надвигам между собой, амплитуда горизонтального смещения, судя по ширине выпавших из разреза переходных фаций, «достигает нескольких (вероятно, немногих) десятков километров» (1954, стр. 738).

Надвиговые нарушения между северной и южной зонами Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву (1933, 1954), сформированы в герцинское время, поскольку с ними связаны межформационные гранитные интрузии, 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 юрских отложениях и трансгрессивному его перекрытию неогеном А. Г. Ласовский (1958) отнес время образования шарриажного покрова этого района к концу мезозоя — началу кайнозоя, отметив, что повсеместное пологое падение плоскости надвига на северном склоне хр. Кавактау к северу и более крутое южное на южном склоне хребта свидетельствует об «обволакивании» уже созданного к тому времени рельефа.

Приведенные данные о строении и развитии надвиговой зоны Северного Тянь-Шаня говорят о ее значительном сходстве с описанными выше надвигowymi зонами Центрального Казахстана. В то же время между ними намечаются и существенные различия.

В отличие от казахстанских надвигов, имеющих бесспорно глубинный характер, надвиги Северного Тянь-Шаня, во-первых, более пологие и представляют собой по преимуществу приповерхностные сооружения, захватившие наиболее верхние части земной коры. Наблюдаемые участками признаки глубинности надвиговой зоны Северного Тянь-Шаня объясняются тем, что с зоной близко сопряжены или совпадают мощные вертикальные или почти вертикальные разломы более раннего заложения.

Как было выяснено исследованиями А. В. Пейве, Н. М. Синицына, Е. И. Зубцова, В. Г. Королева и других, имеющиеся в зоне Главного Тянь-Шаньского разлома 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 Терской-Каратаусского глубинного разлома. Опираясь на данные своих наблюдений, а также наблюдений В. И. Смирнова и В. Н. Козеренко (1940), 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 (1956₂) отметил, что в Присонкульском районе резкая тектоническая граница структурно-фациальных зон имеет самостоятельное значение и не полностью соответствует развитым здесь надвигам. А. Г. Ласовский (1958) установил, что Главным разломом обусловлены фациальные различия ордовикских отложений — геосинклинальных в северной зоне и платформенных в южной. На основании всех этих данных возраст Главного Тянь-Шаньского разлома был принят им как нижнепалеозойский.

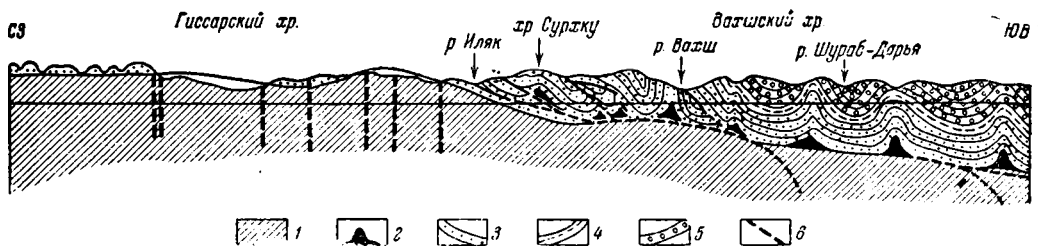
Возможность более древних разломов в близком соседстве с герцинской чешуйчато-надвиговой зоной фактически признавал и В. А. Николаев (1954), который указывал, что прогибы и разломы по южной окраине Таласо-Сусамырских поднятий обусловили уже в неокаледонском этапе тектогенеза образование ослабленной зоны.

Таким образом, в пределах данной площади Северного Тянь-Шаня мы имеем дело с двумя различными, но пространственно совпадающими типами нарушений — более древним глубинным разломом (Терской-Каратаусский разлом А. В. Пейве) и наложенной на него вторичной надвиговой зоной («важнейшая структурная линия» В. А. Николаева), созданными генетическими различиями движениями на границе между Северотяньшанской каледонской глыбой и каледонско-герцинской Нарынской структурно-фациальной зоной. В нижнем и среднем палеозое эти движения, вероятно, происходили в условиях преобладающего растяжения, а в верхнем палеозое-мезозое — в условиях преобладающего сжатия.

По-видимому, эта точка зрения разрешает прежние, до сих пор еще не прекратившиеся споры относительно возраста, положения и характера разломов зоны, подчеркивает специфику в ее строении и развитии, а также ее отличия от глубинных надвиговых зон успешного или спящего типа.

Вахшская надвиговая зона. Вахшская надвиговая зона приурочена к области памиро-алайского сближения и простирается с юго-запада на северо-восток вдоль рек Вахш, Сурхоб и Кызыл-су более чем на

400 км. К северу от зоны располагается область герцинской складчатости. Палеозойские структурно-фациальные зоны здесь вытянуты в общем широтно, мезо-кайнозойские отложения отличаются сокращенным разрезом, структуры же имеют складчато-глыбовый характер. Южнее лежит дугобразно выпуклая к северо-западу область альпийской складчатости. Для нее свойственны несравненно более мощный и полный разрез мезокайнозоя и развитие чешуйчато-складчатых структур, опрокинутых и надвинутых в сторону герцинской складчатой области (фиг. 21 и 22).

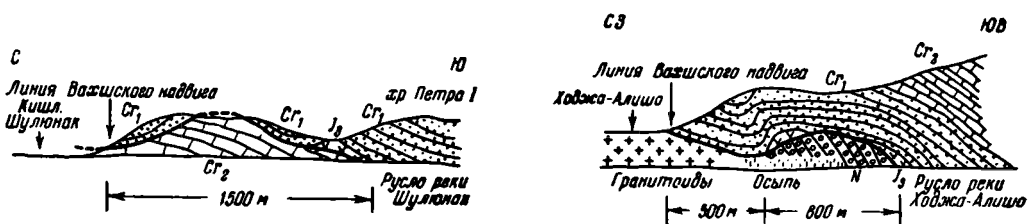


Фиг. 21. Геологический профиль хребтов Гиссарского, Сурхку и Вахшского (по И. Е. Губину, 1960, упрощено).

1 — палеозой, 2 — верхнеюрская соленосная толща, 3 — мел, 4 — морской палеоген, 5 — третичные красноцветные отложения, 6 — разрывные нарушения

Относительно Вахшской надвиговой зоны, установленной, как уже говорилось, И. Е. Губиным и являющейся важной гранью между структурами Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, высказывалось много противоречивых мнений.

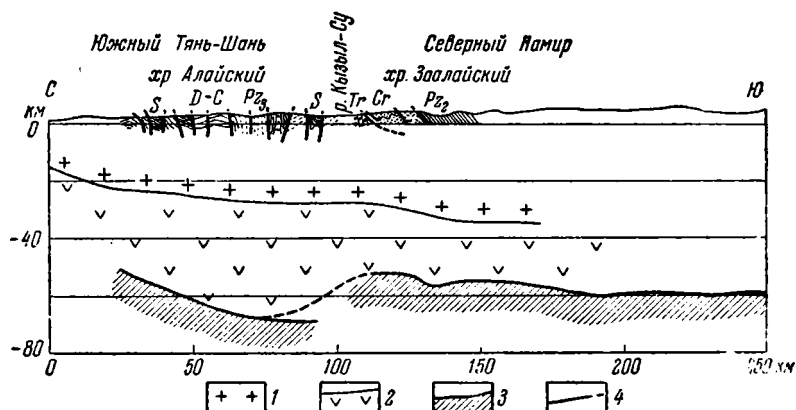
Первоначально на ее месте был выделен крупный сброс (Klebensberg, 1922), который затем был уподоблен краевому разлому или глубинному шву (Кухтиков, 1955, 1956; Резвой, 1955_{1,2}; Григорьев, 1958). Однако большинство наблюдений, на базе которых этот вертикальный разлом был выделен и механически продолжен далеко на восток, относятся к совершенно другой структурной линии, проходящей в южных предгорьях Гиссарского хребта.



Фиг. 22. Профиль Вахшского покрова (схематические полевые зарисовки И. Е. Губина)

После работ Клебелльберга геологи стали рассматривать Северный Памир и Южный Тянь-Шань как нечто тектонически однородное, и существование тектонической границы между ними было подвергнуто сомнению (Наливкин, 1926; Марковский, 1934, 1936; Чихачев, 1934; Синицын, 1957). Наблюдавшиеся рядом авторов (Губин, 1940, 1943_{1,2,3}; Борнеман, Овчинников, 1936 и др.) крупные надвиги по северо-западным склонам хребтов Вахшского, Петра I и Заалайского, были приняты за частные небольшие нарушения, не играющие большой роли в тектоническом строении края. Вместе с тем происхождение напряженной чешуйчато-складчатой структуры мезокайнозоя Памиро-Алая ставилось в прямую связь либо с двусторонним горизонтальным сдавливанием со стороны обрамляющих палеозойских массивов, либо с давлением Пенджабского клина Индии.

Данные последних геологических обобщений и исследований (Виноградов, Марковский, 1951; Резвой, 1955; В. А. Николаев, 1953) выявили необходимость выделения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира как самостоятельных структурных единиц и отделения их друг от друга. Глубинным сейсмическим зондированием установлены резкие различия также в глубинном строении Южного Тянь-Шаня и Северного Памира (фиг. 23). Оказалось, что на Северном Памире мощность «гранитного» слоя (30—35 км) больше,



Фиг. 23. Разрез по линии глубинного сейсмического зондирования в Памиро-Алае (по И. П. Косминской, Г. Г. Михота, Ю. В. Тулиной (1958), с дополнениями из Н. М. Синицына (1960).

1 — «гранитный» слой, 2 — поверхность «базальтового» слоя, 3 — поверхность Мохоровичича, 4 — разломы

чем «базальтового» (20—25 км), а в Южном Тянь-Шане, наоборот, мощность «базальтового» слоя (25—30 км) больше, чем «гранитного» (15—25 км). Полоса одинаковой мощности «гранитного» и «базальтового» слоев совпадает с Алайской долиной (р. Кызыл-Су), где как раз и проводится геологическая граница между герцинидами и альпидами (Косминская и др., 1958). По записям мощного взрыва (Уломов, 1960), толщина «базальтового» слоя в Таджикской депрессии определена равной 10 км, тогда как севернее она увеличивается, достигая между Южным Тянь-Шанем и Ферганой 40 км.

Наряду с этим была подтверждена правильность выделения Вахшской тектонической зоны в качестве надвиговой границы между герцинской и альпийской складчатыми областями (Губин, 1960; Овчинников, 1946; Симаков, 1952; Суворов, 1955; Баратов и Захаров, 1956).

Большим достижением следует считать установленный рядом авторов факт тектонического сближения литофаций мезокайнозойских отложений Памиро-Алая, наблюдаемого вдоль Вахшского разлома на расстоянии в несколько сотен километров. Переходя линию этого разлома, конгломераты конусов выноса древних рек сменяются мелкозернистыми сортированными песчаниками, морские осадки с устричной фауной, не обладающей никакими признаками опреснения бассейна, сменяются континентальными отложениями, очень мощные разрезы — маломощными и т. д. Общая амплитуда Вахшского надвига, определяемая по сближению фаций, составляет 10—15 км (Губин, 1960; Шванов, 1961), но эта величина, как увидим из дальнейшего, по-видимому, сильно занижена.

Даже противники горизонтальных движений, стоящие на позициях фиксизма, вынуждены признать, что в Гармском районе рассматриваемой области глыбовые движения происходили «в обстановке некоторого горизонтального сжатия, которое определило линейную единообразную вытянутость

всех зон и взбросовый характер большинства наблюдаемых разрывов». По их мнению, «общее горизонтальное сжатие было направлено несколько наискось к простиранию тектонических зон... в почти меридиональном направлении» (Гзовский и др., 1958, стр. 974). Приведенные в цитированной работе поперечные профильные разрезы показывают сокращение поверхности некоторых складчатых структур Гармского района вкрест простиранья почти в два раза.

Как показал И. Е. Губин, Вахшская надвиговая зона обладает особенностями, резко отличающими ее от обыкновенных вертикальных разломов. Она состоит из серии прерывистых надвиговых линий, кулисно подставляющих друг друга на востоке и веерообразно расщепляющихся с перекрытием одна другою на западе, где надвиги затем затухают.

В плане надвиги дугообразны, а участками (район хр. Петра I и др.) крайне извилисты, с языками и изгибами до 5—9 км. И. Е. Губин определил здесь минимальную амплитуду горизонтального смещения до 8—9 км.

Фронтальная часть поверхности надвига в пределах северных склонов хребтов Петра I и Вахшского волнисто-горизонтальна; в других местах надвиги имеют небольшие наклоны, которые несколько увеличиваются лишь в обнажениях на наиболее высоких гипсометрических уровнях. Морфологически Вахшская зона вполне аналогична надвигам южной границы Северного Тянь-Шаня.

Аллохтон слагают (снизу вверх): юрская гипсоносная толща видимой мощностью от 50 до 200 м, красноцветная песчано-сланцевая толща нижнего мела — 1200 м, морские карбонатно-глинистые отложения верхнего мела — 700—1000 м, морской палеоген — 340—750 м, третичные красноцветные отложения — 3200 м. В автохтоне обнажены юрские угленосные отложения — 400 м, нижнемеловые красноцветные песчаники, конгломераты, глины — 300 м, карбонатно-сланцевые отложения верхнего мела — 450 м, морской палеоген — 100—350 м, третичные красноцветные отложения — 2—3 км.

В основании аллохтона и вдоль сместителей многих надвигов почти повсеместно присутствуют юрские гипсы и каменная соль; вероятно, они выполняли роль своего рода смазки при горизонтальных смещениях аллохтона и были одной из причин их большой амплитуды.

Складчатость аллохтона линейная и напряженная, с углами падения крыльев в пределах 45—90°. Нередки опрокинутые залегания. По форме складки гребневидные, веерообразные, изоклиналиные, с утолщениями пластичных горизонтов в замках. Их ширина колеблется от сотен метров до первых километров. Большинство складок сопряжены с надвигами, которые ближе к фронтальной части аллохтона становятся более частыми и обуславливают его чешуйчатую структуру. В междуречье Иляк-Вахш, например, мною насчитано свыше пяти крупных чешуй, причем стратиграфическая амплитуда отдельных, ограничивающих их пологих надвигов местами достигает 2—2,5 км.

Сравнивая строение мезокайнозойских толщ хребтов Петра I и Заалайского, Д. В. Наливкин (1939) заключил, что в первом из них, характеризующемся сравнительно простым строением, ширина складчатой полосы равна 40—45 км, тогда как во втором, где складки более крутые и с более многочисленными разрывами, эта ширина уменьшается до 6—10 км. В связи с этим он правильно объяснил генезис складчатости горизонтальными напряжениями и высказал справедливую мысль о больших горизонтальных смещениях в северных румбах.

Складчато-глыбовые структуры автохтона близ фронтальных надвигов имеют характер моноклиналей или простых складок. Они подчинены системе широтных вертикальных разломов, прекрасно выраженных на южных склонах Гиссарского хребта и скрывающихся на востоке под надвинутым чехлом аллохтона. Об этом, в частности, можно судить по Предгиссарскому кайно-

зойскому прогибу, который большей своей частью входит в эту систему широтных нарушений, также обусловлен вертикальным разломом палеозойского основания и на востоке перекрыт аллохтоном.

Предгиссарский прогиб заполнен мощной (5—6 км) толщей грубообломочных красноцветных отложений и представляет собой четко выраженную гравитационную депрессию, границы которой в общем совпадают с границей Гиссарской долины. По Т. В. Смолиной и Н. В. Линицкому, гравитационная депрессия имеет незамкнутый вид, с закономерным увеличением значений отрицательных аномалий на восток. На востоке не только не намечается какое-либо повышение гравитационного поля, но, наоборот, при резком падении аномалий (до 200 мгл) депрессия уходит под склоны Вахшского хребта (который относится уже к аллохтону).

Надвигание аллохтона на Предгиссарский прогиб происходит по крайней северо-западной ветви Вахшской зоны — Илякскому надвигу. По сближению различных разрезов мезокайнозоя в прилежащих с обеих сторон к этому надвигу обнажениях, С. К. Овчинников (1946) допускал, что горизонтальные подвижки равны 10—20 км. Судя по ширине перекрытого аллохтоном Предгиссарского прогиба, амплитуда Илякского надвига действительно никак не менее 20 км.

Если просуммировать перечисленные выше значения амплитуд различных крупных надвигов Вахшской зоны вкrest простирания аллохтона — Илякского, в чешуях водораздела Иляк-Вахш и в Заалайском хребте, то общая величина горизонтального смещения выразится величиной около 70 км.

Аналогичные данные об амплитуде Вахшской надвиговой зоны дает анализ мощностей и фаций мела и палеогена на площади Памиро-Алая и соседних частей Гиссарского хребта и Таджикской депрессии.

Работами ряда авторов установлено, что в крайней западной части названной территории, например по меридиану р. Зидды — верховья р. Яван-Су, за которой Вахшская надвиговая зона практически не наблюдается, разрез мела и палеогена в направлении с юга на север постепенно становится более грубообломочным и сокращается в мощности. Так, нижний мел сокращается от 1100 до 300 м, верхний мел — от 1200 до 200 м, палеоген — от 700 до 150—200 м. Расстояние между крайними разрезами — полным (южным) и сокращенным (северным) равно 90—100 км.

Восточнее, где Вахшская надвиговая зона выражена уже вполне отчетливо, уменьшение мощностей, а также изменение фациального состава отложений мела и палеогена в том же направлении происходят не постепенно, а скачкообразно. Скачки отмечаются на всем протяжении надвиговой зоны, причем наибольший из них приурочен к участкам развития самых значительных надвигов — здесь разрезы южный (полный) и северный (сокращенный) сближены до 10—25 км. Таким образом, общая амплитуда горизонтального смещения, судя по изменениям мощностей и фаций, равна 80 км.

Изменения мощностей мела и палеогена автохтона и аллохтона вдоль надвиговой зоны сведены нами в табл. 1, составленную по данным И. Е. Губина (1960).

Таблица показывает, что разница в мощностях нижнего мела автохтона и аллохтона находится в пределах 1075—472 м, верхнего мела — в пределах 585—192 м, морского палеогена — в пределах 490—183 м. Величина скачков по простиранию надвигов изменяется неравномерно, то уменьшаясь, то увеличиваясь. Вероятно, аллохтон при своем движении к северу испытывал коробление в горизонтальной плоскости, отчего разрезы с одной и той же мощностью в одних местах были смещены на большие расстояния, в других — на меньшие. Максимальное смещение приходится на центральную часть зоны (Тианский хребет — центральная часть Заалайского хребта), где скачки изменения мощностей наиболее велики. К востоку (как и к западу) величина смещения, судя по уменьшению этих скачков, также уменьшается.

Изменения (в метрах) мощностей мела и палеогена автохтона и аллохтона

| Автохтон | Соят-Дашти-бед | Новобад | Шуль и Лайоба | Джалбарсы | Дараут-Курган | Иркештам |
|-----------------|-------------------------|------------------------|----------------------------|-------------------------------|------------------------|------------------------|
| Аллохтон | Тианский хребет | Вахшский хребет | Западная часть хр. Петра I | Центральная часть хр. Петра I | Заалайский хребет | Бар-даба |
| Сг ₁ | $\frac{300}{1375}$ 1075 | $\frac{310}{1100}$ 790 | $\frac{293}{1234}$ 941 | $\frac{270}{1400}$ 1130 | $\frac{374}{1100}$ 726 | $\frac{528}{1000}$ 472 |
| Сг ₂ | $\frac{370}{955}$ 585 | $\frac{315}{700}$ 385 | $\frac{325}{700}$ 375 | $\frac{200}{710}$ 510 | $\frac{450}{1000}$ 550 | $\frac{345}{537}$ 192 |
| Рg | $\frac{265}{755}$ 490 | $\frac{357}{540}$ 183 | — | $\frac{200}{400}$ 200 | — | — |

Приведем, наконец, еще одно соображение в пользу большой горизонтальной амплитуды Вахшской надвиговой зоны. Все широтные структурно-фациальные зоны от Предгиссарского кайнозойского прогиба до южной окраины Сурметашского верхнепалеозойского прогиба косо подходят к надвигам Вахшской зоны и повсеместно срезаются ими. Ширина этих широтных зон равна почти 100 км. Если принять, что с юго-востока они перекрыты аллохтоном (о чем свидетельствуют, например, приведенные выше данные по Предгиссарскому прогибу), то величина этого перекрытия окажется в тех же числовых пределах, которые были получены при подсчетах другими способами.

Большинство исследователей считают надвиги Вахшской зоны альпийскими. По соотношению аллохтона и автохтона можно полагать, что крупные смещения произошли в посленеогеновое время, поскольку аллохтон перекрывает грубообломочные отложения неогена. Вероятно, такие смещения продолжают и теперь, на что указывают частные землетрясения с глубиной очагов до 3—6 км, проявляющиеся на площади Вахшского покрова (Губин, 1947).

Однако нижняя возрастная граница надвиговых смещений точно пока не установлена. Не исключено, что движение по надвигам происходило и в более ранние отрезки времени. Об этом свидетельствует тот факт, что разница в мощностях автохтона и аллохтона (см. выше) имеет наибольшие значения для нижних частей разреза и наименьшие — для верхних. Например, нижний мел автохтона, по сравнению с аллохтоном, сокращен в мощности максимально в 4—5 раз, верхний мел — в 2—3,5 раза, палеоген — в 1,5—2,5 раза. Вероятно, надвигание масс пород к северу в течение мела и палеогена протекало в общем консеквентно.

В соответствии с горизонтальными сдвиговыми смещениями в смежных северных районах Средней Азии и учитывая только что приведенные данные, можно уверенно предполагать, что по Вахшской надвиговой зоне подвиги происходили не только в кайнозое, но и в мезозое, а может быть, и в верхнем палеозое.

* * *

Изложенные данные по четырем крупным надвиговым зонам и их сравнение с другими аналогичными или близкими нарушениями Казахстана и Средней Азии дают следующую картину их строения и развития.

Надвиговые зоны обладают рядом общих особенностей. Их длина 250—400 км, ширина 20—30 км. Сместители разломов обычно наклонны, но в ряде случаев характеризуются очень пологим и даже горизонтальным залеганием.

Вследствие этого в плане они имеют вид кривых или дугообразных линий, выпуклых в сторону смещения масс пород. Нередко наблюдается перекрытие одних сместителей другими, что придает структурному рисунку надвиговых зон чешуйчато-линзовидный облик.

Складчатость надвиговых зон весьма напряженная, с развитием крутых асимметричных складок, наклоненных или опрокинутых в сторону надвижения. Складки линейные, реже брахиформные. Обычно они сопровождаются большим числом продольных надвигов и взбросов, и в вертикальном разрезе каждая зона в целом выглядит как система наклоненных и деформированных чешуй-пластин. В результате преобладающего сжатия породы надвиговых зон расланцованы, а местами сильно метаморфизованы, что особенно ярко выражено в Успенской и Спасской зонах Центрального Казахстана.

Крупные надвиговые структуры вызывают сближение литофаций и перекрытие одних структурно-фациальных зон другими, что позволяет предполагать, что их амплитуды очень большие.

Намечающиеся крупноамплитудные надвиговые зоны Казахстана и Средней Азии могут быть подразделены в основном на две группы.

Надвиги первой группы более крутые, с одновременным широким развитием взбросов. В зонах этих нарушений наибольшие деформации произошли в поднадвиговых и подвзбросовых крыльях. Породы здесь расланцованы сильнее всего и претерпели динамометаморфизм с явлениями перекристаллизации, образованием новых минералов и их вторичной ориентировки. Складчатость здесь также самая напряженная, отчего зоны в целом получили в литературе название «зон смятия».

С зонами крутых надвигов пространственно совпадают пояса гранитоидов, а в основании некоторых из них глубинным сейсмическим зондированием установлена увеличенная мощность «гранитного» слоя. Вероятно, эти нарушения представляют собой глубинные надвиги. Примеры их — Успенская и Спасская зоны Центрального Казахстана, по-видимому Северо-Гиссарская зона в Южном Тянь-Шане и некоторые другие.

Надвиги второй группы более пологие и участками выражены в виде шарьяжей и покровов (Сон-Куль, хребет Петра I). Обусловленная надвигами напряженная складчатость свойственна преимущественно отложениям аллохтона, тогда как в автохтоне складки простые. Сместители надвигов нередко приурочены к кровле пластичных (соленосных, глинистых) осадков. Динамометаморфизм не характерен. Магматические проявления обычно отсутствуют. Очевидно, эти региональные нарушения — не глубинные. Лучше всего им подходит название надвигов покрова. Примерами таких надвигов являются Вахшский и Илякский надвиги, субширотная ветвь Главного Тянь-Шаньского разлома, возможно некоторые надвиги Памира.

Надвиги в ряде случаев тесно связаны с региональными сдвигами, вместе с ними составляют единые динамические системы — динамопары. Примерами таких систем могут служить Успенско-Актасская, Спасско-Чингизская и некоторые другие.

Возраст надвиговых смещений наиболее отчетливо устанавливается, когда они проходят в отложениях мезокайнозоя. Однако из этого совсем не следует, что надвиговые подвижки не происходили в домезозойское время. Имеется ряд фактов, заставляющих признать или предполагать существование надвигов и в палеозое, особенно в верхнем палеозое.

ЗОНЫ РАЗЛОМОВ С ПРЕОБЛАДАЮЩИМИ ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Вертикальная компонента смещений масс пород известна в зонах многих разломов, в том числе в зонах надвигов и сдвигов, и нередко достигает значительных величин. Например, по Джалаирскому надвигу Спасской зоны

амплитуда вертикального смещения составляет несколько тысяч метров (Бульникова, 1959), по Вахшской надвиговой зоне в районе Заалайского хребта — не менее 3 км (Губин, 1960), по Таласо-Ферганскому сдвигу — 3—4 км (Огнев, 1946; Зубцов, 1956₁) и т. д.

Сравнительная простота определения амплитуд смещения по вертикали явилась одной из причин преувеличения роли вертикальных движений и привела к тому, что в последнее время многие геологи Казахстана и Средней Азии стали считать вертикальные (сбросовые и взбросовые) разломы чуть ли не единственными формами крупных разрывных нарушений. Однако, как мы видели выше, вертикальная составляющая в зонах ряда разломов (Джалаирский, Вахшский, Таласо-Ферганский и др.) оказалась во много раз меньше горизонтальной, так что эти разломы никак нельзя считать обыкновенными сбросами.

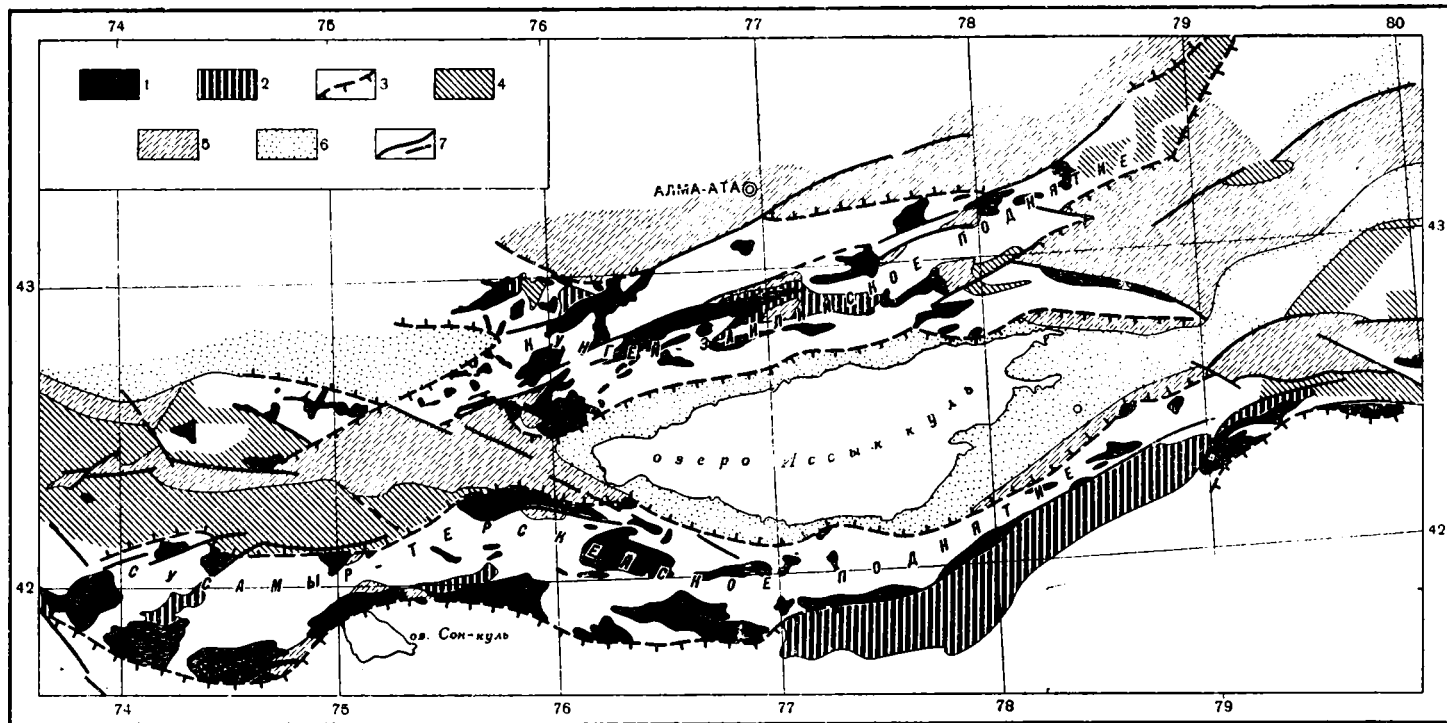
Вместе с тем среди разломов выявились и такие, у которых вертикальные амплитуды смещений действительно не только весьма значительны, но и резко преобладают над горизонтальными, которые практически отсутствуют. Эти разломы, как увидим из дальнейшего, обладают своими особыми свойствами.

Разломы Северного Тянь-Шаня. В области каледонской складчатости, к северу от «важнейшей структурной линии» В. А. Николаева, разломы с вертикальными смещениями крыльев развиты исключительно широко. Одни из них простираются в восток-северо-восточном направлении или широтно, другие в северо-западном. В плане разломы образуют косоугольную сетку, отчетливо выраженную на любых геологических картах. Разломы расположены в пределах трех основных структурных элементов области (фиг. 24)— Кунгей-Заилийского поднятия, Сусамыр-Терскойского поднятия и Киргизско-Иссыккульского прогиба и приурочены либо к границам между ними, либо к их внутренним частям.

Особенностью названных структурных элементов является их длительное существование примерно в одних и тех же контурах в течение чрезвычайно длительного времени. По данным ряда авторов (Огнев, 1959; В. А. Николаев и др., 1954) известно, что Киргизско-Иссыккульский прогиб в своей западной части (Киргизская подзона) существовал уже в ордовике. В основании прогиба залегают очень мощные (свыше 6 км) терригенные флишеидные осадки среднего и верхнего ордовика. Выше несогласно ложатся вулканогенные и грубообломочные красноцветные толщи верхнего ордовика или нижнего — среднего девона мощностью до 4 км. По южному краю обнажены верхнедевонские красноцветные песчаники и конгломераты с прослоями эффузивов. Еще выше следуют более широко распространенные осадочные и эффузивноосадочные образования нижнего карбона, среднего карбона и перми. Наибольшая мощность 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-Иссыккульского прогиба, разрез смежных с ним на севере и юге поднятий несравненно менее полный. В Кунгей-Заилийском поднятии, по тем же данным, на кембрии и протерозое пятнами залегают маломощные (до 1000 м) красноцветные эффузивно-осадочные породы верхнего ордовика, либо терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона (500—600 м) и эффузивы среднего карбона (300 м). На площади Терской-Сусамырской поднятия ордовик практически отсутствует и кембрийско-протерозойское основание лишь местами прикрыто красноцветным нижним карбоном (600 м).

Таким образом, на протяжении почти всего палеозоя и мезокайнозоя Киргизско-Иссыккульский прогиб испытывал по преимуществу негативные



Фиг. 24. Схема строения Северного Тянь-Шаня.

1 — протерозой; 2 — кембрий (?); 3 — границы древнейших поднятий, нередко совпадающие с разломами; 4 — нижний палеозой (главным образом ордовик, на западе — средний кембрий и ордовик, на востоке — нижний палеозой без подразделений и сюр); 5 — нижний карбон, местами средний карбон, пермь, девон; 6 — наиболее крупные мезозойские прогибы; 7 — разломы

движения, постепенно углубляясь в направлении с запада на восток, тогда как соседние поднятия в это же время неуклонно воздымались и размывались. В. Н. Огнев (1959) этот прогиб рассматривает как наиболее подвижную подзону Северного Тянь-Шаня.

Консеквентное развитие основных структурных элементов Северного Тянь-Шаня в более или менее постоянных границах целиком определило характер разломов области, которые получили выражение в виде почти вертикальных, наклоненных в разные стороны швов (фиг. 25).

Наиболее крупными среди них считаются разломы Чилико-Кеминский, Центрально-Терскайский, Североиссыккульский с северо-восточным простиранием, Арамсинский разлом северо-западного простирания и некоторые другие (Королев и Туровский, 1958; Помазков, 1958; Горячев, 1959; Медведев, 1961; Кнауф, 1962).

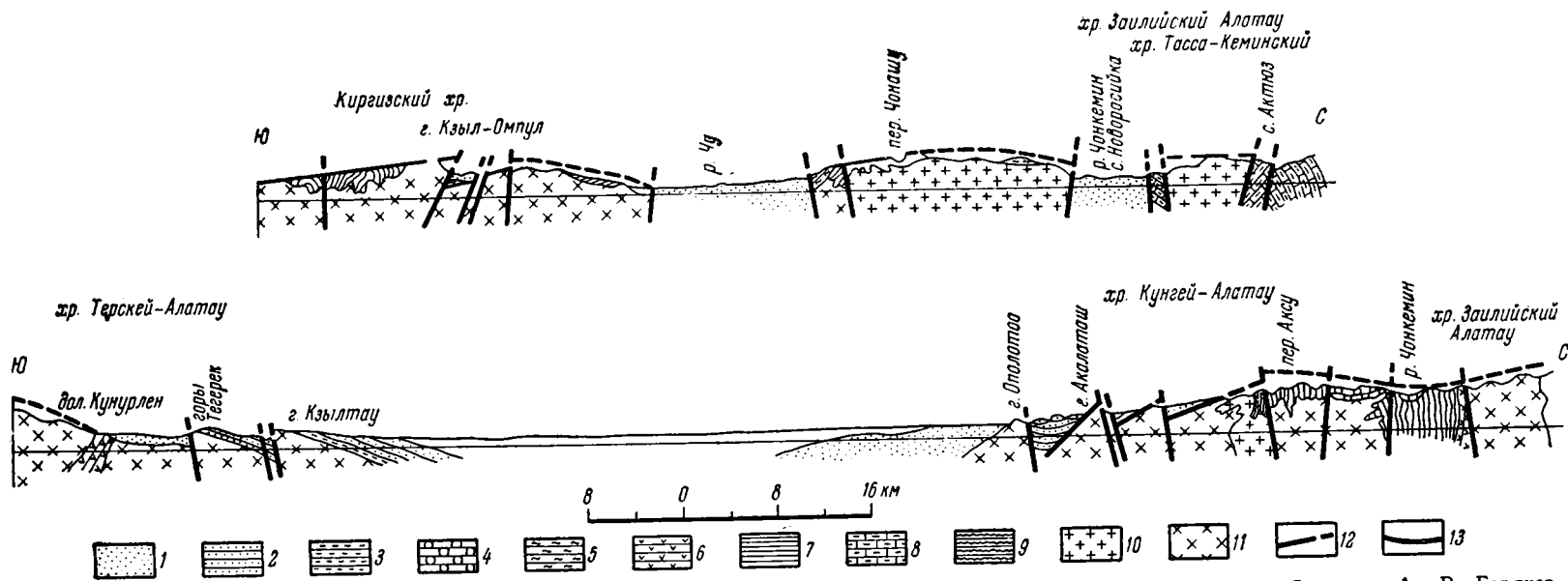
Длина разломов достигает 300 км, ширина не превышает 10 км. Каждый из них состоит из нескольких сближенных параллельных тектонических линий (сбросов или взбросов), составляющих зону ступенчатого или грабенообразного строения с высотой ступеней в сотни метров. Разломы сопровождаются полосами брекчированных или рассланцованных пород шириной до 300—400 м.

В зонах крайних западных разломов (например, Арамсинского, параллельного Таласо-Ферганскому сдвигу и близко к нему расположенного) замечаются признаки перистого строения. Вероятно, здесь наряду с вертикальными смещениями происходили небольшие сдвиговые подвижки. В некоторых районах (Кокджар-Су, восточное погружение хр. Киргизского) установлены, кроме того, местные надвиги с падением сместителей 35—50°.

Самые крупные разломы разделяют структурно-фациальные зоны и соответственно времени формирования последних по возрасту относятся к синию — нижнему палеозою. Многие из них обновлялись в среднем — верхнем палеозое и в мезокайнозое, а некоторые сыграли большую роль в процессе средне-верхнепалеозойского и мезокайнозойского осадконакопления. Например, на водоразделе рек Каркара и Текес, как отмечает В. Г. Королев (1956), по разлому северо-западного простирания соприкасаются область накопления 3,5-километровой толщи осадков верхнего визе и область поднятия, где эти осадки отсутствуют; вдали от поднятия они представлены флишеподобными известково-песчано-сланцевыми образованиями, ближе к поднятию в их составе преобладают конгломераты. По южному борту Иссыккульской впадины проходит другой разлом, северо-восточного простирания, отделяющий область мощных отложений мезокайнозоя от области Терскайского поднятия, где мезокайнозойские осадки отсутствуют. Иссыккульская впадина, по В. Г. Королеву, развивалась унаследованно не только в мезокайнозое, но и в карбоне.

Длительно существующие, расположенные по косоугольной сетке разломы Северного Тянь-Шаня, обусловили асимметрию строения его впадин и поднятий, а также их специфическую площадную форму в виде ромбов и треугольников.

Амплитуда описываемых разломов, если судить по скачкообразным изменениям мощностей в разделяемых ими поднятиях и впадинах, измеряется километрами. В зоне Южноиссыккульского разлома, например, она достигает 4—5 км, а может быть, и более, поскольку разница современных высотных отметок палеозойского основания Иссыккульской впадины и приподнятых соседних палеозойских глыб хр. Терскей-Алатау составляет 7—8 км. По границе Сусамырской и Киргизской палеозойских 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



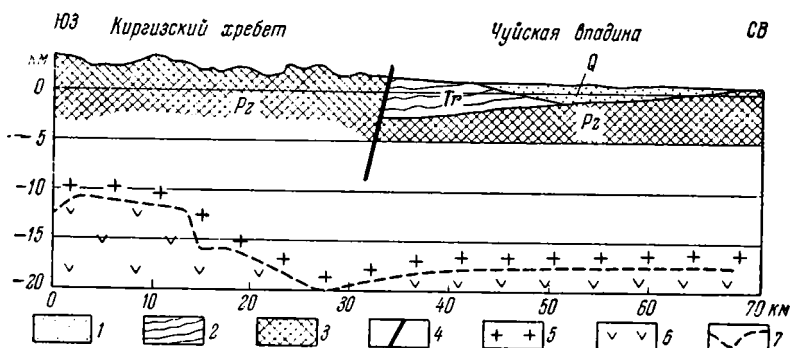
Фиг. 25. Геологические разрезы через хребты Кунгей-Алатау, Киргизский, Терскей-Алатау и Иссык-Кульскую впадину. Составил А. В. Горячев, 1959 г.

1 — четвертичные отложения, 2 — неоген-древнечетвертичные отложения, 3 — олигоцен-миоценовые отложения, 4 — верхнепалеозойские отложения, 5 — нижнекаменноугольные отложения в терригенной фации, 6 — нижнекаменноугольные эффузивы, 7 — ордовикские образования, 8 — верхнепротерозойские образования, 9 — нижнепротерозойские образования, 10 — каледонские гранитоиды, 11 — герцинские гранитоиды, 12 — разломы, 13 — доэригичная поверхность выравнивания (пенеплен)

10 км. Современные вертикальные подвижки в связи с землетрясениями в зоне Чонкеминского грабена имеют амплитуду 10—12 м (Горячев, 1959).

Пространственно связанная с разломами складчатость отложений мезокайнозоя и палеозоя отличается простотой строения. В верхнем осадочном чехле (верхний ордовик — неоген), слагающем наложенные мульды, развиты пологие горст-антиклинали, грабен-синклинали, флексурные складки, моноклинали и другие формы 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.

В более древних, нижнепалеозойских комплексах слои поставлены круто.



Фиг. 26. Положение и характер разреза кровли «базальтового» слоя по линии глубинного сейсмического зондирования в районе г. Фрунзе (по Г. А. Гамбурцеву, П. С. Вейцман, Н. И. Давыдовой, Ю. В. Тулиной, А. В. Горячеву, 1957 г.).

1 — четвертичные отложения, 2 — третичные отложения, 3 — палеозойские отложения, 4 — зона глубинного разлома, 5 — «гранитный» слой, 6 — «базальтовый» слой, 7 — раздел между «гранитным» и «базальтовым» слоями

Однако складки, например в Киргизском хребте, как отмечает В. А. Николаев (1954), сравнительно велики по размерам и отличаются отсутствием мелкой гофрировки, дополнительных складок волочения, плейчатости и других напряженных дислокаций, обычных для древних толщ геосинклинальных областей. Не видно и регионально выдержанного наклона складок в южную или северную стороны. Дислокационный метаморфизм пород, захваченных складчатостью, не вышел за пределы образования кровельных сланцев, сланцеватых глин или несланцеватых аргиллитов.

В докембрийском комплексе мелкие осложнения складчатых структур наблюдаются повсеместно и обязаны своим возникновением общей перекристаллизации и пластическому течению вещества пород. Вместе с тем общие контуры складок, как показывает пример Макбальской антиклинали Киргизского хребта в изображении В. А. Николаева, также просты, с углами падения крыльев от 30 до 60°. Названная антиклиналь сопряжена с крутым разломом и, по существу, представляет собой обыкновенную горст-антиклиналь.

Многие крупные разломы Северного Тянь-Шаня контролируют проявления магматизма и относятся к категории глубинных. К. Д. Помазков (1958) считает, что все известные выходы герцинских интрузивных пород располагаются в пределах относительно узких, линейно вытянутых зон, среди которых им выделены: Арамсинская, Сонкуль-Аламединская, Южно-иссыкульская (с северо-западным простираем) и Каракичинская, Карабалтинская и Кеминская (с северо-восточным простираем). Эти мобильные зоны возникли в течение ордовика и части силура как прогибы, в ка-

ледонскую орогению они служили границами между крупными гранитными массивами, в девоне в них образовались продольные глубинные разломы и происходили излияния лав среднего и кислого состава.

Девонские (?) интрузивы лейкократовых гранитов, по В. Г. Королеву и С. Д. Туровскому (1958), обнаруживают ясно выраженное линейное расположение вдоль разломов Центрально-Терской, Чилико-Кеминской, 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 Южноиссыккульской зонам (В. А. Николаев, Помазков и др., 1954). Они же служили каналами излияний кайнозойских базальтов (Федорович и др., 1933).

В зонах пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений известны пермские аляскитовые и щелочные интрузии (западное побережье оз. Иссык-Куль, район Актюза).

Таким образом, вертикальные разломы типа сбросов и взбросов выводят на дневную поверхность магматические продукты самого различного состава, в том числе наиболее глубинные, происходящие из области «базальтового» слоя.

Результаты глубинного сейсмического зондирования показывают, что эти разломы действительно глубинные (Гамбурцев и др., 1955, 1957). В частности, было выяснено, что в Северном Тянь-Шане «базальтовый» слой находится на глубинах от 8 до 20 км и что он, образуя в тектоническом рельефе ступени, «качественно ведет себя так же, как поверхность палеозойского фундамента и как дневная поверхность» (Гамбурцев и др., 1957, стр. 22; см. также фиг. 26).

Большая часть обусловленных разломами сильных землетрясений, исследованных с наибольшей точностью, имеет глубину очага от 15 до 20 км, а в некоторых наиболее сейсмичных районах центральной части хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, например в Чилико-Кеминской зоне разломов, — 18—23 км (Введенская, Фогель, 1957).

Касаясь механических причин образования крупных вертикальных разломов Северного Тянь-Шаня, нельзя не видеть их в региональных явлениях растяжения. Как известно, область каледонской складчатости в целом в течение длительного времени, в основном с силура, испытывала по отношению к соседним областям устойчивое воздымание. Это привело к высокому положению ее метаморфического цоколя, раскалыванию последнего по косоугольной сетке разломов и глубокому проседанию системы блоков между Сусамыр-Терским и Кунгей-Заилийским поднятиями. Резко увеличенная мощность «базальтового» слоя, достигающая 40—42 км, его двояковыпуклый рельеф в высокогорных частях Северного Тянь-Шаня (Гамбурцев и др., 1955) свидетельствуют о том, что продолжающееся региональное воздымание каледонской массы в новейшую эпоху явилось следствием глубинного перераспределения вещества в основании коры и, может быть, в мантии.

Разломы южноферганского типа. Характерную разновидность вертикальных разломов типа сбросов и взбросов составляют разломы южного обрамления Ферганы — Южноферганский (Сарыкамышский), Туркестанский и Зеравшанский, с той или иной подробностью рассмотренные в известных работах В. Н. Вебера, Н. П. Васильковского, А. В. Пейве, Н. М. Сеницына, Д. П. Резвого и др. Разломы этого типа образуют выдержанную систему почти широтных, слабо волнистых в плане тектонических линий, простирающихся субширотно на расстояние 200—300 км (фиг. 27). В отдельных участках среди них встречаются надвиги (например, Кадамджайский надвиг).

Перечисленные и другие вертикальные разломы разделяют пространство между Зеравшанским хребтом и Ферганской впадиной на несколько длинных параллельных 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 мезокайнозоя.

Как ограничения длительно развивающихся и синклиналичных зон (седиментационных мульд и антиклинальных отmelей) крупные вертикальные разломы получили название краевых разломов (Синицын, 1955, 1960). Д. П. Резвым (1958) они были определены как глубинные швы.

Южноферганский разлом, впервые выделенный А. В. Пейве, является довольно широкой зоной. Он состоит из многочисленных широтных сбросов и взбросов, густо пересекающих всю ступень низких предгорий Южной Ферганы. Наиболее крупные из этих нарушений следуют вдоль южного края Карачатырского верхнепалеозойского прогиба. Их вертикальная амплитуда, по Н. М. Синицыну, измеряется сотнями метров, протяженность достигает нескольких десятков километров.

Вдоль разлома, как отмечает Д. П. Резвой (1959), известны проявления вулканизма — 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 (1948) связывает с зоной Южноферганского разлома известный ртутно-сурьмяный пояс Южной Ферганы.

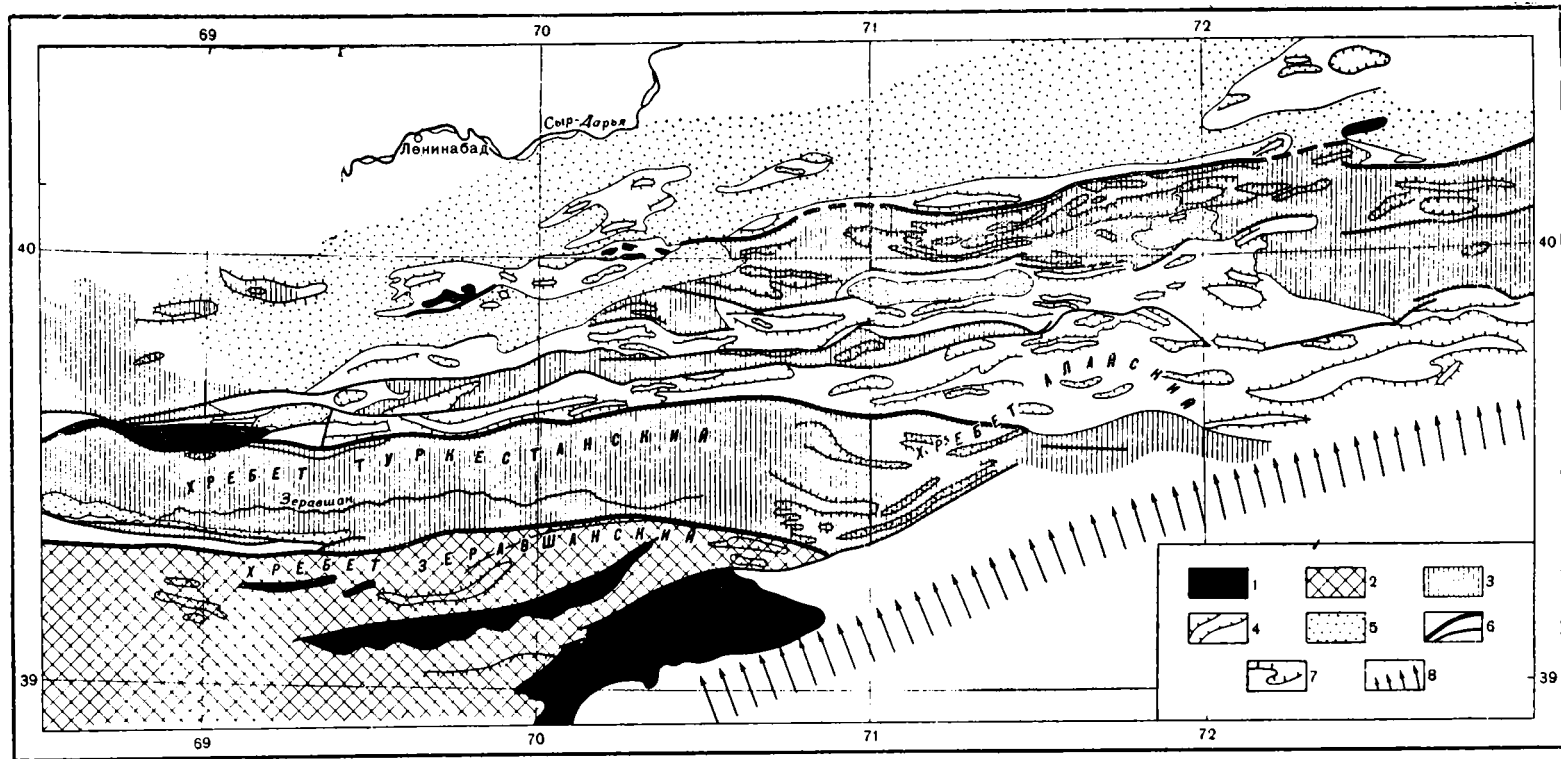
Велико значение разлома как палеогеографической и палеотектонической границы. По Д. П. Резвому (1958), в готландии его зона служила местом накопления прибрежных осадков; в нижнем и среднем девоне была южным краем Кураминско-Ферганской суши; в среднем и верхнем карбоне с ней совпадала граница Карачатырской зоны с мощным накоплением терригенных отложений; в нижней юре здесь отлагались угленосные осадки Шураба и Кызыл-Кии; в мелу и палеогене вдоль зоны располагалась граница между областями прогибания (Фергана) и Туркестанского поднятия; наконец в новейшем этапе зона Южноферганского разлома является современной южной границей Ферганской впадины.

Зона Туркестанского разлома вытянута вдоль Туркестано-Зеравшанского поднятия силурийских толщ и состоит из нескольких параллельных крутых разрывов. В целом она представляет длительно существующий грабен шириной до 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, с перекрытием девона и верхнего палеозоя синклиналичной зоны метаморфизованным силуром осевой части Туркестанского хребта (Резвой, 1959) или с перекрытием юры палеозоем (Казимиров, 1954).

По исследованиям Д. П. Резвого, зона Туркестанского разлома в силуре располагалась между областью малых силурийских погружений (Каравшинская фациальная зона) и областью максимального погружения на месте современных Туркестанского и Алайского хребтов и долины р. Зеравшан (Туркестанская фациальная зона). Параллельно ей определилось додевонское Туркестано-Зеравшанское поднятие, а в девоне вдоль нее проходила граница распространения карбонатных отложений.

К зоне Туркестанского разлома тяготеют сравнительно небольшие, удлиненные в широтном направлении интрузии верхнепалеозойских гранитоидов, прослеживающихся в виде пояса по осевой части Туркестанского и Алайского хребтов.

Последний из упомянутых выше крупных разломов южного обрамления Ферганы — Зеравшанский, отмеченный в виде интенсивных тектонических нарушений В. Р. Мартышевым (1956), морфологически сходен с Южноферганским и Туркестанским разломами. Он также являлся глубинным и выполнял такую же важную историко-геологическую роль, ограничивая, по Д. П. Резвому, центральную часть Гиссаро-Алайской геосинклинали с юга.



Фиг. 27. Схема строения Туркестанского, Алайского и Зеравшанского хребтов (зоны разломов с преимущественно вертикальными движениями).

1 — кембрий, на юге докембрий и нижний палеозой; 2 — нижний и средний палеозой без подразделений; 3 — зоны распространения силура (лландовери, венлок лудлоу); 4 — средний девон, карбон, пермь; 5 — мезозой и кайнозой; 6 — крупные разломы; 7 — контуры антиклиналей и синклиналей; 8 — краевая зона Таджикско-Памирского аллохтона

Ограниченные глубинными разломами блоки или антиклинальные и синклиналильные зоны южного обрамления Ферганской впадины отличаются достаточно сложной внутренней структурой, в которой большой удельный вес принадлежит всевозможным складкам, нередко крутым, с несомненностью свидетельствующим о горизонтальном сжатии. Складки в целом параллельны главным разломам, вдоль которых они вытянуты цепочками, и сопровождаются в свою очередь дополнительными разрывными нарушениями.

По различным материалам, 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 пloyчатость 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 наклоном (опрокидыванием) основных 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 и грабен-синклиналей; имеются также моноклинали (фиг. 28). В зоне высоких предгорий Туркестанского и Алайского хребтов складки наклонены к северу, по южному краю Сурметашской зоны — к югу. В Карачатырском верхнепалеозойском прогибе, по Д. П. Резвому (1959), всюду развиты сравнительно простые складки, причем преобладают синклинали, отличающиеся значительной шириной и пологостью крыльев, в то время как разделяющие их антиклинали более узкие и нередко в замках осложнены разломами.

В отложениях мезокайнозоя Южной Ферганы наибольшим распространением пользуются идиоморфные складки — протяженные, длиной до 30 км, горстантиклинали, внутри с палеозойскими ядрами, и рубцовые (флексурные) складки на продолжении разломов палеозойского основания. Широко развиты также складки срыва, меньшие по размерам, но несколько более интенсивные (Резвой, 1959; Суворов, 1954). Обычные углы падения мезокайнозойских 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. Наклон осей складок в южном направлении объясняется некоторым поддвижением палеозоя под мезокайнозойский покров. Наиболее крупные складки в отложениях мезокайнозоя и палеозоя формировались длительно, конседиментационно. Именно этим объясняется повсеместно наблюдаемое ослабление интенсивности складчатости вверх по разрезу от древних толщ к молодым.

Развитие Южноферганского, Туркестанского и Зеравшанского глубинных разломов, а также складчатых и разрывных нарушений в их зонах протекало на фоне миграции крупных прогибов во времени 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 мезокайнозоя.

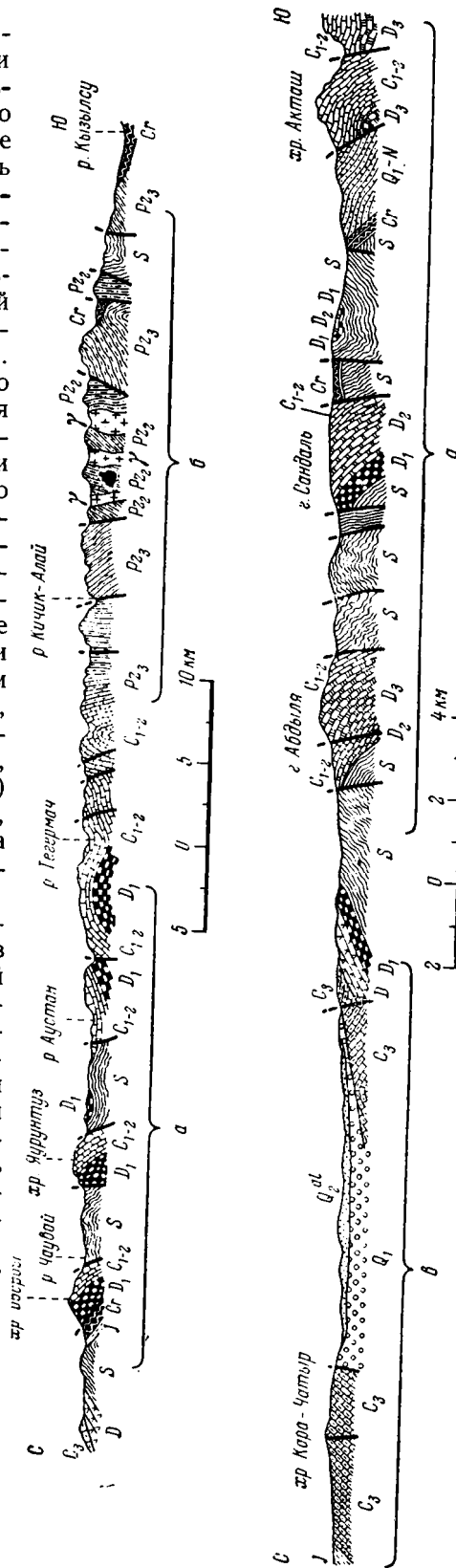
Наиболее глубокий прогиб силурийского времени, в котором скорость опускания земной коры, по Д. П. Резвому, достигала 130—140 м/млн лет, располагался в области Туркестанского хребта и р. Зеравшан. В верхнем палеозое прогиб сместился в зону предгорий современных Туркестанского и Алайского хребтов; причем скорость прогибания в среднем карбоне здесь была равна 150—160 м/млн лет. В кайнозое наибольший прогиб находился уже в области современной Ферганской впадины, причем прогибание происходило со скоростью 150—180 м/млн лет.

Миграция области прогибания в северном направлении была вызвана последовательным поднятием каждого южного и проседанием каждого более северного блоков и находилась в прямой связи с развитием главных разломов. Вместе с тем процесс этот шел далеко не равномерно, о чем говорит сопоставление мощностей отложений на крыльях, например Южно-ферганского разлома (табл. 2).

На протяжении почти всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя крылья Южноферганского 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 южном обрамлении Ферганской впадины по времени возникновения совпадают с фазами сжатия. Таким образом, сравнительно напряженную складчатость и местные надвиговые нарушения области Южноферганского и других разломов следует объяснять переменным характером вертикальных движений по разломам.

Данная особенность отличает вертикальные разломы южноферганского типа от вертикальных разломов Северного Тянь-Шаня, которые, как отмечалось выше, формировались от ордовика до кайнозоя в условиях тектонических движений более или менее постоянного знака, суммарно преобладающего растяжения, и сопровождалась об-



Фиг. 28. Геологические профили Алайского хребта (по Н. М. Синичину, 1960).

Утолщенные черные линии — сбросы и взбросы. Структуры зон: а — высоких предгорий, б — Сурметашской, в — Караचाгырской

разованием более простых, чем в Южной Фергане, складчатых структур.

Глубинное строение зоны южноферганских вертикальных разломов напоминает вместе с тем глубинное строение каледонид Северного Тянь-Шаня. Глубинным сейсмическим зондированием (Косминская и др., 1958) установлено, что в Алайском хребте, например, поверхность Мохоровичича находится на глубине 65 км и выпукла книзу, а мощность «базальтового» слоя резко увеличена и достигает 25—35 км, тогда как «гранитный» слой сравнительно тонок (15—25 км). В зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Ферганской впадины, по В. И. Уломову (1960), мощность «базальтового» слоя составляет 40 км при глубине поверхности Мохоровичича 50 км, причем установленному утолщению слоя базальта соответствуют минимальные отрицательные аномалии силы тяжести.

Таблица 2

Мощность отложений на крыльях Южноферганского разлома

| Возраст отложений | Мощность, м | | Возраст отложений | Мощность, м | |
|--------------------|----------------|-------------|-------------------|----------------|-------------|
| | северное крыло | южное крыло | | северное крыло | южное крыло |
| N + Q ₁ | 2000 | } 0—500 | C ₁ | 1200 | 1400 |
| Cr + Pg | 600 | | D ₃ | 600 | 150 |
| T ₃ + I | 240 | 1200 | D ₂ | 700 | 700 |
| P | 3200 | 0 | D ₁ | 0 | 600 |
| C ₃ | 700 | 0 | S | 0 | 3200 |
| C ₂ | 1500 | 400 | Сп ₁ | 1200 | — |

Очевидно, движения по разломам южноферганского типа захватывали довольно глубокие части земной коры, и не случайно, что происходящие в их зонах многие землетрясения, например вдоль широтных разломов предгорий Гиссарского хребта, возникают в очагах на глубинах до 20—30 км (Губин, 1947).

Близкие соотношения глубинных элементов структуры выявлены и для хребтов Северного Тянь-Шаня, о чем уже говорилось выше. Вероятно, утолщенность базальтового слоя и его двояковыпуклый рельеф свойственны вообще всем зонам глубинных сбросов и взбросов Казахстана и Средней Азии.

В качестве аналогов разломов южноферганского типа в Казахстане можно указать Западноулутавский и Восточноулутавский разломы, районы которых описывали Д. Г. Сапожников (1948), Ю. А. Зайцев (1957₂), А. Е. Михайлов (1959) и др. Эти разломы вытянуты в меридиональном или почти меридиональном направлении и располагаются между Улутавским поднятием и Джезказганским и Кингирским прогибами. В то же время они приурочены к зоне перехода от области глубокого нижнепалеозойского прогибания на западе (8—10 км) к области глубокого прогибания в среднем (8—9 км) и верхнем (1500 м) палеозое. Как и разломы Южной Ферганы, они выполняют роль своего рода оси между колеблющимися в вертикальной плоскости крупнейшими блоками.

Наиболее крупный из разломов — Западноулутавский — прослежен по 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) нижнего структурного этажа в сторону Джезказганской впадины, установленному аэромагнитной съемкой. Ширина зоны разлома 10—20 км.

В зоне Западноулутавского разлома преобладают взбросы и сбросы длиной до 60 км, наклоненные под углами 60—70° преимущественно к востоку. Иногда встречаются надвиги. Сместители нарушений чаще всего прямолиней-

ны и несут на себе зеркала и штрихи 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. Мощность зон рассланцованных пород 1—1,5 км и она, конечно, значительно меньше, чем в типичных надвиговых зонах успешного или спящего типа.

Амплитуда вертикальных смещений по отдельным взбросам и сбросам порядка 100 м. Д. Г. Сапожников (1948) отмечает, что по одному из разломов вдоль восточного крыла Карсакпайского антиклинала из разреза выпадает ряд свит и породы докембрия местами проходят впритык с красноцветными образованиями джезказганской свиты верхнего палеозоя. Это свидетельствует, по-видимому, о большой суммарной амплитуде смещения по Западноулутовскому разлому.

Вытянутые вдоль разлома и параллельно ему складки во многом похожи на складки Южной Ферганы. Породы нижнего структурного этажа (докембрий и нижний палеозой) слагают сложно построенные антиклинории и синклинории меридионального простирания. В отложениях среднего палеозоя западнее Западноулутовского разлома известны узкие сжатые линейные синклинали, часто осложненные сбросами и взбросами и представляющие собой грабен-синклинали. Некоторые из этих последних заполнены мелкими наклонными складками, возникшими в результате местного сжатия — вблизи крупных продольных сбросов. К востоку от разлома, в Джезказганской и Кингирской впадинах преобладают брахискладки длиной 10—25 км и шириной 5—15 км, а также более мелкие сжатые, линейные и стрельчатые складки. Последние, по Ю. А. Зайцеву (1957), приурочены к отложениям фаменского и визейского ярусов и не распространяются в ниже- и вышележащие отложения. Близ разлома складки вытянуты меридионально и нередко сопровождаются небольшими продольными разрывами.

К Западно- и Восточноулутовскому разломам пространственно тяготеют цепочки небольших массивов гипербазитов карадокского возраста, вскрытых на поверхности и установленных аэромагнитной съемкой на глубине от 200 до 1500 м. Они объединяются соответственно в два параллельных змеевиковых пояса — Западноулутовский и Восточноулутовский. Некоторые исследователи (Михайлов, 1959) рассматривают их как один пояс и связывают его с единым широким Улутовским глубинным швом, что, однако, вряд ли можно считать правильным.

Наличие большого числа ультраосновных интрузий в зонах вертикальных разломов Улутуа позволяет предполагать увеличенную мощность базальтового слоя в их основании, подобно тому как это установлено глубинным сейсмическим зондированием в хребтах Северного Тянь-Шаня и в Алайском хребте, где в качестве региональных нарушений также наиболее широко развиты сбросы и взбросы.

По Ю. А. Зайцеву (1957, стр. 58), «Западноулутовский разлом заложился, во всяком случае, в докарадокское время и развивался в герцинском тектоническом этапе». Судя по данным М. С. Маркова (1958), установившего пространственную связь эффузивов докембрийской бурмашинской свиты с одним из близко расположенных меридиональных разломов древнего Карсакпайского синклинория, можно предполагать, что Западноулутовский разлом также возник в докембрийское время.

Таким образом, разломы Улутуа с вертикальными движениями крыльев являются наиболее древними аналогами разломов южноферганского типа, приуроченных, как отмечалось, к области герцинской складчатости и продолжавших свое развитие в мезокайнозой.

Герцинским аналогом южноферганских разломов, основываясь на данных Е. И. Зубцова (1956_{2,3}), можно, по-видимому, считать крупный Атбашинский разлом восток-северо-восточного простирания, проходящий восточнее

Таласо-Ферганского сдвига по границе Нарынской и Кокшаальской структурно-фациальных зон. По Е. И. Зубцову, он состоит из серии сбросов, взбросов и зон интенсивного дробления, круто наклоненных к северу и югу. Вдоль разлома вытянуты линейные интрузии кислого состава и несколько мелких массивов основных и ультраосновных пород, а также различные рудопроявления.

Приведенное Е. И. Зубцовым соотношение мощностей свит среднего палеозоя в этой части Тянь-Шаня показывает, что движения по Атбашинскому разлому носили преимущественно вертикальный характер и имели разную направленность. Однако В. Г. Королев (устное сообщение) в последнее время пришел к выводу о происходивших по разлому значительных и сдвиговых перемещениях. Очевидно, вопрос о природе Атбашинского разлома требует дальнейшего изучения.

* * *

Суммируя приведенные фактические данные о крупных вертикальных разломах южноферганского и северотяньшанского типа, отметим следующее.

Главная отличительная особенность этих разломов — преимущественно вертикальные перемещения их крыльев с амплитудой в несколько километров при отсутствии видимых горизонтальных подвижек. Длина разломов 200—400 км, ширина 10 км, иногда до 20 км. Каждый из разломов состоит из нескольких сближенных и в общем параллельных тектонических линий (сбросов и взбросов), в совокупности составляющих зону ступенчатого горстостили грабенообразного строения с высотой ступеней до сотен метров. Сместители разломов преимущественно вертикальны или круто наклонены к северу и югу и везде сопровождаются узкими полосами брекчированных или рассланцованных пород шириной до 300—400 м.

Пространственно связанная с разломами складчатость отложений мезокайнозой и палеозоя преимущественно простая и носит глыбовый характер. В блоках между разломами довольно обычны наложенные мульды, горст-антиклинали, грабен-синклинали, флексурные складки, моноклинали, брахискладки, сопряженные с многочисленными мелкими разрывами. Интенсивность складчатости усиливается в более древних отложениях, а также в наиболее глубоких впадинах и близ сместителей сбросов и взбросов. Характерно, что оси складчатых и складчато-глыбовых структур зон разломов в основном параллельны их главным сместителям.

Разломы с вертикальными смещениями крыльев служат границами структурно-фациальных зон. На протяжении долгого времени они контролировали накопление осадков, одновременно являясь и палеогеографическими границами. Как ограничения длительно развивающихся структур они получили название краевых разломов.

Многие разломы данного типа являются глубинными и контролируют магматизм. Они выводят на дневную поверхность магматические продукты самого различного состава, в том числе и наиболее глубинные, происходящие из области «базальтового» слоя.

«Базальтовый» слой в зонах глубинных сбросов и взбросов характеризуется увеличенной мощностью и двояковыпуклым профилем, а поверхность этого слоя в тектоническом рельефе образует ступени и ведет себя так же, как поверхность палеозойского фундамента и как современный рельеф. Одни из разломов образованы в условиях преобладающего растяжения; они приурочены к областям устойчивых вертикальных движений постоянного знака (Северный Тянь-Шань). Другие разломы, южноферганского типа, возникли и развивались в условиях как растяжения, так и сжатия, которые периодически сменяли друг друга в связи с переменным характером движений крыльев разлома (вниз-вверх) через определенные, сравнительно неболь-

шие интервалы времени. Те и другие составляют соответственно две большие группы глубинных сбросов и взбросов Казахстана и Средней Азии.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ РАЗЛОМОВ

Разработанной и общепринятой классификации крупных, вытянутых на сотни километров разломов пока еще не существует. В Казахстане и Средней Азии к ним чаще всего применяют введенное А. В. Пейве название «глубинные разломы». Реже употребляют термины В. И. Попова «дискорданогенный разлом» и Н. М. Сеницына «краевой разлом». Нередко всем этим названиям приписывается одинаковый геологический смысл. В ряде случаев глубинными разломами называют очень широкие, морфологически расплывчатые и неопределенные зоны в пограничных частях региональных тектонических структур или вдоль цепочек и изолированных друг от друга магматических тел.

А. В. Пейве (1956₁) предложил выделять в качестве главных типов глубинные разломы платформ, глубинные разломы краевых прогибов, глубинные разломы геосинклинальных областей.

В Казахстанской геосинклинальной области им установлены разломы джалаир-найманского или чингизского типа и разломы успенского или спасского типа. Первые характеризуются очень длительным (с верхнего протерозоя) унаследованным развитием, наличием древних ультраосновных и основных интрузий с соответствующей металлогенией и слабым развитием или даже полным отсутствием в их зонах больших гранитных массивов. Вторые — не унаследованные, а вновь образованные разломы с наибольшей тектонической активностью в герцинском этапе, с образованием зон интенсивного смятия и развитием мощных гранитных интрузий

По характеру пространственного расположения глубинных разломов в Казахстане и Средней Азии А. В. Пейве выделил два типа геосинклинальных областей — казахстанский, с глубинными разломами трех преобладающих направлений, и памирский, с дугообразно изгибающимися разломами. В последнее время А. В. Пейве пришел к выводу, что «перемещения блоков фундамента по ограничивающим их глубинным разломам относятся к трем главным типам — сбросам, надвигам и сдвигам» (1960, стр. 66) и, соответственно этому, наметил три основных типа связанных с разломами складчатых деформаций осадочного покрова.

Изложенные в настоящей работе данные о главных разломах Казахстана и Средней Азии показывают, что разломы не являются какими-то неопределенными структурными элементами и отчетливо подразделяются на три больших класса: I — с д в и г и, II — н а д в и г и, III — с б р о с ы¹ (фиг. 29. См. приложение в конверте).

Среди сдвигов, пользующихся, как выяснилось, в Казахстане и Средней Азии весьма широким распространением и простирающихся, главным образом с юго-востока на северо-запад, мной различаются три группы.

Первую группу сдвигов составляют разломы джалаир-найманского типа или г л у б и н н ы е с д в и г и. Они имеют прямолинейный шовный сместитель, вытянутый почти непрерывно на сотни километров. Амплитуда горизонтального смещения пород достигает многих десятков километров. Сопровождающие эти разломы складчатые и разрывные нарушения располагаются по отношению к главному сместителю под острыми углами в виде оперяющих структур. Вызванные в последних силами сдвига локальные зоны сжатия и растяжения отличаются сложным перекрестным расположением, чередуясь во времени и пространстве. С глубинными сдвигами джалаир-найманского типа связан линейный интрузивный и эффузивный

¹ Следуя терминологии В. А. Обручева, чередующиеся в пространстве сбросы и взбросы, может быть, лучше называть прямыми и обратными сбросами.

магматизм ультраосновного, основного и кислого состава. Разновидностями данной группы разломов являются разломы Джалаир-Найманский, Чингизский, Таласо-Ферганский, Упрангский и некоторые другие.

Вторую группу сдвигов образуют разломы актасского типа или сдвиги средних глубин. Каждый из них выражен в виде полосы шириной до 20 км и протяженностью до 300—400 км, состоящей из многочисленных прерывистых разломов и разрывов, располагающихся относительно друг друга кулисно и веерообразно и разделяющих толщи пород в плане на множество клиньев и остроугольных блоков. Амплитуда сдвиговых смещений по разломам обычно не превышает 15—20 км. Заметная роль принадлежит вертикальным (сбросовым) смещениям. Движения вообще носили здесь более сложный, дифференцированный по знаку и скорости характер. С разломами актасского типа генетически связаны вулканические аппараты и небольшие изометричные по форме и преимущественно кислые по составу интрузии. Разновидностями разломов этого типа являются разломы Актасский, Аягуз-Ащисуйский, Кумбельский, Южномургабский (Аксу-Мургабский).

Третья группа сдвигов образована так называемыми зонами сдвиговых напряжений типа Каиндинской, Талды-Курганской, Джизакской зон. Морфологически эти зоны выражены косым торцевым сочленением структур двух разных направлений, перекрытым широкими (до 50 км) и глубокими прогибами или цепочками впадин. Более или менее крупные смещения в них отсутствуют, но сами зоны параллельны соседним крупным сдвигам и вместе с ними составляют единую систему нарушений северо-западного простирания. В зонах широко развиты грабен-синклинали и горст-антиклинали. Магматизм ослабленный, по составу преимущественно кислый, связанный с отдельными вертикальными трещинами.

Сдвиговые разломы трех перечисленных групп, как видно из сказанного, отличаются по целому ряду признаков и вместе с тем обладают одним общим свойством: в плане они имеют перистый структурный рисунок и косо, под острыми углами (несогласно) секут первичные структурно-фациальные зоны. Вероятно, термин «дискорданогенный разлом» может быть приложен не к разломам вообще, а только к определенному их классу — именно к сдвигам и зонам сдвиговых напряжений.

Региональные надвиги Казахстана и Средней Азии подразделяются на две группы.

Одна из групп охватывает надвиги успешного типа — Успенскую зону, Спасскую зону, возможно Акджальскую (относимую некоторыми авторами в разряд зон смятия) и Северогиссарскую зоны; сюда же, может быть, входят некоторые зоны Памира. Каждая из этих зон состоит из серии взбросов и надвигов, расположенных обычно в переходных участках между крупными поднятиями и прогибами. В поперечном разрезе зоны имеют чешуйчатое строение с развитием напряженной мелкой складчатости, особенно характерной для отложенной поднадвиговых крыльев. Отложения поднадвиговых крыльев претерпели также интенсивный кливаж, рассланцовку и на больших пространствах превращены в динамосланцы, отчего зоны в целом получили название зон смятия. Чешуйчатое строение иногда наблюдается и в плане, если по надвигам одновременно происходили небольшие сдвиговые подвижки.

Зоны успешного типа с глубиной, по-видимому, выполаживаются, однако глубина их проникновения в земную кору все же значительна. С ними пространственно и генетически связаны кислые интрузии и эпизодически, скорее всего в связи с фазами ослабления бокового сжатия, проявлялся вулканизм. Глубинное сейсмическое зондирование и данные гравиметрических работ свидетельствуют, что в основании зон смятия наблюдается увеличенная мощность «гранитного» слоя. Вероятно, надвиговые зоны успешного типа следует называть глубинными надвигами.

В другую группу региональных надвиговых нарушений входят более пологие и менее глубокие надвиги вахшского типа — Вахшский, Илякский, Дарваз-Каракульский, субширотная часть Главного Тянь-Шаньского разлома и др. Надвиги этой группы следуют вдоль границ складчатых областей и отличаются большой амплитудой горизонтального смещения, достигающей нескольких десятков километров. В связи с проявлением надвигов в зонах вахшского типа наблюдается сближение фаций разного происхождения, и одни геотектонические элементы в виде покровов перекрывают другие. Нередко молодые толщи надвинуты на древние. Обусловленная надвигами напряженная складчатость свойственна преимущественно отложениям аллохтона, тогда как в автохтоне складки более простые. В аллохтоне широко распространены также чешуйчатые надвиги, нередко с горизонтальным или волнистым в разрезе положением сместителя, приуроченного обычно к кровле пластичных пород — соленосных, глинистых и др.

Магматические проявления в надвиговых зонах вахшского типа обычно отсутствуют, следовательно, эти региональные нарушения нельзя считать глубинными. Лучше всего к ним подходит название **н а д в и г и п о к р о в а**.

С другой стороны, надвиги покрова (как и глубинные надвиги) не следует называть ни дискорданогенными, ни краевыми разломами. В наиболее чистом виде они не дискорданогенны, потому что параллельны основным структурам, и не краевые, поскольку разделенные и расщепленные ими толщи пород на разных глубинных уровнях в виде чешуй и тектонических линз могут далеко проникать друг в друга.

Класс глубинных сбросов и взбросов (прямых и обратных сбросов) включает в себя разломы северотяньшанского типа — **р а з л о м ы р а с т ы ж е н и я**, и южноферганского типа — **р а з л о м ы р а с т ы ж е н и я — с ж а т и я**. Разломы этого класса преимущественно вертикальные, уходящие в «базальтовый» слой на глубины более 20—30 км. Они разделяют области устойчивого прогибания и поднятия, и их с полным основанием можно отнести к категории краевых разломов в трактовке Н. М. Сеницына.

Группа разломов северотяньшанского типа (Челико-Кеминский, Актюзский, Северо-Иссыккульский и др.) характеризуется амплитудами смещения по вертикали в несколько километров. Разломы нередко приурочены к границам глубоких (до 10 км) прогибов и поднятий, развивавшихся примерно в одних и тех же контурах в течение нескольких эр или многих периодов. Разломы сопровождаются более мелкими, параллельными им и также почти вертикальными разрывами, которые разбивают массы пород на ряды грабен-синклиналей и горст-антиклиналей.

Складчатость областей распространения разломов северо-тяньшанского типа преимущественно простая, усиливающаяся лишь близ сместителей разломов и в наиболее глубоких прогибах. В целом же в строении толщ наблюдается некоторая дисгармония, выраженная чередованием в плане и разрезе зон относительно простой (преобладающей) и более сложной складчатости.

В зонах разломов широко проявился линейный и узловый магматизм, представленный как основными, так и кислыми интрузиями и эффузиями. Глубинным сейсмическим зондированием в основании разломов установлена увеличенная мощность «базальтового» слоя по сравнению с «гранитным» и его двояковыпуклый профиль.

Простота строения складчатых деформаций, чрезвычайно длительное консеквентное развитие разделенных разломами впадин и поднятий, мощный магматизм зон разломов и другие признаки свидетельствуют о доминирующих усилиях длительного растяжения в зонах разломов северотяньшанского типа.

Глубинные разломы южноферганского типа (Туркестанский, Сарыкамышский, Атбашинский, Западноулуатавский и др.), как и северотяньшан-

ского, расположены вдоль крупных прогибов и поднятий. Они также содержат интрузии основного и кислого состава и характеризуются увеличенной мощностью «базальтового» слоя в основании. Однако ограничиваемые ими впадины и поднятия развивались в одном направлении значительно менее длительное время, и через два-три периода неоднократно изменяли знак своего движения. В результате отлагавшиеся в крыльях разломов осадки испытывали не только усилия растяжения, но и сжатия (когда крылья оказывались на одном гипсометрическом уровне). Поэтому складчатость в зонах разломов южноферганского типа довольно интенсивная. В нижних структурных этажах преобладают складки линейные, в верхних — брахиформные, сопряженные с дополнительными разломами, параллельными главным. Здесь же, вдоль наиболее крупных разломов возникли линейные (и узкие) зоны расслаивания, также обязанные своим возникновением периодическим стрессам.

Разломы перечисленных основных подразделений тесно связаны между собой и образуют на территории Казахстана и Средней Азии выдержанные динамические системы. Динамически связаны между собой, например, надвиговые зоны северо-восточного направления и сдвиговые зоны северо-западного направления, сочленяющиеся под прямыми или тупыми углами и образующие так называемые «динамопары» (Суворов, 1961₂). Горизонтальные подвижки по таким спаренным надвигам и сдвигам одинаковы по направлению и амплитуде, так что имеются все основания считать, что они вызваны площадными смещениями обширных блоков, ограниченных этими спаренными разломами.

В Центральном Казахстане намечается несколько динамопар. Так, Спасская зона, представляющая собой зону надвигов со смещением к северо-западу на расстояние до 40—45 км, на северо-востоке заканчивается в зоне Чингизского разлома, в том его крыле, которое также смещено (сдвинуто) к северо-западу и примерно на то же расстояние (порядка 50 км). Аналогичным образом сопряженные Успенская надвиговая и Актаская сдвиговая зоны смещают на 20 км в северо-западном направлении оконтуренный ими с двух сторон крупный блок. Меньшего размера динамопару, по-видимому, составляют Акджальская и Жамшинская зона разломов, причем следов сколь-нибудь значительных горизонтальных движений здесь не установлено (Лукиянов, 1961).

Вероятно, Джунгаро-Балхашскую геосинклиналию область, куда входят три упомянутые динамопары (см. фиг. 1), можно представить состоящей из трех громадных, вложенных друг в друга и разделенных тектоническими поверхностями блоков-пластин, сорванных с основания и смещенных к северо-западу по сдвигам северо-западного и надвигам северо-восточного направления. Амплитуда горизонтального смещения этих блоков уменьшается с переходом во внутренние части геосинклиналию области и совсем затухает в северо-западном Прибалхашье перед зоной Джалаир-Найманского сдвига.

В Средней Азии динамопарами являются разломы Каракульский и Момукский, а также Акбайтальский и Упрангский, установленные работами Н. А. Беляевского, И. Е. Губина и В. А. Николаева. Отсутствие сдвиговых смещений в северо-западной части Таласо-Ферганского разлома, вероятно, должно быть связано с существованием Чаткало-Ферганской динамопары. Ее Чаткало-Пскемская ветвь в виде многочисленных чешуйчатых надвигов как бы «поглощает» 200-километровую амплитуду Таласо-Ферганского сдвига.

Наличие динамопар в Казахстане и Средней Азии подтверждает сделанный А. В. Пейве вывод о том, что «тектонические поверхности ограничивают блоки не только с боков, но и снизу» (1961, стр. 37).

В тесной связи с динамопарами находятся и, по-видимому, обусловлены ими отдельные глубинные сбросы и взбросы субширотного направления. Об этом можно судить по тому, что некоторые впадины и сопровождающие

их разломы с признаками растяжения расположены по южным окраинам сместившихся к северо-западу блоков. Таковы, например, Токраусская впадина Центрального Казахстана и широтные разломы Северного Прибалхашья, возникшие позади Спасско-Чингизской динамопары и составляющие ее структурное замыкание. Такую же роль выполняют Ферганская впадина и южноферганские сбросы и взбросы по отношению к Чаткало-Ферганской динамопаре. Наконец, не случайно расположение многих крупных сбросов и взбросов во внутренних частях основных складчатых областей, тогда как надвиги оказываются приуроченными к переходным зонам между этими областями.

Механизм образования упомянутых структур растяжения кроется, очевидно, в глубинном перераспределении вещества земной коры, в образовании глубинных раздвигов и в проседании вышележащих толщ по системе сбросов и взбросов. Один из таких раздвигов выявлен глубинным сейсмическим зондированием (Казанли и др., 1959) под Токраусской впадиной, где наблюдается резкий ступенчатый пережим «гранитного» слоя. Раздвиг вызван, по-видимому, оттоком материала «гранитного» слоя из-под Токраусской впадины в сторону Успенской и Спасской надвиговых зон (см. фиг. 16).

Приуроченность перечисленных динамопар и замыкающих их структур к различным по возрасту образованиям — палеозойским, мезозойским и кайнозойским — говорит о том, что динамическое единство разломов установленных разновидностей существовало в самых различных геотектонических элементах и, вероятно, на протяжении многих (не только последних) периодов формирования и развития земной коры. О том, что системы разломов возникли в процессе долгого исторического развития крупнейших тектонических элементов земной коры, свидетельствуют также данные о их площадном распространении, которое далеко не беспорядочно, как это может показаться на первый взгляд.

На севере и западе Казахстана, как отмечал и А. В. Пейве (1956_{1,2}), наиболее значительные разломы (сдвиги, сбросы и взбросы) простираются в трех направлениях — меридиональном (Улутау, Атасу), северо-западном (Акканбурлукский, Кирейский) и северо-восточном (Ангренсорский и др.). В Центральном Казахстане, особенно в Прибалхашье, главным направлением является северо-западное, которому подчинены все крупные сдвиговые разломы — Жамшинский, Актасский, Аягуз-Ащисуйский, Чингизский; лишь местами и в слабой форме здесь представлены широтные разломы типа сбросов и взбросов.

Область Северного и Западного Казахстана, сложенная наиболее древними формациями и отличающаяся проявлением разломов трех направлений, известна как область каледонской складчатости (Богданов, 1959; Шлыгин, 1959 и др.). В конце ордовика здесь возникли поднятия, на которых в силуре накопились маломощные (1500 м) пестроцветные осадки типа моласс, местами эффузивы, в общем характеризующие заключительные этапы развития геосинклинали. Соответствующий геосинклиналичному этапу нижний структурный ярус составляют антиклинории и синклинории пород нижнего палеозоя и допалеозоя. Постгеосинклиналиный верхний ярус слагают отложения среднего и верхнего палеозоя, имеющие прерывистое распространение, относительно сокращенные мощности, германотипные дислокации, формации орогенного ряда.

Прибалхашье и смежные районы с одной системой разломов в отличие от каледонид Северного и Западного Казахстана принадлежат к области герцинской складчатости. С силура здесь начинаются интенсивные прогибания, в результате которых накапливается мощная (до 10 км) толща зеленоцветных песчано-сланцевых отложений с линзами известняков и потоками эффузивных пород. Области герцинской складчатости свойственно развитие по всему разрезу палеозоя типичных геосинклиналильных формаций, мощ-

ный верхне-палеозойский интрузивный и эффузивный магматизм, единство структурного плана на различных глубинных срезах палеозойских толщ и т. д.

Глубинные разломы каледонид и герцинид Казахстана сыграли, как известно, важную роль в накоплении и размещении формаций, в магматизме и металлогении, в образовании всевозможных складчатых и разрывных структур. Они являются, таким образом, исторически неотъемлемыми элементами данных областей Казахстана и как бы составляют их структурный остов.

Промежуточная зона между каледонидами и герцинидами Казахстана обладает своим, особым комплексом разломов. Преобладающими региональными нарушениями здесь являются надвиговые зоны и зоны смятия — Спасская, Успенская и, вероятно, некоторые другие, простирающиеся в северо-восточном и восток-северо-восточном направлениях (фиг. 30).

Ширина промежуточной зоны достигает 200 км. В ней развиты переходные от нижнего к верхнему структурному ярусу морские терригенные толщи силура мощностью до 3—4 км и континентальные терригенно-вулканогенные образования нижнего и среднего девона. Появляются протяженные полосы пестроцветных терригенно-осадочных и карбонатных отложений верхнего девона — нижнего карбона, в отдельных участках перекрытых верхнепалеозойскими эффузивами.

В восточной и юго-восточной частях Сарысу-Тенизского водораздела, по А. Е. Михайлову и В. Г. Тихомирову, силурийские толщи отделены от нижнего палеозоя перерывом и азимутальным несогласием, но имеют с ними близкий облик пород, а ориентировка складок та же, что и у складок в нижнем палеозое. Породы нижнего и среднего девона, также отделенные от силурийских перерывом и угловым несогласием, переработаны позднейшими движениями по расколам и образуют единый план с герцинскими (в смысле возраста) структурами. Однако изменение мощностей и размещение развитых в них фаций отражают ориентировку подстилающих их древних толщ.

Складчатые дислокации пород девона и карбона переходной зоны носят вместе с тем двоякий характер. В одних случаях это — линейные сильно смятые образования, морфологически мало отличающиеся от складок нижележащих толщ (Успенский прогиб), в других — это более простые германотипные структуры, пологие мульды, наложенные на силурийско-нижепалеозойский складчатый фундамент (Кайракты, Бугалы). Интрузивная деятельность относится по возрасту к карбону; ее продукты — ранне- и среднегерцинские гранитоиды.

Промежуточная каледонско-герцинская зона Казахстана, выделяемая по присутствию глубинных надвигов и другим признакам, пространственно довольно близка к девонскому вулканическому поясу А.А. Богданова (1959), которым он разделяет каледониды и герциниды Казахстана. Участками она совпадает с вулканическим поясом, но в общем отстоит от него несколько к юго-востоку. Вероятно, это — разные образования. Девонский вулканический пояс может быть интерпретирован как пояс вулканогенных разломов фазы растяжения земной коры в связи с воздыманием каледонской массы на северо-западе Казахстана и погружением области герцинид на юго-востоке, тогда как надвиговая зона характеризует собой этап напряженных стрессов между каледонидами и герцинидами, возникших в фазы наиболее значительных смещений герцинских структур к северо-западу.

В целом девонский вулканический пояс и надвиговая зона определяют место постепенного перехода от каледонской складчатой области к герцинской складчатой области и как бы иллюстрируют последовательную миграцию геосинклинальных условий в Казахстане из одной области в другую, с северо-запада на юго-восток.

Расположение разломов в связи с областями каледонской и герцинской

складчатости на территории Средней Азии носит точно такой же характер, как и в Казахстане.

В области каледонид Северного Тянь-Шаня, являющихся непосредственным продолжением казахстанских каледонид, преобладают глубинные разломы трех направлений — северо-западного, северо-восточного и почти широтного. Как в Казахстане, геосинклинальное развитие здесь закончилось к верхнему ордовики — силуру, после чего началось образование вторичных впадин с германотипной тектоникой.

В герцинидах Тянь-Шаня (Туркестан, Алай, левобережье Нарына) мы видим разломы преимущественно одного, реже двух направлений. В противоположность Северному Тянь-Шаню в силуру и позднее здесь происходили повсеместные обширные прогибания и накопление мощных геосинклинальных формаций, а напряженная складчатость и магматизм развивались преимущественно в верхнем палеозое.

Как и в Казахстане, между каледонидами и герцинидами Тянь-Шаня выделяется широкая и протяженная промежуточная зона, намеченная работами В. И. Попова (1938) и Е. И. Зубцова (1956₃) под названием соответственно «срединной зоны» и «Среднего Тянь-Шаня». Она характеризуется переходными чертами от каледонид к герцинидам и присутствием в ней в качестве важнейших нарушений крупных надвигов.

В раннем палеозое и в первую половину среднего палеозоя переходная зона, по Е. И. Зубцову, развивалась в одинаковых с Северным Тянь-Шанем геотектонических условиях. Во второй половине среднего палеозоя она отделилась от Северного Тянь-Шаня, была вовлечена в процесс погружения и в нижнем карбоне стала местом накопления мощных карбонатных и терригенно-карбонатных отложений, отличаясь в то же время от герцинской Фергано-Кокшальской зоны, где в нижнем карбоне усилились восходящие движения.

Образование надвигов в породах переходной каледонско-герцинской зоны Тянь-Шаня должно быть связано, как и в Казахстане, с горизонтальным смещением области герцинской складчатости на область каледонской складчатости.

По всей вероятности, аналогичные (каледонско-герцинские и герцинско-альпийские) переходные зоны с развитием надвигов существовали и в области памиро-алайского сближения; об этом можно судить, в частности, по истории палеозойского развития Гиссара и по наличию больших надвигов вдоль северного края Таджикско-Памирской складчатой области, по которым породы мезокайнозоя далеко надвинуты на герцинский Южный Тянь-Шань.

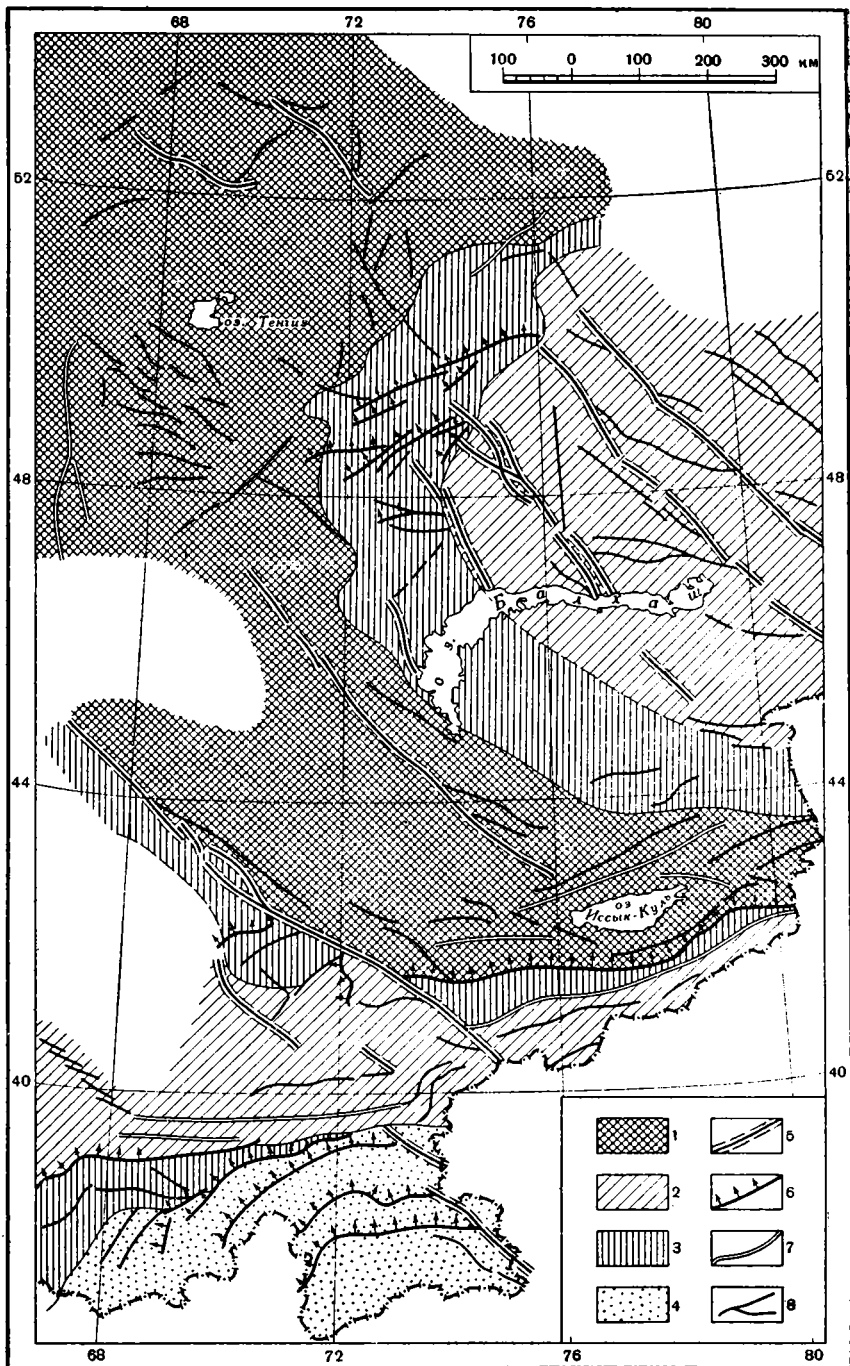
Резюмируя сказанное о пространственном расположении разломов Казахстана и Средней Азии, необходимо отметить следующее:

1. Вертикальные глубинные разломы типа сдвигов распространены наиболее широко и встречаются как в областях каледонской, герцинской и альпийской складчатостей, так и в переходных между ними зонах.

2. Вертикальные или почти вертикальные глубинные разломы типа сбросов и взбросов пространственно тяготеют к внутренним частям складчатых областей, будучи приурочены либо к обширным поднятиям (Северный Тянь-Шань) либо к структурам растяжения позади спаренных сдвиго-надвиговых нарушений (Прибалхашье, Южная Фергана). В более древних образованиях наблюдается наибольшее число направлений этих разломов.

3. Наклонные региональные разломы типа глубинных надвигов и надвигов покрова обычно принадлежат переходным зонам между каледонидами, герцинидами и альпидами. Они возникают в результате динамического взаимодействия последних в условиях преобладающего бокового сжатия.

4. Сдвиговые и надвиговые зоны — наиболее тесно связанные между собой динамические системы и в областях перекрестного строения могут служить индикаторами друг друга. При наличии крупных надвигов можно пред-



Фиг. 30. Схема расположения главнейших структурных элементов Казахстана и Средней Азии.

1 — область каледонской складчатости; 2 — область герцинской складчатости; 3 — переходные каледонско-герцинские зоны; 4 — область альпийской складчатости; 5 — сдвиговые зоны; 6 — надвиговые, местами сдвиго-надвиговые зоны; 7 — зоны разломов с преимущественно вертикальными движениями крыльев; 8 — региональные, неподразделенные разломы

полагать существование сдвигов и, наоборот, по сдвигам предполагать существование надвигов. Можно думать, например, что сдвиговые нарушения северо-западного простирания в Кокчетавском районе Казахстана далее к северо-западу, на окраине каледонид, сменяются надвигами северо-восточного простирания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные в настоящей работе фактические данные о многих крупных разломах Казахстана и Средней Азии свидетельствуют о том, что формы проявления разломов на дневной поверхности весьма разнообразны.

Главным фактором, определяющим многообразие проявлений крупных разломов, является их различная глубинность. Одни из этих нарушений имеют глубокое заложение, рассекают земную кору и, вероятно, уходят в мантию Земли. Другие, такой же или несколько меньшей протяженности, на глубине не выходят за пределы «базальтового» или «гранитного» слоя. Наконец третьи захватывают лишь верхнюю осадочную оболочку Земли, или являются отражением существующих в земной коре поверхностных тектонических напряжений. Характер этих разломов весьма неодинаков.

Наравне с фактором различной глубинности на общий облик разломов большое влияние оказывает направленность движений по ним, и это понятно, поскольку именно характером движений определяется как структурный рисунок сочленяющихся по разломам тектонических элементов, так и их вещественный состав и, соответственно, та глубина, на которую разломы проникают в земную кору. Совершенно ясно, например, что наибольших глубин достигают разломы типа сдвигов и сбросов, тогда как надвиговые зоны с глубиной должны выполаживаться.

Изменяются представления о крупнейших блоках и глыбовом строении земной коры. Учитывая разный характер разломов, ограничивающих обширные сегменты земной коры рассматриваемой территории, эти последние уже нельзя считать функцией одних вертикальных движений, а их развитие понимать как своеобразную игру клавишей. В трехмерном изображении блоки и глыбы рисуются теперь как сложные асимметричные образования, по форме напоминающие скорее гигантские чешуи и линзы, многократно, в зависимости от гетерогенности состава, расслоенные тектоническими поверхностями в вертикальном, горизонтальном и наклонном направлениях. Развитие их должно быть связано как с вертикальными, так и, главным образом, с горизонтальными перемещениями, которые являются «следствием гравитационно-инерционных сил планеты» (Пейве, 1961, стр. 41).

Каждая из таких крупных чешуй формируется чрезвычайно длительное время и в пределах рассмотренной территории находит свое выражение либо в виде каледонид — приподнятых древнейших масс пород, в плане дугообразно искривленных и разбитых разломами в нескольких направлениях, либо в виде герцинид — складчато-глыбовых областей более позднего возраста, с развитием меньшего числа систем крупных разломов и с общим надвиганием масс пород на каледониды, либо в виде еще более молодой, альпийской области складчатости с новыми геологическими особенностями, но принципиально с тем же механизмом образования.

Существование широких переходных зон между основными складчатыми и складчато-глыбовыми областями Казахстана и Средней Азии свидетельствует о поступательном, вернее — прерывисто-поступательном (от разлома к разлому в рамках этих зон) характере движения тектонических чешуй относительно друг друга и о сложном сцеплении их между собой. Известные в Казахстане и Средней Азии явления возрастной миграции формаций, структур и магматизма, связанные с разрастанием древних ядер, происходят обычно в обратных по отношению к перемещениям тектонических чешуй направ-

лениях. Таким образом, процесс постепенного разрастания ядер сопровождается явлениями их механического обрастания участками земной коры, смещенными по сдвигам и надвигам.

ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е й Г. Д. Глубинные разломы Земли.— В кн.: «Жизнь Земли», № 1. М., Изд-во МГУ, 1961.
- А л е к с а н д р о в а М. И., Б о р с у к Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бет-Пак-Дала. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Б а р а т о в Р. Б., З а х а р о в С. А. К вопросу о взаимоотношении Памира и Южного Тянь-Шаня.— Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, 1956, № 14.
- Б е л я е в с к и й Н. А. К геологии Кара-Корума.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Б е л я е в с к и й Н. А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Б е с п а л о в В. Ф. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали.— Сов. геол., 1956, сб. 52.
- Б о г д а н о в А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела.— В кн.: «Тектоника СССР», т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Б о г д а н о в А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1954, сб. 41.
- Б о г д а н о в А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Б о г д а н о в А. А., Ч е т в е р и к о в а Н. П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Б о г д а н о в А. А. и др. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Сов. геол., 1955, сб. 48.
- Б о р н е м а н Б. А., О в ч и н н и к о в С. К. Геология Заалайского хребта.— Труды Тадж.-Памир. экспед. АН СССР 1934 г., 1936, вып. 65.
- Б о р о в и к о в Л. И., Б о р с у к Б. И. Казахстанская складчатая область.— В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Б о р у к а е в Р. А. История тектонического развития Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан).— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1961, вып. 3 (44.)
- Б у л ы н н и к о в а А. А. Тектоническое строение Карагандинского бассейна.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1959, 99, вып. 2.
- Б у р т м а н В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- В а р е н ц о в М. И., Д и т м а р В. И. Тектоническое районирование Тенгизской впадины.— Докл. АН СССР, 1960, 134, № 4.
- В а с и л ь к о в с к и й Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1952.
- В в е д е н с к а я Н. А., Ф о г е л ь А. А. О карте эпицентров Северного Тянь-Шаня.— Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, 1957, № 3.
- В о н г а з Л. Б. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геол., 1958, № 5.
- Г а м б у р ц е в Г. А., В е й ц м а н П. С., Т у л и н а Ю. В. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 1.
- Г а м б у р ц е в Г. А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане.— Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, 1957, № 3.
- Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, вып. 41.
- Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание. М.—Л., Госгеолиздат, 1941.
- Г з о в с к и й М. В. и др. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 12.
- Г о р я ч е в А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Г р и г о р ь е в А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Г у б и н И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М., Госгеолиздат, 1940.
- Г у б и н И. Е. Геологическая карта Вахшского гребня и хребта Сурхку.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943₁, № 2.
- Г у б и н И. Е. О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943₂, № 2.
- Г у б и н И. Е. Памир и сопредельные страны.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943₃, № 2.

- Губин И. Е. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане.— Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1947, вып. 1.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Зайцев Ю. А. Мелкие складки в девонских и каменноугольных отложениях западной части Центрального Казахстана.— Сов. геол. 1957₁, сб. 61.
- Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957₂, 32, вып. 1.
- Захаров С. А. О широтных сдвигах в южных предгорьях Гиссарского хребта.— Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1948, вып. 5.
- Зубцов Е. И. К условиям формирования Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956₁, вып. 10.
- Зубцов Е. И. О важнейших разломах Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР. 1956₂, 111, № 3.
- Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы.— Информ. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956₃, № 4.
- Иванов В. Н. Мезозойская история формирования Явано-Каратегинского поднятия и Вахшского разлома.— В кн.: «Геология Средней Азии», Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Казанли Д. Н., Попов А. А., Антоненко А. Н. Глубинное сейсмическое зондирование в Центральном Казахстане.— Вестн. АН КазССР, 1959, № 4.
- Казимиров Д. А. Об альпийских движениях и мезо-кайнозойских отложениях осевой части Туркестанского хребта.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1954, № 1.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1934, 2, № 6.
- Кассин Н. Г. и др. см. Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. М.—Л., Госгеолгиздат, 1941.
- Кнауф В. И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня.— Труды Упр. геол. и охр. недр при Сов. министров Кирг. ССР, ст. 2, 1962.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бет-Пак-Дала, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Королев В. Г. Об унаследованном характере некоторых мезокайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня.— Труды Ин-та геол. АН Кирг.ССР, 1956, вып. 7.
- Королев В. Г., Туровский С. Д. Некоторые закономерности размещения полиметаллического оруденения в Северном Тянь-Шане.— В кн.: «Труды юбилейной научной сессии АН Кирг.ССР». Фрунзе, 1958.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 10.
- Костлицев А. А. Основные черты тектоники западной части Карагандинского бассейна, задачи и методы дальнейшего изучения.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1959, 99, вып. 2.
- Кочуров В. Б. Тектоника и металлогения северо-восточной части Центрального Казахстана.— В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 108, геол. серия (№ 36).
- Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем-Тянь-Шанем.— Уч. зап., Тадж. ун-та, 1955, 6, Труды фак-та естеств. наук, вып. 1.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза.— Уч. зап. Тадж. ун-та, 1956, 12, Труды фак-та естеств. наук, вып. 2.
- Кущев Г. Л. Основные итоги геологического изучения Карагандинского бассейна за 25 лет.— В кн.: «Основные итоги геологического изучения Карагандинского бассейна за 25 лет». Юбилейный сборник. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР, 1956.
- Ласовский А. Г. К вопросу о важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— В кн.: «Сборник материалов 3-й научно-техн. конф. Фрунз. политехн. ин-та», Фрунзе, 1958.
- Лисицына Н. А. Условия образования верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, вып. 2.
- Лукьянов А. В. Структура Аксоран-Акжалской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
- Мазарович О. А. 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 МОИП, 1953.
- Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карскапского синклинария.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана.— В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Маркова Н. Г. О возрасте и положении в структуре интрузий Бет-Пак-Далы.— Сов. геол., 1956, сб. 51.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
- Марковский А. П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая.— В кн.: «Труды Таджикской комплексной экспедиции АН СССР 1932 г.», вып. 2. М.—Л., 1934.

- Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: «Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР». М.-Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Мартышев В. Р. Стратиграфия среднепалеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 10.
- Медведев В. Я. Стратиграфия и тектоника докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Северного Тянь-Шаня. Автореф. дисс. М., 1961.
- Медоев Г. Ц. Геологическое строение южной окраины Карагандинского бассейна.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1939, вып. 8.
- Миллер Е. Е. Нижний кембрий северо-востока и востока Центрального Казахстана.— В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1950.
- Михайлов А. Е. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1959, № 12.
- Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане.— Сов. геол., 1958, № 7.
- Наливкин Д. В. Очерк по геологии Туркестана. Ташкент, Туркпечать, 1926.
- Наливкин Д. В. Тектоника Памира.— В кн.: «Труды XVII сессии Межд. геол. конгресса», т. 2. М., ОНТИ, 1939.
- Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. М., Углетехиздат, 1959.
- Немков Г. И. К вопросу о пересечении каледонской складчатости герцинской в Центральном Казахстане на примере строения Арганатинского антиклинория.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1953, 28, вып. 2.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Зап. Всер. мин. об-ва, 1933, 62, вып. 2.
- Николаев В. А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза.— В кн.: «Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- Николаев В. А. см.: Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1954.
- Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома хребта Каратау).— Сов. геол., 1949, № 7.
- Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1946, № 11.
- Огнев В. Н. Баубаш-Атинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов. Геол. Узб.ССР, т. 1, 1937.
- Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- Огнев В. Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Фрунзе, Изд-во Кирг. фил. АН СССР, 1946.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В кн.: «Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Ташкент, 1959.
- Пейве А. В. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргаций.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Межд. геол. конгресс. 21-я сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Помазков К. Д. О роли тектонических структур в размещении герцинских интрузий Северного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1958, 122, № 5.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзбССР, 1938.
- Резвой Д. П. К истории вопроса о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром.— Уч. зап. Львов. ун-та, 1955, т. 35, серия геол., вып. 8.
- Резвой Д. П. К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 4.
- Резвой Д. П. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы, т. 1. Изд-во Львов. ун-та, 1959.

- Ренгартен П. А. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья.— Сов. геол., 1958, № 4.
- Русаков М. П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи.— Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1930, 49, № 2.
- Русаков М. П., Ваганов М. И., Яговкин И. С. Успенско-Спасский район в северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 236.
- Рыбин А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим работам.— Узб. геол. журнал, 1959, № 5.
- Рыжков О. А. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое.— Труды Ин-та геол. АН УзбССР, 1951, вып. 6.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— В кн.: «Тектоника СССР», т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Синицын Н. М. О региональных структурах, контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение Южной Ферганы.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 3.
- Синицын Н. М. Материалы к изучению геологии силура Южной Ферганы.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1955, № 189, серия геол. наук, вып. 6.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 212, серия геол. и геогр., вып. 2.
- Синицын Н. М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира).— Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1959, № 268, серия геол. наук, вып. 10.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Смирнов В. И., Козеренко В. Н. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением.— Сов. геол., 1940, № 11.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 158, геол. серия (№ 68).
- Суворов А. И. Некоторые признаки подземных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Суворов А. И. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Суворов А. И. Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4.
- Суворов А. И. К характеристике Актасской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Уломов В. И. Некоторые особенности строения земной коры Средней Азии по записям мощного взрыва.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 1.
- Федорович Б. А., Шумов В. В., Прокопенко Н. М. Молодые эффузии оливиновых базальтов в Чу-Иссык-Кульском районе.— Труды СОПС СССР, Киргиз. серия, 1933, вып. 2.
- Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана.— Труды Тадж.-Памир. компл. экспед. АН СССР, 1932 г., 1934, вып. 4.
- Шлыгин Е. Д. Краткий курс геологии СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Мирошниченко Л. А. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 1 (46).
- Яговкин И. С. Геологические исследования Успенского района Казахской АССР.— Труды Глав. геол.-развед. упр., 1932, вып. 42.
- Яковлев Д. И. Бет-Пак-Дала.— В кн.: «Геология СССР», т. 20. Восточный Казахстан, ч. I. Геологическое описание. М.-Л., Госгеолиздат, 1941.
- Якубов Д. Х. и Борисов О. М. Каратау-Памирский глубинный разлом.— Узб. геол. журн., 1962, № 4.
- Kleibelsberg R. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, 1922.

В. Г. ТРИФОНОВ

**ГРАБЕНООБРАЗНЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ
И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ**

К настоящему времени накопился значительный материал по морфологии и истории развития структур геосинклинальных областей, позволяющий в ряде случаев ставить вопрос о характере тектонических напряжений, вызывающих образование геосинклинальных структур, прежде всего длительно развивавшихся прогибов и поднятий.

В настоящей статье предпринята попытка решить этот вопрос на примере грабенообразных верхнепалеозойских структур Северного Прибалхашья, которые автор изучал с 1959 г. По данным морфологии и истории развития таких структур можно было установить, что их длительное проседание, вероятно, происходило в результате горизонтального растяжения. Последнее в свою очередь было обусловлено единой для всего Северного Прибалхашья системой горизонтальных напряжений.

Проседание грабенообразных структур вызывало вторичные горизонтальные и вертикальные напряжения и образование более мелких тектонических форм. С напряжениями, вызывавшими проседание грабенообразных структур, связаны и проявления вулканической деятельности. Многообразие возникших таким образом тектонических форм и вулканических проявлений в значительной мере обусловило сложность строения Северного Прибалхашья.

**КРАТКИЙ ОЧЕРК ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР
СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ**

На территории Северного Прибалхашья выделяются впадины, сложенные верхнепалеозойскими (C_1v — P_1) толщами, и поднятие, где эти толщи развиты лишь в немногих наиболее опущенных участках¹ (фиг. 1. См. приложение в конверте). Впадины и поднятие осложнены разломами, складками и мелкими разрывами, присутствие которых дает возможность рассматривать впадины как синклинии (Северо-Балхашский и Токрау), а поднятие— как антиклинорий (Балхашский).

В. М. Сергиевский впервые выделил на территории синклиниев каменноугольные вулканогенные отложения (Русаков, Сергиевский, 1941). В 50-х годах они были подразделены на свиты, имеющие возраст от визейского до верхнекаменноугольного (Беспалов, 1956). Позднее среди вулканогенных пород были установлены пермские отложения (Беспалов, 1960). На территории Балхашского антиклинория В. А. Вахрамеев (1940) впервые устано-

¹ Большая часть поднятия сложена образованиями докембрия (?), ордовика, готландия, нижнего и среднего девона. Местами здесь развиты также фаменские и турнейские отложения.

вил присутствие верхнепалеозойских (нижне-и среднекаменноугольных осадочных образований). В последние годы В. Я. Кошкин (1962) убедительно доказал одновозрастность верхнепалеозойских отложений Балхашского антиклинория и соседних с ним синклинориев.

Таким образом, верхнепалеозойские отложения Балхашского антиклинория и синклинориев Северо-Балхашского и Токрау одновозрастны. В синклинориях они являются вулканогенными и прорваны большим количеством верхнепалеозойских гранитоидных интрузий, а в пределах антиклинория представлены терригенными, реже туфогенными породами, причем рвущие их верхнепалеозойские гранитоиды здесь немногочисленны.

Наиболее полные разрезы верхнепалеозойских отложений Северного Прибалхашья развиты в Саякской синклинали (в центральной части Балхашского антиклинория) и в расположенной в 20 км севернее Калмакэмельской синклинали (в южной части Северо-Балхашского синклинория). Здесь снизу вверх выделяются следующие свиты:

1. Кемельбекская свита ($C_1v_{1-2}kmb$) — с небольшим размывом залегает на турнейских отложениях. На южном борту Калмакэмельской синклинали в ее составе развиты песчаники, глинистые и кремнисто-железистые, реже углистые сланцы; наблюдаются также прослой конгломератов, андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Мощность их не более 200 м.

В Саякской синклинали (только в северной ее части) развиты песчаники глинистые, реже углистые сланцы. Мощность их измеряется десятками метров.

2. Каркаралинская свита ($C_1v_2-n? krk$) — залегает согласно на породах кемельбекской свиты. На южном борту Калмакэмельской синклинали каркаралинская свита представлена андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, их туфами, граувакковыми песчаниками с прослоями конгломератов, глинистых, кремнистых и кремнисто-железистых сланцев. Мощность их измеряется сотнями метров.

В Саякской синклинали свита представлена граувакковыми песчаниками, редко гравелитами и конгломератами, мощностью 100—350 м.

3. Калмакэмельская свита (C_1n-C_2kln) — залегает с размывом на более древних толщах до турнейских отложений включительно. В Калмакэмельской синклинали свита четко делится на нижнюю часть, сложенную андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, реже их туфами, и верхнюю часть, сложенную туфовыми, реже лавовыми образованиями дацитового состава (местами наблюдаются отклонения в сторону более основных, более кислых или более богатых калием разностей). Андезитовые порфириты в верхней части свиты имеют второстепенное значение. В основании свиты местами залегают конгломераты с галькой андезитовых порфиритов и гранитоидов. Мощность свиты 1500—2300 м.

В Саякской синклинали развиты граувакковые песчаники, содержащие в нижней части свиты прослой конгломератов с галькой андезитовых порфиритов, гранитоидов, местами яшм, а в верхней части свиты прослой туфов (главным образом, дацитового состава). Мощность свиты 450—750 м.

4. Керегетасская свита ($C_{2-3} krt$) — залегает на породах калмакэмельской свиты местами согласно, местами с небольшим размывом. В Калмакэмельской синклинали свита делится на нижнюю толщу, сложенную терригенными породами (песчаниками и конгломератами с галькой нижележащих пород) и туфами преимущественно дацитового состава, и верхнюю толщу, сложенную туфами, спекшимися туфами, реже лавами дацитового и трахидацитового, а в верхней части липаритового и дацитового состава. В нижней толще выделяются линзы андезитового порфирита. Мощность 800—1400 м.

В Саякской синклинали свита также делится на две толщи: в составе нижней преобладают песчаники, местами с конгломератами в основании, в верхней наряду с ними много витрокристаллокластических туфов, местами известняков. Мощность 500—1500 м.

5. Архарлинская свита (C_3 — P_1 ? atch) — в Саякской и Қалмақэмельской синклиналих согласно залегает на породах керегетасской свиты. К архарлинской свите предположительно отнесены грубообломочные липаритовые туфы центральной части Қалмақэмельской синклинали. Их мощность не превышает нескольких десятков метров. В других частях Северо-Балхашского синклинория архарлинская свита представлена более полно и сложена кислыми вулканогенными, реже осадочными породами.

В Саякской синклинали архарлинская свита сложена песчаниками с пластами и прослоями конгломератов, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев. Мощность ее в наиболее прогнутых частях синклинали достигает 1600 м.

Описанные разрезы показывают существенное различие между вулканогенными верхнепалеозойскими отложениями синклинориев и преимущественно осадочными верхнепалеозойскими отложениями антиклинория.

Наиболее полное обоснование возраста выделенных свит приводит В. Я. Кошкин (1962). Работы автора в основном подтвердили его выводы и в то же время позволили уточнить возраст керегетасской свиты, ранее считавшийся среднекаменноугольным. Мощность верхнепалеозойских отложений в Саякской синклинали достигает 3 км, в Қалмақэмельской — даже 4 км. Обе синклинали являются тектоническими формами, осложняющими крупные структуры, поэтому замеренные в них мощности верхнепалеозойских отложений не характерны для соседних территорий. В других частях синклинориев мощность верхнепалеозойских отложений обычно не превышает 2 км, в других частях антиклинория — 1 км, причем на большей части антиклинория верхнепалеозойские отложения вообще отсутствуют.

Залегающие ниже описанных образований фаменские и турнейские отложения на территории Балхашского антиклинория и в соседних с ним частях синклинориев различны. На территории антиклинория развиты терригенные образования с небольшим количеством туфового материала; мощность их не превышает 1 км. На бортах синклинориев нижнетурнейские отложения становятся в большей мере вулканогенными¹; при этом возрастает их мощность, благодаря чему общая мощность фаменско-турнейских отложений достигает здесь 2 км.

Для отложений нижней половины девонской системы (жединского, кобленцкого и эйфельского ярусов), развитых в пределах Балхашского антиклинория², установлены три типа разрезов с разными мощностями отложений. Границы распространения разрезов разного типа не совпадают с современными контурами антиклинория и соседних синклинориев. Следовательно, последние заложились позднее. Вместе с тем, как уже было показано, границы фаций как фаменско-турнейских, так и более молодых верхнепалеозойских отложений соответствуют современным контурам антиклинория и синклинориев. Таким образом, развитие синклинориев и антиклинория началось с фаменского или турнейского века, когда обособились впадины Северо-Балхашская и Токрау, преобразовавшиеся в дальнейшем в синклинории, и Балхашское поднятие, преобразовавшееся в антиклинорий.

Среди структур, осложняющих как Балхашский антиклинорий, так и соседние синклинории, выделяются крупные разломы: Ащизекский, Восточно-Балхашский, Қалмақэмельский³. Кроме крупных разломов, в Северном Прибалхашье существует много разрывов, небольших по протяженности и амплитуде смещения. Они развиты и на антиклинории и в синклинориях,

¹ Различия в разрезах турнейских отложений Северного Прибалхашья были впервые отмечены В. А. Вахрамеевым (1945). Он же установил, что вулканогенные турнейские образования приурочены к синклинориям.

² Отложения живетского и франского ярусов на территории Балхашского антиклинория развиты не повсеместно и имеют очень небольшую мощность.

³ Возможно, к этому типу структур принадлежит и Актасский сдвиг, выделенный А. И. Суворовым (1962).

но большая часть их приурочена к выходам верхнепалеозойских отложений. Большинство этих разрывов, вероятно, образовалось в конце палеозоя.

Другим типом структур, осложняющих Балхашский антиклинорий и соседние с ним синклиории, являются депрессионные структуры, выполненные верхнепалеозойскими отложениями, и подчиненные им тектонические формы. Среди депрессионных структур могут быть выделены два класса: нелинейные синклинали типа Саякской (коробчатые синклинали) и линейные зоны типа Тастынской, с одной или двух сторон ограниченные разрывами (линейные грабенообразные зоны).

КОРОБЧАТЫЕ СИНКЛИНАЛИ

Среди тектонических форм Северного Прибалхашья важное место занимают нелинейные, угловатые в плане синклинали, сложенные в центральных частях верхнепалеозойскими толщами. Такие синклинали известны и на территории Балхашского антиклинория (Саякская, Моинсуйская, Краснооктябрьская) и в пределах соседних синклиориев (Калмакэмельская, Кусакская). Среди них Саякская синклинали — наиболее крупная и сложно построенная. Она полнее других отражает черты строения и развития этого типа структур.

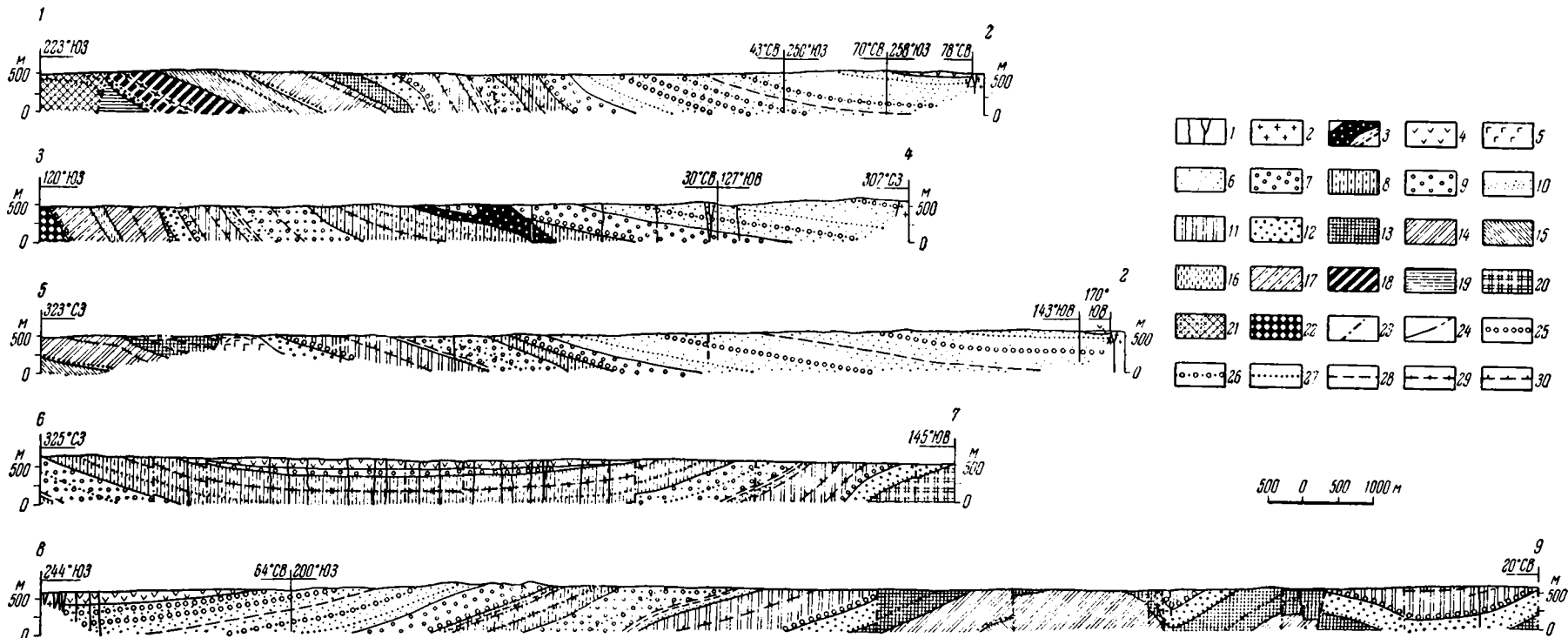
Саякская синклинали

Современная морфология¹. Саякская синклинали находится в средней части Балхашского антиклинория (фиг. 1). Она несколько удлинена в широтном направлении: ее протяженность с севера на юг около 40 км, а с запада на восток более 60 км. Синклинали сложена девонскими и каменноугольными толщами. Она ограничена с юга выходами докембрийских (?) образований, с юго-запада, запада и севера — выходами отложений готландия (фиг. 2). Последние на юго-западном борту синклинали отделены от девонских и каменноугольных отложений крупным прямолинейным Ащиевским разломом. Девонские и силурийские отложения, ограничивающие Саякскую синклинали с севера, образуют антиклинальную складку восток-юго-восточного простирания, рассеченную крупным широтным Тюлькулинским разломом. На северном крыле разлома в замке антиклинории развиты силурийские отложения, на южном крыле — девонские. На всем изученном протяжении антиклиналь характеризуется резкими переходами от крутых крыльев к широкому сравнительно плоскому своду, что придает ей коробчатую форму. При этом к северу от Тюлькулинского разлома широкий свод антиклинории осложнен небольшими простыми складками.

Борта Саякской синклинали резко различаются по морфологии. На юго-западном борту в 7 км юго-восточнее р. Ащиевек (фиг. 2 и 3, разрез 1—2) углы падения слоев изменяются от пологих (20—30°) в периферической части борта до крутых (45—60°) в его средней части и снова пологих (25°, затем 15—20°) ближе к центру синклинали. Выполаживание углов падения слоев от 50 до 25° происходит без разрыва сплошности пород, но на протяжении всего нескольких сотен метров. Таким образом, борт синклинали в этой части является наклонной флексурой. Последняя продолжается как на северо-запад, так и на юго-восток от описанного участка и переходит на южный борт синклинали. Если на ее юго-западном борту и в западной части ее южного борта угол падения слоев на смыкающем крыле флексуры достигает 60—70°, то восточнее он уменьшается до 40—60°.

В северо-западной части флексуры, на правобережье р. Ащиевек, смыкающее крыло сложено нижнедевонскими толщами. В отмеченном выше пере-

¹ Морфология Саякской синклинали была описана нами ранее (Трифонов, 1963). Поэтому здесь она изложена кратко.



Фиг. 3. Геологические разрезы через Саякскую синклираль (местоположение разрезов указано цифрами на фиг. 2).

1 — постгранитные дайки; 2 — граниты; 3 — пластовые и секущие тела диорит-порфирита; 4 — верхнекаменноугольные (—нижнепермские?) порфириты и их туфы; 5 — диориты; 6—7 — отложения архарлинской свиты: 6 — верхняя толща — песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые сланцы; 7 — нижняя толща — песчаники и конгломераты; 8—10 — отложения керегетасской свиты: 8 — верхняя толща — песчаники, известняки, туфы; 9 — нижняя толща — песчаники с туфом в основании; 10 — базальные песчаники и конгломераты; 11 — [отложения] калмакэмельской свиты: песчаники, туфы, конгломераты; 12 — терригенные отложения каркаралинской, а на северном борту также кемельбекской свиты; 13 — турнейские терригенные, реже туфогенные отложения; 14 — фаменские (в верхней части турнейские) песчаники и туфы; 15 — эйфельские, живетские и франские отложения; 16 — живетские и франские отложения южного борта; 17 — (кобленцские ?) эйфельские отложения южного борта; 18 — кобленцские отложения; 19 — жединские отложения; 20 — отложения девона и готландия нерасчлененные; 21 — отложения готландия; 22 — докембрийские (?) образования; 23 — разрывы; 24 — границы толщ; 25 — 30 — пласты: 25 — конгломерата, 26 — гравелита, 27 — песчаника, 28 — алевролита и глинистого сланца, 29 — известняка, 30 — туфа

сечении юго-западного борта (в 7 км юго-восточнее р. Ащиозек) в смыкающемся крыле флексуры залегают пласты калмакэмельской, керегетасской свиты и нижней части архарлинской свиты. Далее к юго-западу в смыкающемся крыле флексуры последовательно залегают все более древние толщи, так что в западной части южного борта оно сложено девонскими и турнейскими толщами и образованиями каркаралинской, калмакэмельской и нижней части керегетасской свиты (фиг. 3, разрез 3—4). Следовательно, шарниры флексуры юго-западного и южного борта синклинали не являются строго горизонтальными: они образуют пологий изгиб, наиболее погруженная часть которого расположена на левобережье р. Ащиозек (на участке флексуры протяженностью 15 км).

Северо-западный и восточный борта Саякской синклинали имеют небольшую протяженность и образуют пологие моноклинали, нарушенные поперечными разрывами. Северо-западный ее борт характеризуется наклоном слоев в $10\text{--}25^\circ$ (фиг. 3, разрез 5—2), а восточный — в $10\text{--}15^\circ$. Оба борта в плане под острыми углами сочленяются с крутым юго-западным и южным бортом; при этом угол между северо-западным и юго-западным бортами внутри синклинали прямой или тупой, а по мере удаления от центра становится все более острым; здесь на сочленении бортов возникает узкая центриклиналь, протягивающаяся на 3 км к западу (фиг. 2. См. приложение в конверте).

Северный борт Саякской синклинали примерно втрое шире юго-западного и южного, т. е. в целом гораздо более пологий. Он нарушен разрывами северо-западного направления и осложнен небольшими синклиналичными и антиклиналичными складками, смещенными этими разрывами.

Центральная, наиболее прогнутая часть Саякской синклинали характеризуется пологим залеганием слоев (от 0 до 15°). На западе она отделена от северного борта наклонной флексурой небольшой амплитуды с падением слоев на смыкающемся крыле в $25\text{--}45^\circ$ на юго-запад. Центральная часть синклинали разделена седловидными антиклиналями на три обособленные ячеи разной глубины. В западной, Кунгисаякской ячее мощносты верхнепалеозойских отложений достигает $3\text{--}3,5$ км, в средней, Джамбашской ячее, по-видимому, близка к $2,5\text{--}3$ км; в восточной, Либайской ячее не превышает $2\text{--}2,5$ км.

Кунгисаякская ячея вместе с ограничивающими ее наклонными флексурами юго-западного и северного борта образует в плане изогнутую трапецию, на параллельных бортах которой слои залегают круто. Два других борта, северо-западный и восточный, и центральная часть ячеи характеризуются пологим залеганием слоев. Следовательно, Кунгисаякская ячея — коробчатая складка, ограниченная флексурами с двух сторон, т. е. близкая по форме к двустороннему грабену. Однако эта складка асимметрична, поскольку флексура юго-западного борта имеет гораздо большую амплитуду, чем флексура северного борта. Джамбашская и Либайская ячеи с юга ограничены крутыми наклонными флексурами, в то время как их другие борта характеризуются пологим залеганием (фиг. 3, разрез 6—7). В отличие от крутых южных бортов, которые линейны, пологие борта обеих ячей имеют неровные очертания, изменяющиеся от пласта к пласту. Это определяет обе ячеи как коробчатые складки, близкие по форме к одностороннему грабену, но не имеющие разрыва сплошности слоев.

Таким образом, Саякская синклинали резко асимметрична. Ее юго-западный и южный борт — наклонная флексура. На нижнем крыле флексуры слои быстро выполаживаются, приобретают горизонтальное залегание, которое далее к северу постепенно сменяется пологим падением на юг. Северный борт синклинали, в целом полого наклоненный на юг и юго-запад, плавно переходит в северо-западный и восточный борта, которые также полого наклонены к центру синклинали. Северо-западный и восточный борта под углом причленяются к флекуре юго-западного и южного борта. Все это характеризует Саякскую синклинали как асимметричную коробчатую складку, близкую по форме к короткому одностороннему грабену.

Верхнее крыло флексуры юго-западного и южного борта осложнено двумя вытянутыми вдоль флексуры синклиналями. Хорошо изученная синклиналь I (фиг. 2) расположена на левом берегу р. Ащизек. В плане она имеет форму удлинненного и изогнутого четырехугольника. На длинных субмеридиональных параллельных бортах синклинали слои залегают круто, а на ее коротких бортах и в центре — полого. Таким образом, синклиналь является коробчатой, близкой по форме к двустороннему грабену.

Северный борт Саякской синклинали осложнен небольшими дополнительными складками. Развитые здесь синклинали, как и Саякская синклиналь в целом, не линейные, хотя они и несколько удлинены в широтном направлении. В северной части рассматриваемого борта расположена синклиналь II (фиг. 2 и 3, разрез 8—9), оборванная с запада разрывом. Северный и южный борта ее почти параллельны. Углы наклона слоев на них достигают 30° , в то время как в ядре синклинали и на ее коротком восточном борту они не превышают $8—17^\circ$. Участки синклинали с разным наклоном слоев резко сочленяются друг с другом и в плане, и в разрезе. По указанным признакам синклиналь II сходна с синклиналью I юго-западного борта и также является коробчатой складкой, близкой по форме к двустороннему грабену.

Юго-западнее синклинали II закартировано еще несколько небольших синклиналей или их центриклинальных окончаний. Все они в отличие от синклинали II резко асимметричны: у каждой южный борт примерно вдвое круче северного. При этом крутой борт синклинали III (фиг. 2 и 4) осложнен сбросом, вдоль которого протягивается дайка диорит-порфирита. Крутые борта синклиналей, являющиеся наклонными флексурами, линейны или слабо изогнуты, и их очертания мало изменчивы. Северные борта синклиналей имеют неровные очертания, изменяющиеся от пласта к пласту. Части синклиналей с разным наклоном пластов здесь, как и у Саякской синклинали в целом, имеют резкие угловатые сочленения. Таким образом, эти синклинали также коробчатые, но в отличие от синклинали II близки по форме к односторонним грабенам.

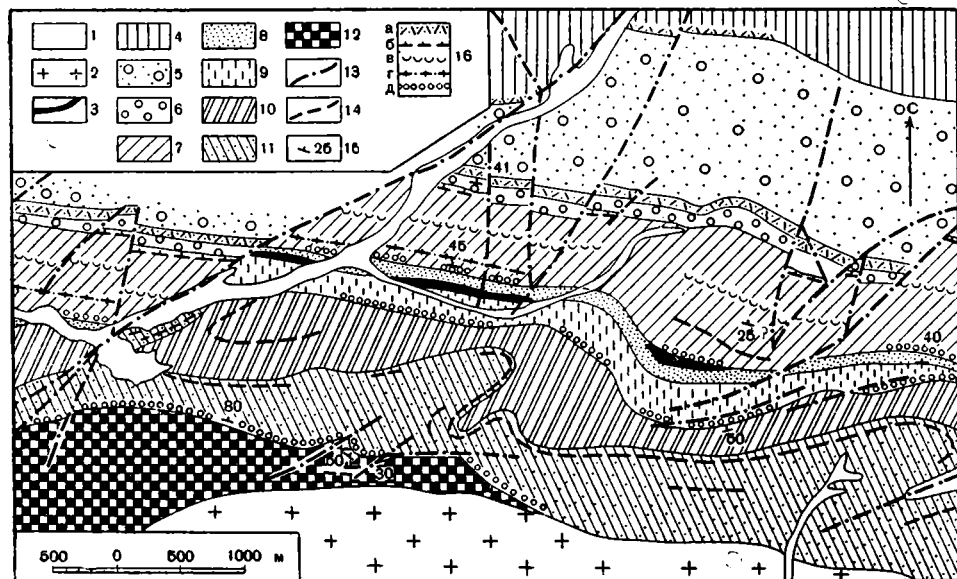
Если небольшие синклинали северного борта имеют правильную коробчатую форму, то разделяющие их антиклинали в разных частях имеют разное строение в зависимости от того, с какими элементами синклиналей они сопряжены, и образуют вокруг коробчатых синклиналей сетку неправильной формы (фиг. 2). Все это позволяет утверждать, что синклинали возникли в результате проседания относительно северного борта в целом.

Своеобразными тектоническими формами являются мелкие смятия на крутых бортах Саякской синклинали и осложняющих ее дополнительных синклиналей. Они известны (Трифонов, 1963) на южном борту Джамбашской ячеи, на западном борту синклинали I, на северном борту синклинали II и в других местах. На южном борту Джамбашской ячеи (фиг. 5) они имеют облик крутых мелких беспорядочно расположенных складок, изменяющихся от пласта к пласту. Складки сложены слоистыми девонскими толщами, преимущественно песчанистыми, с большим количеством глинисто-кремнистого материала. По простиранию девонских слоев и в направлении центра ячеи складки постепенно исчезают. Подошва смятой девонской толщей, залегающей на докембрийских (?) толщах, образует крутую и ровную моноклиаль. Лишь к югу от одной из складок поверхность докембрийского (?) фундамента нарушена разрывами с небольшими (десятки метров) смещениями. Следовательно, описываемые смятия развиты локально, дисгармоничны и не затрагивают фундамента. Такой же облик они имеют в других местах, причем смятия на северном борту синклинали II осложнены многочисленными разрывами.

Размеры складок и всего смятого участка находятся в прямой зависимости от размеров бортов коробчатых синклиналей, на которых они расположены. Всюду смятия захватывают лишь слоистые толщи с большим количеством глинисто-алевритового материала и быстро затухают в грубозернистых

толщах. Таким образом, они являются мелкими поверхностными структурами, которые в пластичных осадочных породах отразили напряжения, возникшие в коробчатых синклиналиях при их образовании.

Итак, Саякская синклиналь — асимметричная коробчатая складка, близкая по форме к короткому одностороннему грабену. Ее северный борт осложнен дополнительными коробчатыми синклиналиями, грабенообразный

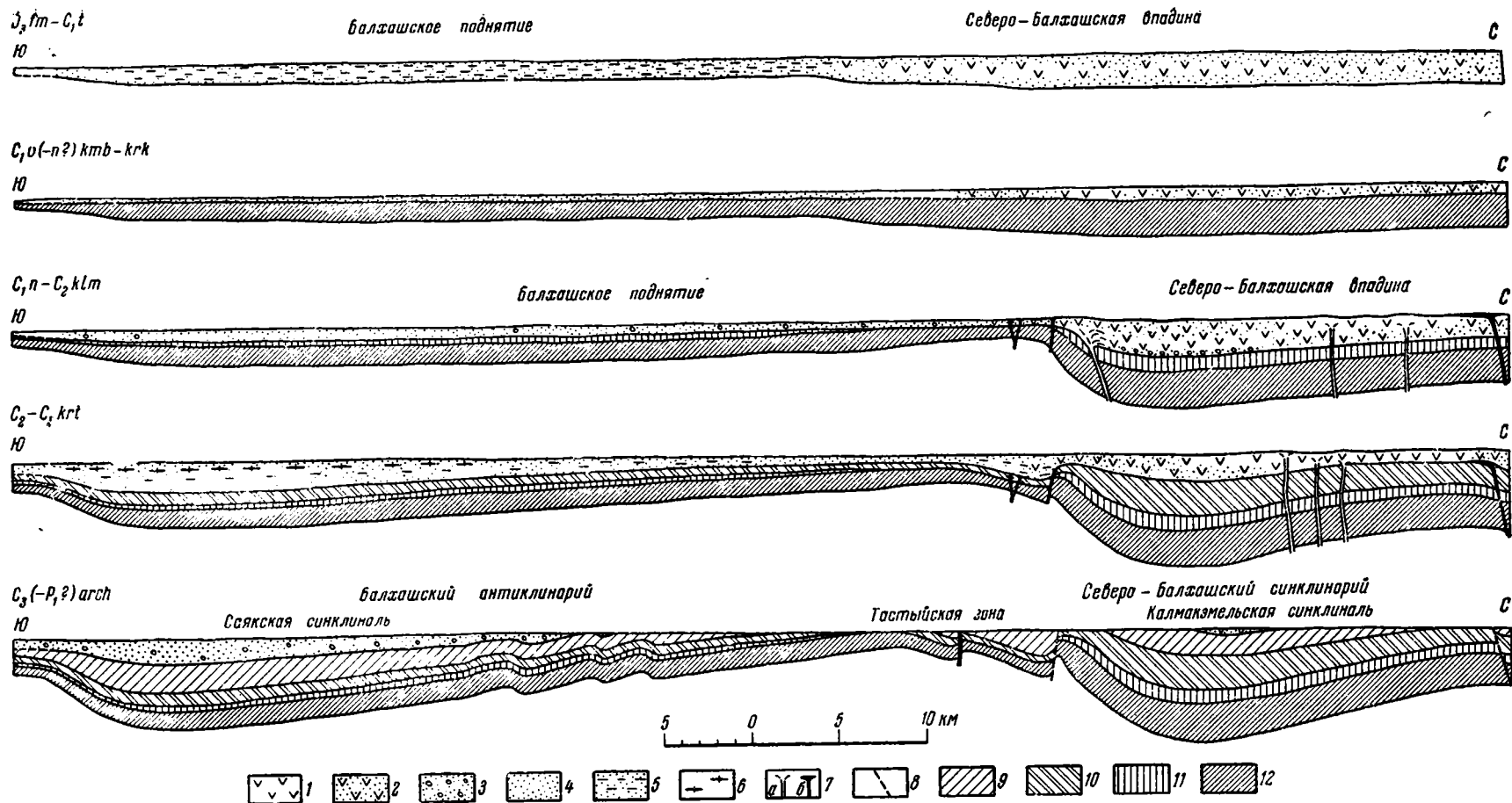


Фиг. 5. Мелкие смятия на южном борту Саякской синклинали.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнепалеозойские гранитоиды; 3 — пластовые тела диорит-порфирита; 4 — верхняя толща керегетасской свиты; 5 — нижняя толща керегетасской свиты; 6 — базальные горизонты керегетасской свиты; 7 — отложения калмакэмельской свиты; 8 — отложения каркаралинской свиты; 9 — турнейские отложения; 10 — фаменские отложения; 11 — среднедевонские (и кобленцские?) отложения; 12 — докембрийские (?) образования; 13 — разрывы; 14 — маркирующие пласты; 15 — элементы залегания; 16 — пласты липаритовых туфов керегетасской свиты (а), туфов верхней части калмакэмельской свиты (б), туфов средней части калмакэмельской свиты (в), известковистых пород нижней части калмакэмельской свиты (г), конгломератов из разных свит (д)

облик которых проявился более отчетливо, чем Саякской синклинали в целом. При образовании коробчатых синклиналей местами в пластичных породах возникали дисгармоничные мелкие смятия.

История развития. Фаменские и турнейские отложения на бортах Саякской синклинали мало отличаются по фациям и мощностям от разновозрастных морских отложений других частей Балхашского антиклинория. Эти осадочные образования к северу сменяются более мощными вулканогенно-осадочными морскими фаменско-турнейскими толщами южного борта Северо-Балхашского синклинория. По-видимому, в фаменское и турнейское время Саякская синклиналь как изолированная впадина еще не существовала. Ее территория представляла слабо прогнутый участок Балхашского поднятия, преобразовавшегося в дальнейшем в антиклинорий, который к северу по резкому уступу сменялся глубоким прогибом Северо-Балхашской впадины, преобразовавшейся в дальнейшем в синклинорий (фиг. 6). Вместе с тем, на южном борту Саякской синклинали мощность фаменских и турнейских отложений падает, увеличивается содержание грубообломочного материала, местами наблюдается несогласие в основании турнейских отложений. Это дает основание предполагать, что флексуря южного борта синклинали уже тогда проявлялась в виде уступа.



Фиг. 6. Схематические палеогеографические профили через Саянскую и Калмакэмельскую синклинали.

1 — туфы и лавы; 2 — туфы; 3 — песчаники и конгломераты; 4 — песчаники; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — известняки; 7 — нежки и вулканические трещины, заполненные материалом андезито-дацитового (а) и липаритового (б) состава; 8 — разрывы; 9 — отложения керегетасской свиты; 10 — отложения калмакэмельской свиты; 11 — отложения кемельбекской и каркаралинской свит; 12 — фаменские и турнейские отложения. Профили: D₃fm — C₁t — для фаменского и турнейского веков; C₁v(-n?)kmb + krk — для времени накопления кемельбекской и каркаралинской свит; C₁n — C₂klm — для времени накопления калмакэмельской свиты; C₂ — C₃krt — для времени накопления керегетасской свиты; C₃(-P₁?)arsh — для времени накопления архарлинской свиты

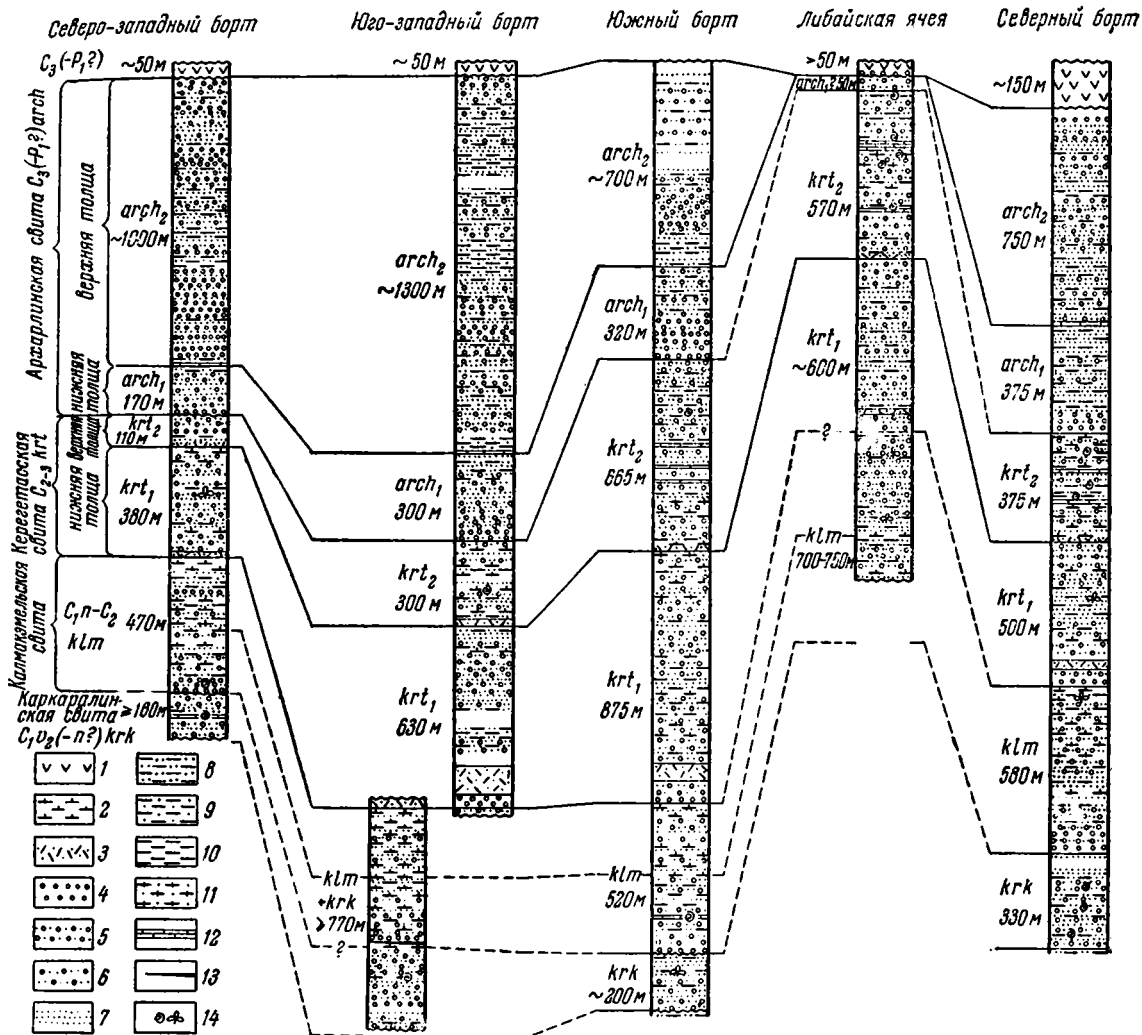
Отложения кемельбекской, каркаралинской, калмакэмельской и керегетасской свит Саякской синклинали — морские и прибрежно-морские, а отложения архарлинской свиты, по-видимому, озерные образования. Грубый состав и плохая сортировка обломочного материала, характер слоистости и захороненных фаунистических и растительных остатков позволяет утверждать, что все верхнепалеозойские отложения синклинали формировались недалеко от береговой линии на очень небольшой глубине. Поэтому различия в мощностях отложений разных частей синклинали достаточно точно отражают величину их относительного прогибания.

Отложения кемельбекской свиты известны лишь на северном борту Саякской синклинали. Мощность их не превышает десятков метров. Поскольку каркаралинская свита на северном борту залегает на кемельбекской согласно, отсутствие кемельбекской свиты в других частях синклинали, по-видимому, первичное. Отложения каркаралинской свиты имеют наибольшую мощность на северном борту синклинали (300—350 м). К югу их мощность уменьшается: на юго-западном и южном борту синклинали она не превышает 200 м, а в восточной части южного борта сокращается до нескольких десятков метров. На большей части юго-западного и южного борта следы значительного размыва в основании вышележащей калмакэмельской свиты отсутствуют, так что разница в мощностях отложений каркаралинской свиты, по-видимому, является первичной. Таким образом, в пределах Саякской синклинали мощность отложений кемельбекской и каркаралинской свит возрастает с юга на север от 100—200 м до 400 м. Далее к северу, в южной части Северо-Балхашской впадины, она местами достигает 800 м. Это дает основание предполагать, что во время накопления кемельбекской и каркаралинской свит территория Саякской синклинали еще не представляла обособленной впадины.

Образования калмакэмельской свиты между Саякской и расположенной севернее (уже в пределах Северо-Балхашского синклинория) Калмакэмельской синклинали залегает на более древних толщах со значительным размывом. Следовательно, между территорией Саякской синклинали и Северо-Балхашской впадиной к началу накопления калмакэмельской свиты (в намюрский век) возникло поднятие, т. е. территория Саякской синклинали обособилась в отдельную впадину. Наибольшие мощности отложений калмакэмельской свиты (фиг. 7) установлены в юго-восточной части Либайской ячеи (700—750 м) и на северо-восточном борту Кунгисаякской ячеи (580 м). Меньшие мощности (500—550 м) характерны для юго-западного, южного и северного бортов Саякской синклинали. Наименее мощные разрезы (450—500 м) описаны на северо-западном борту синклинали. Таким образом, во время накопления калмакэмельской свиты наиболее погружавшаяся область находилась в центре синклинали (фиг. 6 и 8, А).

Отложения керегетасской свиты залегают на калмакэмельских с небольшим размывом. Разрыв между свитами отсутствует лишь в Либайской ячее, где установлены наибольшие мощности калмакэмельских отложений и где они постепенно сменяются керегетасскими. Отложения керегетасской свиты отчетливо разделяются на нижнюю и верхнюю толщи (фиг. 7). Наибольшая мощность нижней толщи измерена на южном борту синклинали (850—900 м); меньшие мощности характерны для ее юго-западного борта (600—650 м), Либайской ячеи (550—600 м), восточной части Кунгисаякской ячеи (550—600 м). Мощность отложений нижней толщи уменьшается к северу (500 м в северной части Кунгисаякской ячеи) и к северо-западу (в западной части юго-западного борта синклинали сначала 530—550 м, затем 480—500 м) и достигает минимальной величины на северо-западном борту синклинали (350—400 м).

Наибольшая мощность верхней толщи керегетасской свиты также определена на южном борту синклинали (650—700 м); меньшие мощности характеризуют Либайскую ячею (550—600 м) и восточную часть Кунгисаякской

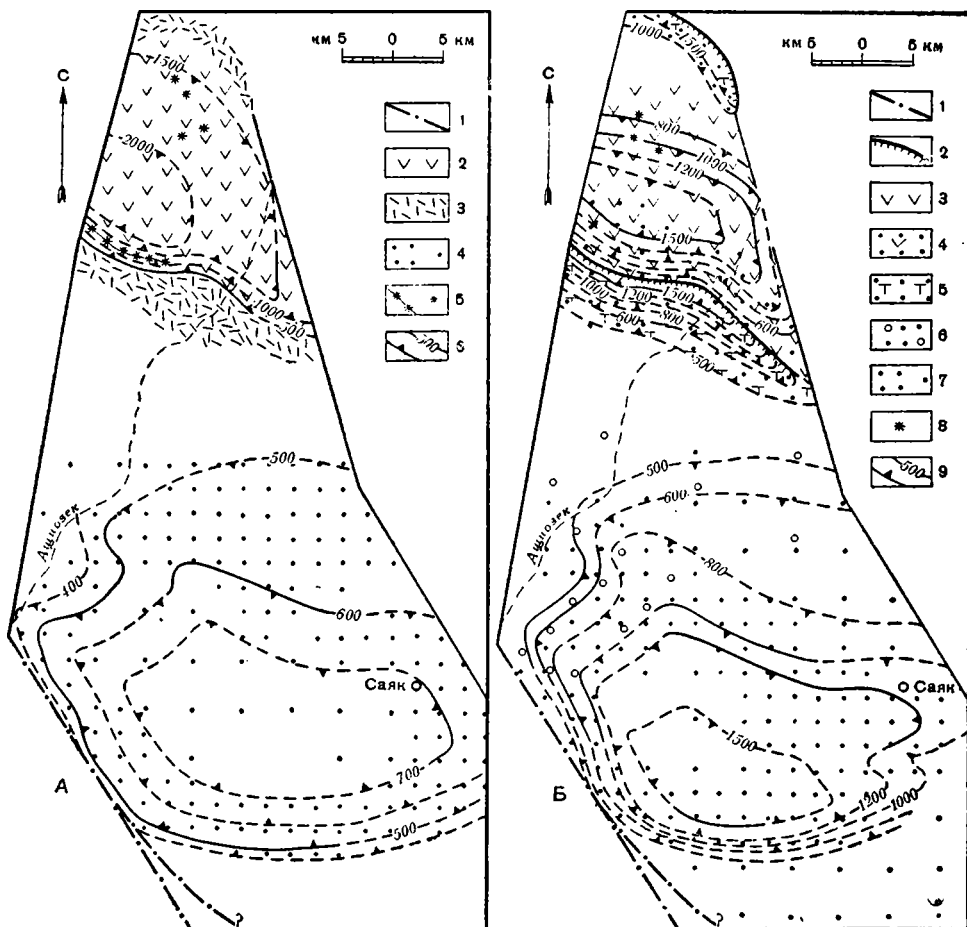


Фиг. 7. Разрезы верхнепалеозойских отложений Саясской синклинали.

1 — андезитовые порфириты; 2 — кислые кристаллокластические и витрокластические туфы; 3 — липаритовые литокристаллокластические туфы; 4 — конгломераты; 5 — гравелиты; 6 — грубозернистые песчаники; 7 — среднезернистые песчаники; 8 — мелкозернистые песчаники; 9 — алевролиты; 10 — глинистые и кремнистые сланцы; 11 — известковистые песчаники; 12 — известняки; 13 — пласт магнетитовой руды; 14 — фаунистические и растительные остатки. Пропуски на разрезах соответствуют необнаженным участкам

ячей; еще меньшие мощности определены для северо-восточного борта Кунгисаякской ячеи (350—400 м), юго-западного борта синклинали (300—350 м) а минимальные — для ее северо-западного борта (110—120 м). Таким образом, во время накопления керегетасской свиты (фиг. 6 и 8, Б) область наибольшего погружения располагалась вблизи южного борта синклинали (где мощность отложений свиты достигает 1500—1600 м), менее погружены были центральная (1100—1200 м) и юго-западная (900—1000 м) ее части. Еще меньшее прогибание характерно для ее северного борта (в его ближайшей к центру части мощность отложений свиты не превышает 850—900 м) и особенно для ее северо-западного борта (около 500 м).

Верхняя толща керегетасской свиты характеризуется значительной фациальной пестротой. Она сложена песчаниками, алевролитами, туфами даци-



Фиг. 8. Карты фаций и мощностей верхнепалеозойских отложений Саянской синклинали и района к северу от нее.

А — карта для времени накопления калмакэмельской свиты:

1 — Ащизоекский разлом; 2 — вулканогенные образования Калмакэмельской синклинали; 3 — терригенные и туфовые отложения андезитового и дацитового состава с липаритовыми телами (линейные грабенообразные зоны); 4 — преимущественно терригенные морские отложения Саянской синклинали; 5 — вулканические центры и места трещинных излияний; 6 — линии равных мощностей.

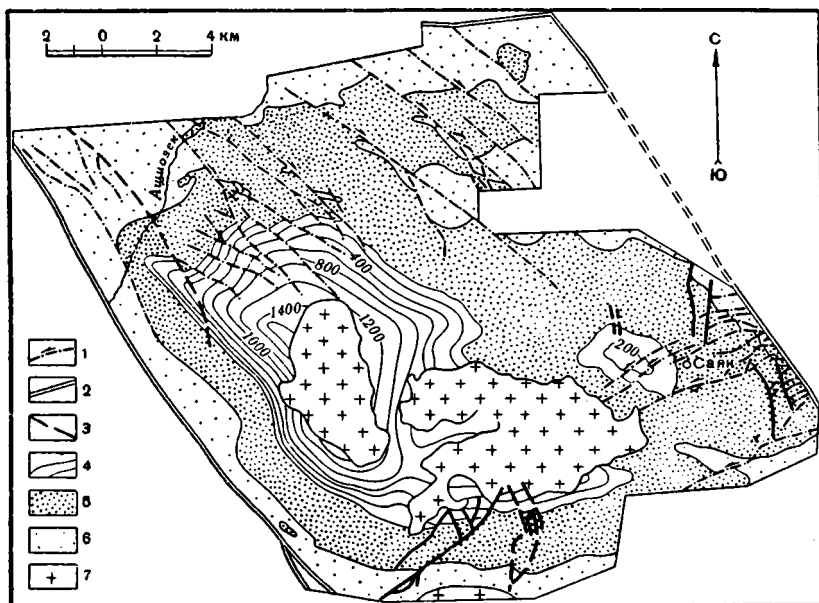
Б — Карта для времени накопления керегетаской свиты:

1 — Ащизоекский разлом; 2 — сбросы, ограничивающие линейные грабенообразные зоны; 3 — вулканогенные отложения северо-восточной части Калмакэмельской синклинали; 4 — вулканогенные и терригенные отложения юго-западной части Калмакэмельской синклинали; 5 — терригенные и туфовые отложения линейных грабенообразных зон; 6, 7 — преимущественно терригенные отложения Саянской синклинали; 6 — относительно грубообломочные отложения, 7 — относительно мелкозернистые отложения с известняками; 8 — вулканические центры; 9 — линии равных мощностей

того и липаритового состава, местами конгломератами и известняками. Фациальные различия связаны с величиной погружения разных частей синклинали. На северо-западном борту и в прилегающих частях юго-западного и северного борта, где прогибание было небольшим, эта толща имеет пеструю окраску, содержит много конгломератовых прослоев и не содержит известняков. Восточнее, с увеличением мощности ее отложений, их окраска становится более монотонной, а количество грубых пород уменьшается. На северо-восточном борту Кунгисаяской ячеи и в восточной части юго-западного борта появляются прослои известковистых песчаников, потом известняков,

К востоку их количество увеличивается, и известняки становятся существенной частью разреза.

Архарлинская свита слагает ячеи наиболее прогнутой части синклинали. Особенно мощные разрывы этой свиты описаны в Кунгисаякской ячее, причем в разрезе юго-западного борта ячеи мощность отложений свиты равна 1600 м, в разрезе северо-западного борта — 1200 м, в разрезе северо-восточного борта — 1000 м (фиг. 7). В южной наиболее прогнутой части Джамбашской ячеи



Фиг. 9. Взаимоотношение сдвигов с другими элементами структуры Саякской синклинали, образовавшимися в верхнекаменноугольное (—нижнепермское?) время.

1 — сдвиги на бортах синклинали; 2 — крупные разломы; 3 — другие разрывы; 4 — стратозогипсы по подошве отложений архарлинской свиты; 5 — более древние верхнепалеозойские отложения; 6 — доверхнепалеозойские отложения; 7 — граниты и гранодиориты

мощность архарлинской свиты не превышает 700 м, а в Либайской ячее составляет около 100 м (фиг. 9). Приведенные мощности отражают порядок величин прогибания для этого времени в Кунгисаякской и Либайской ячеях, где отложения архарлинской свиты перекрыты маломощными покровами андезитовых порфиритов и, возможно, оказываются неполными для Джамбашской ячеи, где архарлинская толща является самым молодым членом разреза.

Таким образом, наибольшее прогибание во время накопления архарлинской свиты было сосредоточено вблизи юго-западного борта Саякской синклинали; меньшее, но также значительное прогибание характеризует часть синклинали вблизи ее южного борта. Северный борт Саякской синклинали был на значительной площади свободен от осадков (здесь в восточной части борта размывались керегетасские известняки, галька которых наблюдается в отложениях архарлинской свиты северо-восточной части Кунгисаякской ячеи). По-видимому, в это время на северном борту образовались дополнительные коробчатые синклинали ¹.

¹ Поскольку борта дополнительных синклинали не различаются по составу и мощностям отложений калмакэмельской и керегетасской свит, «доархарлинское» образование этих синклинали мало вероятно.

Таким образом, Саякская синклиналь как обособленная впадина заложилась не позднее намюрского века (к началу накопления калмакэмельской свиты)¹. В процессе ее развития область наибольшего прогибания смещалась к южному и юго-западному борту. Во время накопления калмакэмельской свиты наибольшее прогибание было приурочено к центральной части синклинали. Во время накопления керегетасской свиты прогибание было сосредоточено вблизи южного борта. Осадки архарлинской свиты накапливались почти исключительно в юго-западной и южной части синклинали, в то время как ее северный борт на значительной площади был областью размыва. Район будущей Саякской синклинали в фаменское и турнейское время представлял слабо прогнутую площадку на краю Балхашского поднятия. В течение верхнего палеозоя он все более приобретал черты асимметричной складки, близкой по форме к одностороннему грабену с разрывом на юго-западном и южном крыле. Уступ юго-западного и южного борта синклинали, в современной структуре выраженный флексурой, проявлялся все сильнее по мере развития Саякской синклинали (фиг. 6).

Песчаники каркаралинской и калмакэмельской свит близки по составу к разновозрастным вулканогенным образованиям соседних частей Северо-Балхашского синклинория (Калмакэмельской синклинали). Дацитовые туфы верхов калмакэмельской свиты образовались тогда же, когда в Калмакэмельской синклинали проявился мощный вулканизм дацитового состава. Отложения керегетасской свиты Саякской синклинали разделяются на две толщи: нижнюю, терригенную, и верхнюю, обогащенную туфами. Соответственно и керегетасские образования Калмакэмельской синклинали разделяются на две толщи: нижнюю, вулканогенно-терригенную, и верхнюю, вулканогенную, причем состав туфов верхней толщи в Саякской синклинали близок к составу разновозрастных вулканогенных образований Калмакэмельской синклинали. Терригенные толщи архарлинской свиты Саякской синклинали близки по составу к разновозрастным вулканогенным толщам Северо-Балхашского синклинория. Все это дает основание утверждать, что продукты вулканической деятельности в пределах Северо-Балхашской впадины были главным источником терригенного и туфового материала толщ Саякской синклинали.

Вместе с тем, во время накопления каркаралинской и калмакэмельской свит происходил незначительный снос обломочного материала с соседних частей Балхашского поднятия. Доказательством этого сноса служат галька и гравий яшм в разрезах каркаралинской и калмакэмельской свит на северо-западном, юго-западном и южном бортах синклинали. Во время накопления керегетасской и архарлинской свит такой снос не происходил. По-видимому, части поднятия, прилегающие к Саякской синклинали с запада и юга, тогда были покрыты маломощным чехлом осадков.

Важно отметить еще одну особенность процесса проседания Саякской синклинали. Мощность отложений кемельбекской и каркаралинской свит ($C_{1v}-n?$) не превышает 400 м, а калмакэмельской ($C_{1n}-C_2$)—750 м. Не меньшей была и величина погружения Саякской синклинали относительно соседних частей Балхашского поднятия, которые были свободны от осадков. Наибольшая мощность отложений керегетасской свиты (C_{2-3})—1500 м; это не менее чем на 1000 м больше, чем в приподнятых частях территории Балхашского антиклинория. Мощность отложений архарлинской свиты ($C_3-R_1?$) в наиболее прогнутой в то время части синклинали (см. фиг. 9)

¹ Если на севере, западе и юге границы Саякского прогиба с начала верхнего палеозоя примерно совпадали с современными границами синклинали, то на востоке вначале прогиб, по-видимому, выходил за ее пределы. Здесь в отдельных грабенах и небольших синклиналях сохранились маломощные терригенные отложения, соответствующие низам разрезов верхнепалеозойских отложений Саякской синклинали. Современное восточное ограничение Саякской синклинали возникло позднее (вероятно, в среднекаменноугольную эпоху).

достигает 1600 м, тогда как северный борт синклинали был областью размыва. Следовательно, проседание Саякской синклинали происходило с ускорением.

В связи с этим необходимо выяснить интенсивность движений в последний этап развития синклинали — после отложения архарлинской свиты и до образования в Кунгисаякской и Джамбашской ячеях интрузий гранитов и гранодиоритов, прорывающих уже сформировавшуюся синклинали. Возраст архарлинской свиты по растительным остаткам определен В. Я. Кошкиным (1962) как верхнекаменноугольный — нижнепермский; абсолютный возраст гранитоидов определен в 320 млн. лет (Трифонов, 1963), что примерно соответствует границе каменноугольного и пермского периода; т. е. завершающий этап развития синклинали был гораздо короче предыдущих. Однако в это время произошло значительное погружение юго-западной и южной части Саякской синклинали относительно соседних территорий, по-видимому, сопровождавшееся размывом на соседних территориях отложений архарлинской свиты, кергетасской свиты и частично более древних образований. Амплитуда этого последнего погружения, в результате которого структура синклинали приобрела облик, близкий к современному, превышала 1000 м. Таким образом, проседание на последнем этапе развития синклинали было особенно быстрым.

Одновременно с ускорявшимся асимметричным погружением Саякской синклинали происходило ее усложнение. Если вначале это был единый прогиб, то в конце развития на его северном борту образовались дополнительные коробчатые синклинали (фиг. 6), а наиболее погруженная часть разделилась на три обособленных ячеек. При образовании коробчатых синклиналей на их бортах возникли мелкие смятия. Тогда же, на последних этапах развития синклинали, в ней проявился значительный вулканизм андезитового состава: возникли покровы в Кунгисаякской и Либайской ячеях, примерно послонные интрузии и жилы в наиболее «ослабленных» участках структуры — на бортах дополнительных синклиналей (в частности, вдоль сбросов), на крутых бортах Кунгисаякской ячейки, на сочленении моноклиналей разного направления, в сводовых частях антиклиналей, разделяющих коробчатые синклинали.

Калмакэмельская синклинали

Современная морфология. Калмакэмельская синклинали расположена в юго-западной части Северо-Балхашского синклинория, в 20 км севернее Саякской синклинали (фиг. 1). Калмакэмельская синклинали несколько вытянута в северо-западном направлении (ее длина 35 км, ширина 20 км). В изученной нами восточной половине синклинали (фиг. 2) резко различное строение имеют ее удлиненные борта — юго-западный и северный. Ее юго-западный борт на востоке приобретает широтное простирание и переходит в южный борт. Юго-западный и южный борта характеризуются выдержанными линейными простираниями. Углы падения пластов в западной части борта составляют 25—40°, восточнее, на участке широтного простирания борта они увеличиваются до 45—50°. Очертания северного борта изменяются от пласта к пласту. Углы падения слоев составляют здесь всего 10—20°. Северный борт синклинали плавно переходит в восточный борт с наклоном слоев 30—50°. Последний резко, под углом, сочленяется с крутым южным бортом синклинали. Угол этого сочленения близ центра синклинали прямой или тупой, а по мере удаления от него становится все более острым, так что периферическая часть центриклинали узким желобом протягивается на 8 км к юго-востоку. Аналогичная удлиненная центриклинали образовалась на сочленении северо-западного и юго-западного бортов Саякской синклинали.

Основные черты морфологии Калмакэмельской синклинали: общие

очертания, резкая асимметрия, характер сочленения бортов, в частности возникновение удлиненной центриклинали на сочленении короткого восточного борта с южным, — те же, что и у Саякской синклинали. Следовательно, Калмакэмельская синклиналь — такая же асимметричная коробчатая складка с флексурой в юго-западной и южной части, близкая по форме к одностороннему грабену.

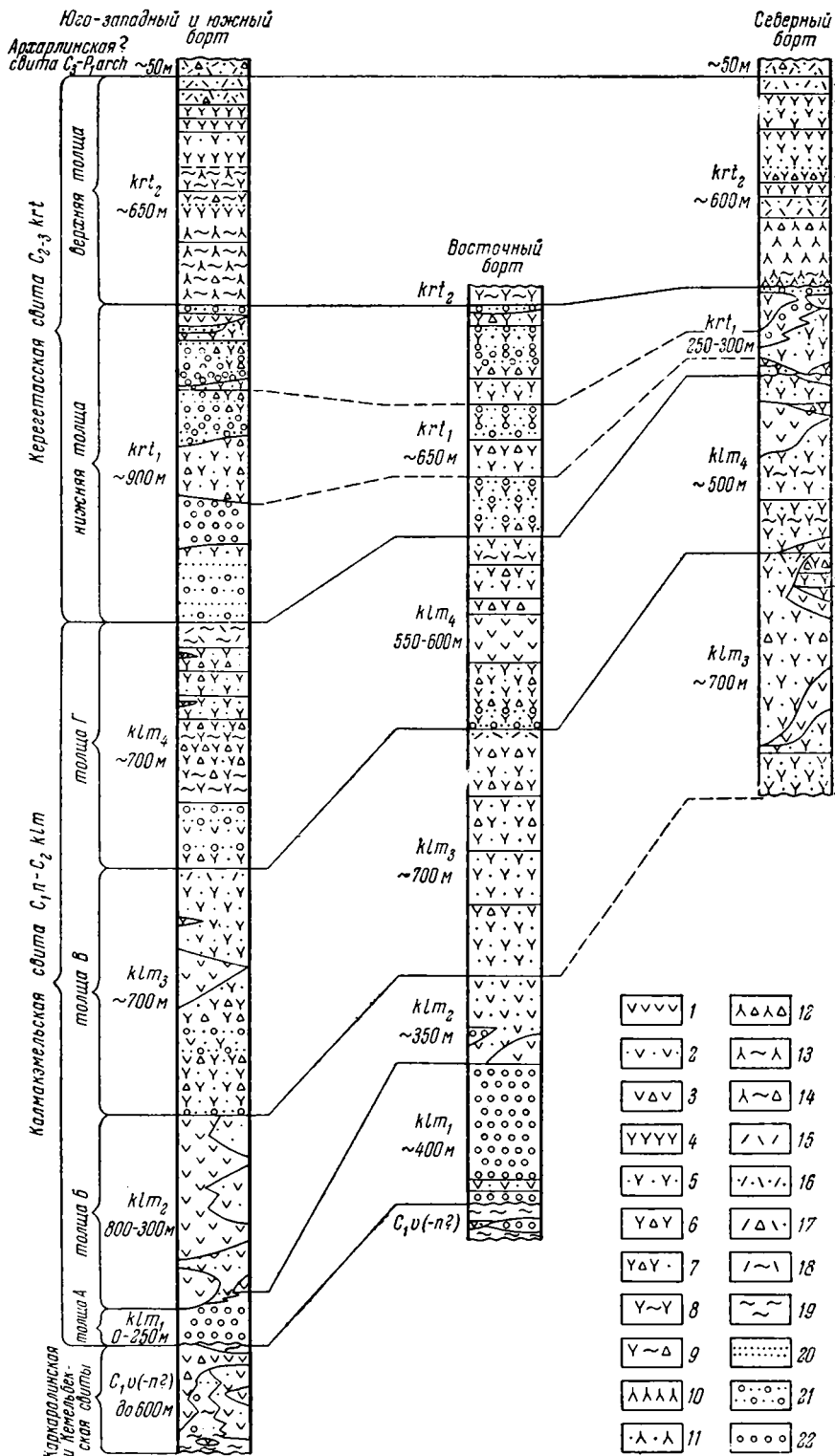
История развития Калмакэмельской синклинали с достаточной определенностью выясняется лишь с намюрского века, поскольку на ее бортах не обнажены фаменские и турнейские отложения, а отложения кемельбекской и каркаралинской свит известны только на юго-западном и южном борту.

Калмакэмельская свита ($C_1п$ — C_2) описываемой синклинали разделяется на четыре толщи (фиг. 10). В основании залегает толща *A* — песчаники и конгломераты с галькой порфиритов и гранитоидов. В периферической части юго-западного борта они местами выклиниваются; в других частях синклинали их мощность достигает 250—350 м. Толща *B* на юго-западном борту синклинали сложена преимущественно лавовыми образованиями: андезитовыми порфиритами, местами переходящими в лавовые брекчии. Их мощность более 750 м. Среди этих лавовых образований расположена крупная открытая, не всюду четко отграниченная трещина, заполненная лавовыми брекчиями и лавами того же состава (фиг. 2 и 11). Эта трещина, протягивающаяся от г. Калмакэмель на северо-запад вдоль борта синклинали, была местом мощных извержений, за счет которых и возникла толща *B* калмакэмельской свиты. К востоку от г. Калмакэмель андезитовые порфириты быстро сменяются преимущественно туфовыми образованиями того же состава; при этом их мощность уменьшается до 250—300 м. На восточном борту синклинали мощность толщи *B* невелика; в ее составе также преобладают туфы. На северном борту образования толщ *A* и *B* неизвестны.

Более молодые толщи *B* и *Г* калмакэмельской свиты сложены вулканогенными породами. Мощность толщи *B* мало отличается в разных частях синклинали. Залегаящая выше толща *Г* имеет наибольшую мощность на юго-западном и южном борту синклинали (около 700 м). На восточном борту мощность толщи *Г* 550—600 м, а на северном борту — лишь 500 м (фиг. 10).

Керегетасская свита Калмакэмельской синклинали представлена вулканогенными и терригенными породами. Она разделяется на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща имеет наибольшую мощность на юго-западном и южном борту синклинали (900 м). К восточному борту мощность уменьшается до 650 м, а на северном борту составляет лишь 200—350 м. Верхняя толща, заполняющая центральную часть синклинали, мало изменяется в мощности (600—650 м).

Таким образом, толща *B* калмакэмельской свиты имеет наибольшую мощность на юго-западном борту синклинали. Более молодые образования (кроме верхней толщи керегетасской свиты, залегающей в центре синклинали) имеют наибольшую мощность на ее юго-западном и южном борту (около 2300 м) и наименьшую — на ее северном борту (не более 1500 м). Восточный борт по мощностям соответствующих отложений занимает промежуточное положение (около 1900 м). Следовательно, асимметрия Калмакэмельской синклинали существовала во время накопления в ней вулканогенных толщ (фиг. 6 и 8), т. е. современная коробчатая структура синклинали формировалась постепенно, по меньшей мере с намюрского века до пермского периода. В отличие от Саякской синклинали, где процесс прогибания и формирования современной структуры, как уже отмечалось, происходил с непрерывным ускорением, здесь значительное погружение произошло во время накопления калмакэмельской свиты (на 1000—1500 м и относительно соседних территорий), затем прогибание, по-видимому, несколько замедлилось (оно не превышало 1000 м относительно



Фиг. 10. Разрезы верхнепалеозойских отложений Калмакэмельской синклинали.

1—3 — породы андезитового состава: 1— лавы и лавовые брекчи, 2 — туфы, 3 — туфовые брекчи; 4—9 — породы дацитового состава: 4— лавы и лавовые брекчи, 5 — туфы, 6 — туфовые брекчи, 7 — гравийные туфовые брекчи, 8 — спекшиеся туфы, 9 — спекшиеся туфовые брекчи; 10—14 — породы трахндацитового состава: 10 — лавы, 11 — туфы, 12 — туфовые брекчи, 13 — спекшиеся туфы, 14 — спекшиеся туфовые брекчи; 15—18 — породы липаритового состава: 15 — лавы, 16 — туфы, 17 — гравийные туфовые брекчи, 18 — спекшиеся туфы; 19 — сланцы глинистые, углистые, кремнистые и кремнисто-железистые; 20 — среднезернистые песчаники; 21 — грубозернистые песчаники; 22 — конгломераты

соседних территорий), и новое ускорение началось лишь в конце развития синклинали, когда она приобрела облик, близкий к современному.

Может возникнуть сомнение в том, что мощности вулканогенных образований в условиях расчлененного рельефа отражают величины погружения разных частей структуры. Однако присутствие известняков в отложениях каркаралинской, калмакэмельской, керегетасской и архарлинской свит Саякской синклинали свидетельствует о прекращении выноса обломочного материала из вулканической области, т. е. косвенно указывает на периодическое отсутствие там расчлененного рельефа. Таким образом, хотя в некоторые моменты рельеф в вулканической области был сильно расчлененным и мощности возникавших линз и линзовидных пластов не соответствовали истинной величине погружения, время от времени неровности рельефа



Фиг. 11. Геологический разрез через вулканическую трещину юго-западного борта Калмакэмельской синклинали (местоположение разреза обозначено цифрами 12—13 на фиг. 2).

1 — туфы дацитового состава; 2 — туфовые брекчии того же состава; 3 — среднезернистые (а) и грубозернистые (б) песчаники; 4—6 — образования вулканической трещины: 4 — лавы, 5 — лавовые брекчии, 6 — туфы; 7 — андезитовые порфириды; 8 — их туфы; 9 — их туфовые брекчии. 10 — конгломераты. $C_1 k r k$ — отложения каркаралинской свиты; $C_{1-2} k l m_1$ — отложения толщи А калмакэмельской свиты; $C_{1-2} k l m_2$ — отложения толщи В калмакэмельской свиты; $C_{1-2} k l m_3$ — отложения толщи В калмакэмельской свиты

сглаживались. Поэтому распределение мощностей для толщ, образование которых происходило в течение длительного времени, отразило степень погружения разных частей синклинали.

Толща В калмакэмельской свиты на юго-западном борту синклинали представлена литокристаллокластическими туфами, реже — туфовыми брекчиями, которые в нижней части имеют андезитовый и дацитовый, а в верхней — дацитовый состав (фиг. 10). В верхней части толщи расположена крупная линза андезитового порфирита. В восточной части южного борта и на восточном борту синклинали толща В сложена литокристаллокластическими туфами, реже — туфовыми брекчиями дацитового состава. На северном борту синклинали наряду с туфами много андезитовых порфиритов (больше, чем на ее юго-западном борту).

Толща Г калмакэмельской свиты на юго-западном, южном и восточном бортах синклинали сложена преимущественно литокристаллокластическими туфами с редкими линзами лав, а в нижней части — также спекшихся туфов. В верхней части толщи, кроме того, встречаются линзы и пласты витрокристаллокластических туфов. Состав толщи дацитовый, в верхней части местами более кислый. На северном борту среди пород дацитового и липарито-дацитового состава появляется больше лавовых образований. Наряду с ними на северном борту имеется много линз и линзовидных прослоев андезитовых порфиритов и подчиненных им туфов и туфовых брекчий андезитового состава.

Нижняя толща керегетасской свиты на юго-западном борту синклинали представлена песчаниками и конгломератами (с галькой вулканогенных пород), среди которых наблюдаются пласты и прослои туфов дацитового, редко более кислого состава, а в верхней части — линзовидный прослой

андезитового порфирита. К востоку вдоль южного борта синклинали количество туфовых образований увеличивается. На восточном и северном бортах они преобладают над терригенными образованиями. В северной части синклинали, кроме того, имеются линзы андезитовых порфиритов и сопровождающих их туфов и туфовых брекчий андезитового состава. Верхняя толща кергетасской свиты сложена литокристаллокластическими туфами, иногда спекшимися туфами и лавами дацитового, трахидацитового, а в верхах липаритового состава. Лавовых образований больше на северном борту синклинали, чем на юго-западном и южном бортах (фиг. 10).

Из приведенного описания видно, что вулканогенные образования Калмакэмельской синклинали, имеющие преимущественно андезитовый и дацитовый состав, характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Если в толще *Б* калмакэмельской свиты на юго-западном борту в отличие от других частей синклинали лавовые образования составляли преобладающую часть пород (фиг. 11), то в толще *В* они здесь резко подчинены туфам, а в более молодых отложениях крайне редки. Столь же малочисленны они в молодых отложениях восточного борта. На северном борту синклинали в толще *В* лавовых образований гораздо больше, чем на южном борту. Их значительное количество сохраняется здесь и в дальнейшем. Таким образом, со времени накопления толщи *В* калмакэмельской свиты наибольшее количество лав характерно для северного борта синклинали. В этом одна из особенностей северного борта. Другая особенность северного борта состоит в том, что различные вулканогенные образования имеют здесь резко линзовидное залегание и часто сменяют друг друга по простиранию, в то время как на юго-западном, южном и восточном бортах синклинали вулканогенные образования того же возраста характеризуются пластовым залеганием и слабо изменяются по простиранию.

Указанные особенности северного борта связаны с тем, что после накопления второй и особенно третьей толщ калмакэмельской свиты вулканическая деятельность на юго-западном и южном борту синклинали прекратилась и сосредоточилась на ее северном борту. Здесь образовались небольшие, но многочисленные вулканические центры (фиг. 2), которые были нами описаны в 1961 г. С каждым из таких центров связана линза, реже — несколько линз вулканогенных пород. Вулканические центры андезитового состава состоят из одной или нескольких коротких разноориентированных трещин, по которым происходили извержения. Для более кислых вулканических образований были характерны вулканы центрального типа, вблизи которых происходило вторичное окварцевание и ожелезнение пород.

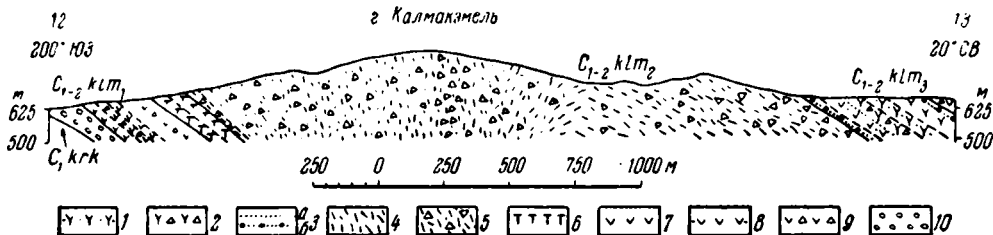
Таким образом, Калмакэмельская синклиналь длительно развивалась как асимметричная коробчатая складка. В начале развития синклинали по продольным трещинам на ее крутом юго-западном борту происходили интенсивные извержения. Более поздняя вулканическая деятельность связана с многочисленными мелкими вулканами и короткими вулканическими трещинами, возникшими на северном борту синклинали.

Кусакская, Моинсуйская и Краснооктябрьская синклинали

К у с а к с к а я с и н к л и н а л ь расположена к северу от Балхашского антиклинория на сочленении синклинорий Северо-Балхашского и Токрау. Синклиналь вытянута в запад-северо-западном направлении (ее длина более 14 км, ширина около 9 км). В плане синклиналь имеет угловатые очертания. Ее юго-западный борт характеризуется наклоном слоев под углами 45—50°. Вблизи ядра складки слои быстро выполаживаются и севернее полого падают на юго-запад. На северо-восточном борту синклинали слои залегают под углами 25—30°. На коротком юго-восточном борту

соседних территорий), и новое ускорение началось лишь в конце развития синклинали, когда она приобрела облик, близкий к современному.

Может возникнуть сомнение в том, что мощности вулканогенных образований в условиях расчлененного рельефа отражают величины погружения разных частей структуры. Однако присутствие известняков в отложениях каркаралинской, калмакэмельской, керегетасской и архарлинской свит Саякской синклинали свидетельствует о прекращении выноса обломочного материала из вулканической области, т. е. красочно указывает на периодическое отсутствие там расчлененного рельефа. Таким образом, в некоторые моменты рельеф в вулканической области был сильно расчлененным и мощности возникавших линз и линзовидных пластов не соответствовали истинной величине погружения, время от времени неровности рельефа



Фиг. 11. Геологический разрез через вулканическую трещину юго-западного борта Калмакэмельской синклинали (местоположение разреза обозначено цифрами 12—13 на фиг. 2).

1 — туфы дацитового состава; 2 — туфовые брекчии того же состава; 3 — среднезернистые (а) и грубозернистые (б) песчаники; 4—6 — образования вулканической трещины: 4 — лавы, 5 — лавовые брекчии, 6 — туфы; 7 — андезитовые порфириды; 8 — их туфы; 9 — их туфовые брекчии. 10 — конгломераты. C_{1krg} — отложения каркаралинской свиты; C_{1-2klm_1} — отложения толщи А калмакэмельской свиты; C_{1-2klm_2} — отложения толщи Б калмакэмельской свиты; C_{1-2klm_3} — отложения толщи В калмакэмельской свиты

сглаживались. Поэтому распределение мощностей для толщ, образование которых происходило в течение длительного времени, отразило степень погружения разных частей синклинали.

Толща В калмакэмельской свиты на юго-западном борту синклинали представлена литокристаллокластическими туфами, реже — туфовыми брекчиями, которые в нижней части имеют андезитовый и дацитовый, а в верхней — дацитовый состав (фиг. 10). В верхней части толщи расположена крупная линза андезитового порфирита. В восточной части южного борта и на восточном борту синклинали толща В сложена литокристаллокластическими туфами, реже — туфовыми брекчиями дацитового состава. На северном борту синклинали наряду с туфами много андезитовых порфиритов (больше, чем на ее юго-западном борту).

Толща Г калмакэмельской свиты на юго-западном, южном и восточном бортах синклинали сложена преимущественно литокристаллокластическими туфами с редкими линзами лав, а в нижней части — также спекшихся туфов. В верхней части толщи, кроме того, встречаются линзы и пласты витрокристаллокластических туфов. Состав толщи дацитовый, в верхней части местами более кислый. На северном борту среди пород дацитового и липарито-дацитового состава появляется больше лавовых образований. Наряду с ними на северном борту имеется много линз и линзовидных прослоев андезитовых порфиритов и подчиненных им туфов и туфовых брекчий андезитового состава.

Нижняя толща керегетасской свиты на юго-западном борту синклинали представлена песчаниками и конгломератами (с галькой вулканогенных пород), среди которых наблюдаются пласты и прослои туфов дацитового, редко более кислого состава, а в верхней части — линзовидный прослой

андезитового порфирита. К востоку вдоль южного борта синклинали количество туфовых образований увеличивается. На восточном и северном бортах они преобладают над терригенными образованиями. В северной части синклинали, кроме того, имеются линзы андезитовых порфиритов и сопровождающих их туфов и туфовых брекчий андезитового состава. Верхняя толща керегетасской свиты сложена литокристаллокластическими туфами, иногда спекшимися туфами и лавами дацитового, трахидацитового, а в верхах липаритового состава. Лавовых образований больше на северном борту синклинали, чем на юго-западном и южном бортах (фиг. 10).

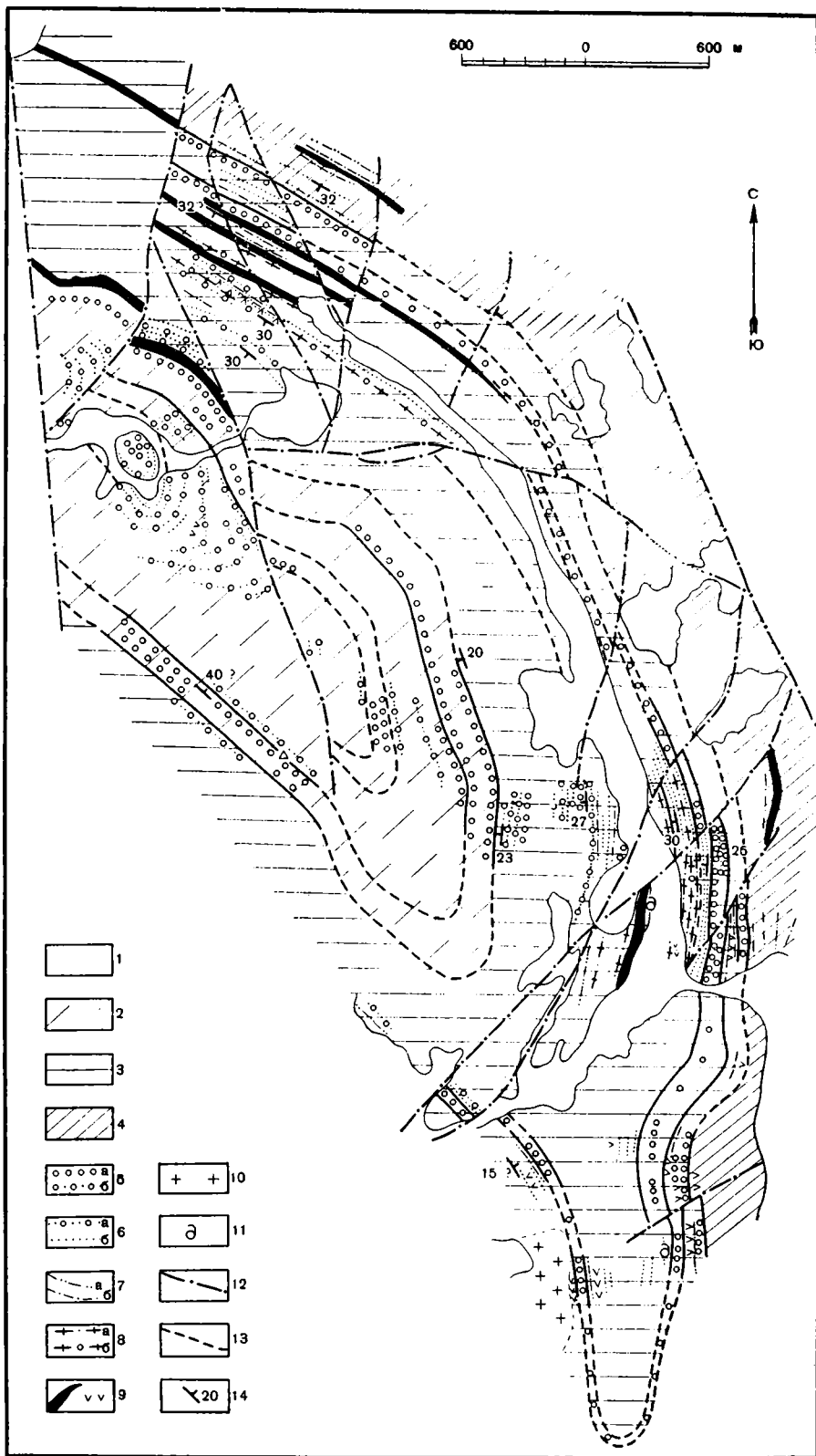
Из приведенного описания видно, что вулканогенные образования Калмакэмельской синклинали, имеющие преимущественно андезитовый и дацитовый состав, характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Если в толще *Б* калмакэмельской свиты на юго-западном борту в отличие от других частей синклинали лавовые образования составляли преобладающую часть пород (фиг. 11), то в толще *В* они здесь резко подчинены туфам, а в более молодых отложениях крайне редки. Столь же малочисленны они в молодых отложениях восточного борта. На северном борту синклинали в толще *В* лавовых образований гораздо больше, чем на южном борту. Их значительное количество сохраняется здесь и в дальнейшем. Таким образом, со времени накопления толщи *В* калмакэмельской свиты наибольшее количество лав характерно для северного борта синклинали. В этом одна из особенностей северного борта. Другая особенность северного борта состоит в том, что различные вулканогенные образования имеют здесь резко линзовидное залегание и часто сменяют друг друга по простиранию, в то время как на юго-западном, южном и восточном бортах синклинали вулканогенные образования того же возраста характеризуются пластовым залеганием и слабо изменяются по простиранию.

Указанные особенности северного борта связаны с тем, что после накопления второй и особенно третьей толщ калмакэмельской свиты вулканическая деятельность на юго-западном и южном борту синклинали прекратилась и сосредоточилась на ее северном борту. Здесь образовались небольшие, но многочисленные вулканические центры (фиг. 2), которые были нами описаны в 1961 г. С каждым из таких центров связана линза, реже — несколько линз вулканогенных пород. Вулканические центры андезитового состава состоят из одной или нескольких коротких разноориентированных трещин, по которым происходили извержения. Для более кислых вулканогенных образований были характерны вулканы центрального типа, вблизи которых происходило вторичное окварцевание и ожелезнение пород.

Таким образом, Калмакэмельская синклиналь длительно развивалась как асимметричная коробчатая складка. В начале развития синклинали по продольным трещинам на ее крутом юго-западном борту происходили интенсивные извержения. Более поздняя вулканическая деятельность связана с многочисленными мелкими вулканами и короткими вулканическими трещинами, возникшими на северном борту синклинали.

Кусакская, Моинсуйская и Краснооктябрьская синклинали

К у с а к с к а я с и н к л и н а л ь расположена к северу от Балхашского антиклинория на сочленении синклинориев Северо-Балхашского и Токрау. Синклиналь вытянута в запад-северо-западном направлении (ее длина более 14 км, ширина около 9 км). В плане синклиналь имеет угловатые очертания. Ее юго-западный борт характеризуется наклоном слоев под углами 45—50°. Вблизи ядра складки слои быстро выполаживаются и севернее полого падают на юго-запад. На северо-восточном борту синклинали слои залегают под углами 25—30°. На коротком юго-восточном борту



Фиг. 12. Геологическая карта восточной части синклинали Моинсу.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхняя толща верхнепалеозойских отложений; 3 — нижняя толща верхнепалеозойских отложений; 4 — фаменские и турнейские отложения; 5 — конгломераты (а) и гравелиты (б); 6 — песчаники грубозернистые (а) и среднезернистые (б); 7 — мелкозернистые песчаники (а) и алевролиты (б); 8 — известковистые песчаники мелкозернистые и среднезернистые (а), грубозернистые (б); 9 — пластовые тела диорит-порфирита; 10 — гранитоиды; 11 — фаунистические остатки; 12 — разрывы; 13 — маркирующие горизонты; 14 — элементы залегания

залегание слоев пологое. Северо-западная часть синклинали не обнажена. Таким образом, Кусакская синклиналь в обнаженной части является асимметричной коробчатой складкой с крутым юго-западным бортом.

В периферической части бортов синклинали залегают вулканогенные образования каркаралинской свиты преимущественно андезитового состава. В центральной части синклинали залегают толщи калмакэмельской свиты. В основании свиты повсеместно выделяется пачка (около 200—250 м) песчаников, гравелитов и конгломератов, нередко туфогенных, с пластами туфов андезитового состава, соответствующая толще А Калмакэмельской синклинали. Галька конгломератов представлена вулканогенными породами андезитового состава, реже гранитоидами. Выше в восточной части юго-западного борта и на юго-восточном борту залегают толща андезитовых и андезито-дацитовых порфиров с редкими пластами туфов. Ее мощность в восточной части юго-западного борта не менее 800 м. На северо-восточном борту и в западной части юго-западного борта толща порфиритов замещается туфами и туфовыми брекчиями андезитового состава, туфогенными конгломератами с галькой андезитовых порфиритов, в меньшей степени — граувакковыми песчаниками. Мощность этих отложений на северо-восточном борту синклинали не превышает 600 м. Толща порфиритов и замещающих их обломочных пород по составу сходна с толщей Б Калмакэмельской синклинали. Как и на юго-западном борту Калмакэмельской синклинали, на юге Кусакской синклинали в это время изливались лавы, которые по мере удаления от места извержений замещались туфовыми и терригенными образованиями того же состава.

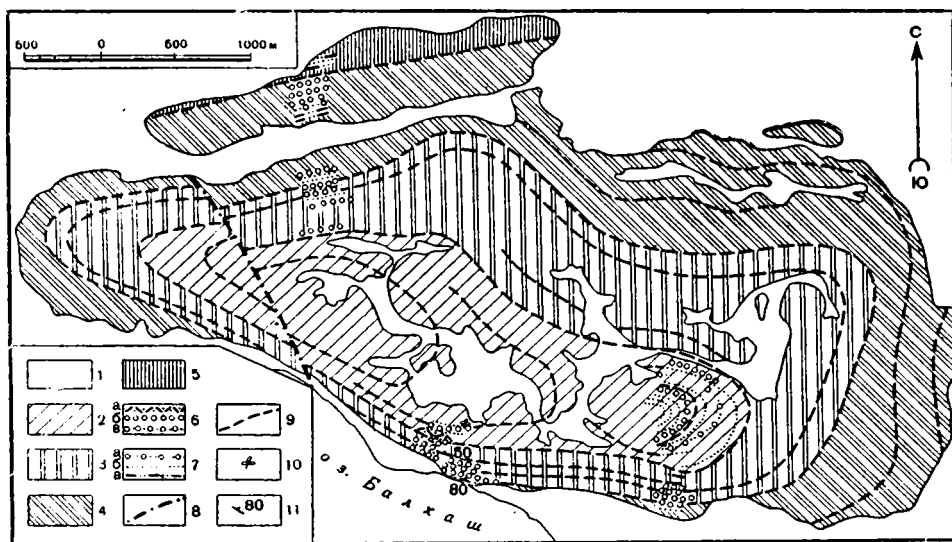
Выше в Кусакской синклинали залегают кристаллокластические и литокристаллокластические туфы, реже — туфовые брекчии и спекшиеся туфы преимущественно дацитового состава, сходные с образованиями толщи В Калмакэмельской синклинали. Эта толща в пределах Кусакской синклинали выдержана по составу. Ее мощность на северо-восточном борту 700—800 м, на юго-западном борту более 1000 м.

Из приведенных сопоставлений видно, что мощности толщ калмакэмельской свиты на юго-западном борту синклинали больше, чем на северо-восточном, т. е. асимметрия синклинали проявлялась уже во время накопления отложений этой свиты. Таким образом, по морфологии, истории развития, характеру вулканизма Кусакская синклиналь во многом сходна с Калмакэмельской.

Синклиналь Моинсу расположена в западной части Балхашского антиклинория на левобережье р. Токрау (фиг. 1). Она несколько удлинена с юго-востока на северо-запад, продолжаясь в этом направлении на 15 км. Нами была изучена лишь восточная часть синклинали (фиг. 12). Здесь отчетливо противопоставляются юго-западный борт с выдержанным простиранением слоев и углами падения около 40° и северо-восточный борт, очертания которого изменяются от пласта к пласту, а углы падения не превышают 20 — 30° . На сочленении крутого юго-западного борта с восточным в периферической части синклинали возникла удлиненная центриклиналь, продолжающаяся на юг примерно на 2 км и сходная с такими же образованиями Калмакэмельской и Саякской синклиналей. Таким образом, как и описанные выше структуры, синклиналь Моинсу в изученной части является асимметричной коробчатой складкой с крутым юго-западным бортом, аналогичным юго-западному и южному бортам Калмакэмельской и Саякской синклиналей.

Синклиналь Моинсу сложена верхнепалеозойскими осадочными образованиями (фиг. 13. См. приложение в конверте). В нижней части разреза залегают песчаники, реже — алевролиты и глинистые сланцы с прослоями известковистых песчаников и известняков. В известняках встречены кораллы турнейского или визейского возраста. В основании этой пачки выделяются два пласта конгломерата с галькой кварцевых порфиров. Верхняя

часть разреза представлена грубозернистыми, реже — среднезернистыми песчаниками с пластами и прослоями конгломератов и гравелитов. Примерно посередине этой части разреза залегает мощный пласт конгломерата с галькой вулканогенных пород, реже — осадочных пород и гранитоидов. Общая мощность толщи не более 700 м. На северо-восточном борту синклинали Моинсу развиты силлы диорит-порфирита (фиг. 12), внедрившиеся, вероятно, на последних этапах ее развития.



Фиг.14. Геологическая карта Краснооктябрьской синклинали.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхняя толща верхнепалеозойских отложений; 3 — средняя толща верхнепалеозойских отложений; 4 — нижняя толща верхнепалеозойских отложений, 5 — фаменские и турнейские отложения; 6 — пласты кислых туфов (а), конгломератов (б), гравелитов (в); 7 — пласты песчаников грубозернистых (а), среднезернистых (б), мелкозернистых (в); 8 — разрывы; 9 — маркирующие горизонты; 10 — растительные остатки; 11 — элементы залегания

Небольшая Краснооктябрьская синклинали расположена на северном берегу оз. Балхаш в 120 км к востоку от г. Балхаша (фиг. 1). Она имеет форму округленного по вершинам изогнутого четырехугольника, удлиненного в широтном направлении (фиг. 14). Длина синклинали 7 км, ширина около 4 км. Южный борт синклинали имеет четкие линейные очертания и характеризуется в периферической части падениями слоев под углами 50—80°. Северный борт синклинали примерно вдвое шире, и очертания его изменяются от пласта к пласту. Следовательно, и эта синклинали, как и предыдущие, является асимметричной коробчатой складкой с крутым южным бортом. Синклинали сложена толщей песчаников, большей частью грубозернистых, с прослоями и пластами конгломератов. Последние приурочены главным образом к низам разреза. Возраст толщи — верхнепалеозойский.

* * *

Каждая из рассмотренных выше пяти синклиналей образована наклонной флексурой и примыкающими к ней пологими моноклиналями, плавно сменяющими друг друга, т. е. каждая синклинали является коробчатой складкой, близкой по форме к короткому одностороннему грабену. Наклонная флексура соответствует разрыву такого грабена. Во всех синклиналих эти флексуры развиты на юго-западных и южных бортах, и все синклинали несколько удлинены вдоль флексур, т. е. все они одинаково ориентированы и по-одинаковому асимметричны.

Основные черты строения главных коробчатых складок повторяются в дополнительных складках северного борта Саякской синклинали с той лишь разницей, что некоторые из них (синклиналь II) ограничены флексурами с двух сторон — близки по форме к двусторонним грабенам. Грабенообразный характер большинства дополнительных складок выражен более резко; иногда ограничивающая флексура переходит в сброс (синклиналь III).

Все коробчатые складки близки по форме к грабенам; на их крутых бортах, аналогичных разломам в грабенах, не наблюдается обратных падений слоев. Это дает право утверждать, что проседание коробчатых синклиналей не было результатом бокового сжатия, а произошло в результате действия или вертикально направленных сил, или горизонтального растяжения.

В дополнительной синклинали III вдоль сброса на южном борту расположена одновозрастная с этим сбросом, круто наклоненная на север дайка диорит-порфирита с неровными, но на каждом отрезке примерно параллельными краями. Последнее указывает на то, что трещина, заполненная диорит-порфиритом, является трещиной отрыва и что во время проседания синклинали III происходило горизонтальное растяжение в направлении, близком к меридиональному.

Уже отмечалось, что в начале развития Калмакэмельской синклинали на ее юго-западном борту происходили извержения по трещине или системе трещин, ориентированных параллельно этому борту. Трещины, морфологически аналогичные трещине на южном борту дополнительной синклинали III, свидетельствуют о горизонтальном растяжении, имевшем место во время проседания Калмакэмельской синклинали и ориентированном примерно перпендикулярно к ее крутому борту.

Таким образом, по крайней мере в некоторых коробчатых синклиналях установлены проявления горизонтального растяжения, одновременного с проседанием синклиналей. Остается выяснить, было ли растяжение следствием проседания синклинали или его причиной. Все главные коробчатые синклинали при беспорядочном расположении примерно одинаково ориентированы и одинаково асимметричны. Это позволяет считать наиболее вероятным, что они возникли в результате действия однонаправленных напряжений, ориентированных горизонтально, т. е. что коробчатые синклинали и ориентированные в одном с ними направлении трещины отрыва были проявлением горизонтального растяжения в северо-северо-восточном направлении, обусловленного единой для Северного Прибалхашья системой горизонтальных напряжений.

Проседание главных коробчатых синклиналей происходило длительное время — по меньшей мере с намюрского века до пермского периода; при этом асимметричность их строения со временем проявлялась все более резко. Небольшие складки (Кусакская, Краснооктябрьская) в процессе развития не испытывали значительного усложнения. В более крупных синклиналях на поздних этапах их развития возникли осложняющие тектонические формы. Наиболее важные из них — дополнительные складки северного борта Саякской синклинали, повторяющие в главных чертах Саякскую синклиналь и, по-видимому, имеющие тот же механизм образования. При беспорядочном расположении они ориентированы так же, как вся Саякская синклиналь. Эти складки возникли или как позднее проявление напряжений, вызвавших образование главных коробчатых синклиналей, или как результат изгибания слоев при проседании Саякской синклинали и горизонтального растяжения, вызванного таким изгибанием.

Обращает внимание, что на поздних этапах развития Калмакэмельской синклинали на ее северном борту возникли небольшие беспорядочно расположенные вулканические центры. В Калмакэмельской синклинали эти структуры занимают то же положение, что и дополнительные складки в

Саякской синклинали. Они также возникли тогда, когда прогибание синклинали достигло значительной величины. Поэтому возможно, что упомянутые вулканические центры и дополнительные коробчатые синклинали являются аналогичными структурами горизонтального растяжения, а различия между ними связаны с различиями в механических свойствах пород и в структурном положении Саякской и Калмакэмельской синклиналей.

Обе группы осложняющих структур возникли, когда Саякская и Калмакэмельская синклинали испытали уже значительное погружение, т. е. их образование, по-видимому, было связано с глубиной погружения главных синклиналей, отражающей общую величину длительно действовавших напряжений. Вместе с тем дополнительные складки в Саякской синклинали начали возникать в верхнекаменноугольную эпоху, а упомянутые вулканические центры в Калмакэмельской синклинали появились в среднекаменноугольную эпоху. Вероятно, это связано с различиями в режиме проседания синклиналей. Саякская синклинали глубоко погрузилась лишь ко времени накопления архарлинской свиты, а Калмакэмельская синклинали испытала глубокое погружение уже во время накопления калмакэмельской свиты.

Наряду с дополнительными складками на поздних этапах развития синклиналей, как производные от их проседания, образовались мелкие дисгармоничные смятия (Саякская и Моинсуйская синклинали) и удлиненные центриклинали на сочленении крутых длинных бортов с короткими (Саякская, Калмакэмельская и Моинсуйская синклинали). Тогда же (до образования гранитоидных массивов) в Саякской синклинали в «ослабленных» участках структуры возникли силлы, факолиты, реже — секущие тела андезитового состава. Аналогичные вулканические проявления имели место и в Моинсуйской синклинали.

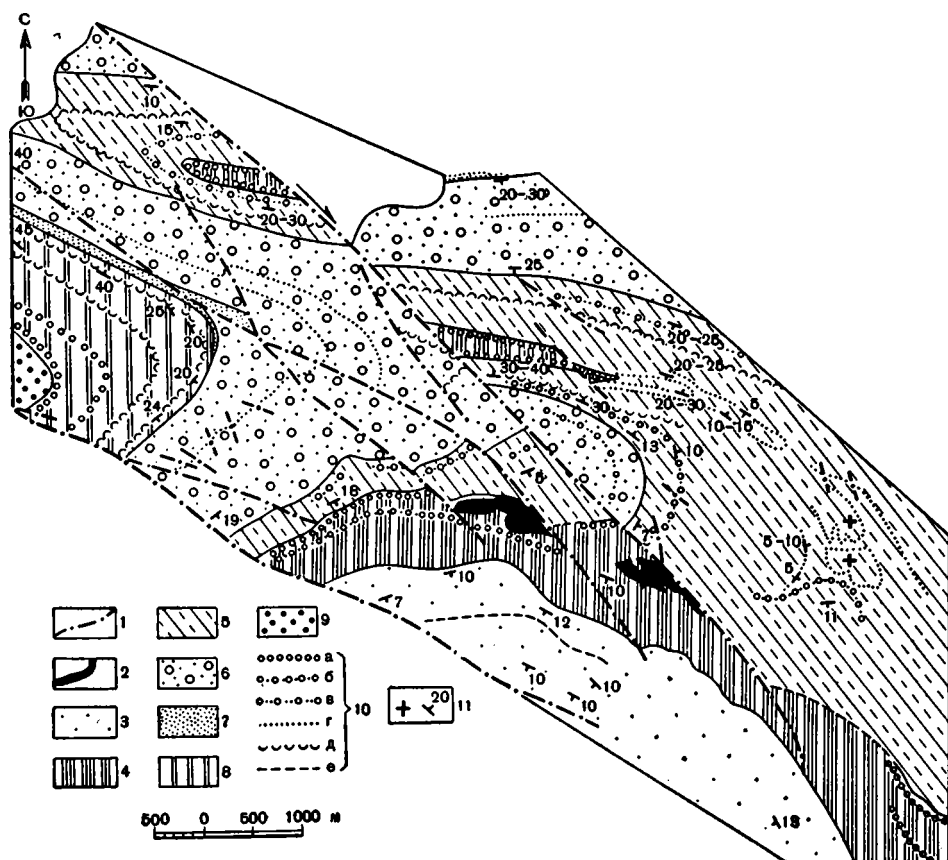
Таким образом, в Северном Прибалхашье выделяется ассоциация тектонических форм, в которой основными членами являются главные коробчатые синклинали. С ними генетически связаны дополнительные коробчатые синклинали, мелкие смятия, а также разнообразные формы, заполненные вулканическими породами андезитового и дацитового состава: в Калмакэмельской синклинали — трещина юго-западного борта и мелкие вулканические центры, в Саякской и Моинсуйской синклиналях — силлы, факолиты и дайки. Все формы этой ассоциации, вероятно, являются прямым или косвенным результатом горизонтального растяжения. Поскольку с основными членами ассоциации — коробчатыми синклиналями — связаны проявления вулканизма андезитового и дацитового состава, можно предполагать, что эти структуры распространялись на большую глубину.

Сдвиги на бортах коробчатых синклиналей

На пологих бортах крупных коробчатых синклиналей наблюдаются системы разрывов, ориентированных примерно вдоль или косо к простираниям осей синклиналей. На северо-западном борту Саякской синклинали и в западной части ее северного борта разрывы имеют северо-западное направление, на восточном ее борту — северо-восточное направление, на восточном борту Калмакэмельской синклинали — восток-юго-восточное, на восточном борту Моинсуйской синклинали — северо-восточное. Эти разрывы в плане обычно прямолинейны или слабо изогнуты. Иногда они ветвятся или пересекаются. Разрывы отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках и хорошо прослеживаются на местности — им соответствуют понижения, по которым часто проходят овраги или располагаются цепочки родников.

На северо-западном борту Саякской синклинали и в западной части ее северного борта вдоль каждого из разрывов в плане слои смещены по часовой стрелке, т. е. слои северо-восточного крыла смещены на юго-восток

относительно их продолжений на противоположном крыле. Вдоль каждого из таких разрывов, выделенных на восточных бортах синклиналей Саякской, Калмакэмельской и Моинсуйской в плане слои смещены против часовой стрелки. При моноклиальном залегании слоев их смещение в плане не позволяет установить истинное смещение по разрыву. Однако некоторые из разрывов описываемой группы в Саякской синклинали смещают ее участки с переменным залеганием слоев. Рассмотрим эти разрывы подробнее.



Фиг. 15. Геологическая карта западной части северного борта Саякской синклинали в районе сдвига А.

1 — разрывы; 2 — пластовые тела диорит-порфирита; 3 — верхняя толща архарлинской свиты; 4 — нижняя толща архарлинской свиты; 5 — верхняя толща керегетасской свиты; 6 — нижняя толща керегетасской свиты; 7 — базальные горизонты керегетасской свиты; 8 — отложения калмакэмельской свиты; 9 — отложения каркаралинской свиты; 10 — пласты конгломератов (а), гравелитов (б), песчаников грубозернистых (в), песчаников среднезернистых и мелкозернистых (г), туфов (д), алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев (е); 11 — элементы залегания

Разрыв А (фиг. 2 и 15) рассекает западную часть северного борта синклинали. На его западном крыле расположена широтно ориентированная центриклиналь, прислоненная к разрыву своей расширяющейся частью. Южный борт центриклинали с углами падения $20-40^\circ$ примерно вдвое круче северного ($10-15^\circ$). На восточном крыле разрыва расположена синклиналь с оборванным западным центриклинальным окончанием. Южный борт синклинали с углами падения около 40° примерно вдвое круче северного ($20-30^\circ$). Центриклиналь и оборванная синклиналь сложены одинаковыми породами; к югу от каждой из них расположена периклинали, замыкающаяся к востоку и отделяющая их от Кунгисаякской ячеи. Таким

образом, центриклиналь и оборванная синклиналь—части единой синклинали, разобщенные разрывом. Северный борт этой синклинали смещен вдоль разрыва по часовой стрелке на 3 км, ее южный борт — на 2 км, замок периклинали — на 1,5 км. На северном борту Кунгисаякской ячеи смещения уже нет. Таким образом, разрыв *A* является правым сдвигом, затухающим к югу.

В 5,5 км северо-восточнее описанного сдвига находится разрыв *B* (фиг. 2). На разных крыльях этого разрыва закартированы две центриклинали, замыкающиеся по мере удаления от него. Центриклинали сложены разновозрастными толщами, имеют крутые южные крылья, осложненные продольными сбросами, и более пологие северные. К северу от каждой центриклинали последовательно расположены антиклиналь, синклиналь, замыкающаяся к западу, и коробчатая антиклиналь, отделяющая Саякскую складку от Северо-Балхашского синклинория. Таким образом, центриклинали являются частями единой синклинали, разобщенными разрывом. Ядро синклинали смещено вдоль разрыва на 4 км по часовой стрелке. Это определяет разрыв как правый сдвиг. К северо-западу сдвиг затухает.

В 4 км северо-восточнее описанного сдвига расположен разрыв *B*; он обрывает с запада синклиналь II. Западное продолжение синклинали находится на другом крыле разрыва в 3 км северо-западнее. Следовательно, разрыв *B* также является правым сдвигом с амплитудой смещения в 3 км. Таким способом удалось определить и другие разрывы северо-западного направления как правые сдвиги.

Некоторые разрывы восточной части Саякской синклинали, имеющие северо-восточное простирание, смещают против часовой стрелки северо-восточный и южный борты Либайской ячеи и поэтому определяются как левые сдвиги (фиг. 2). Самый крупный из них сдвиг *Г* имеет наибольшую амплитуду вдоль сместителя в 1,5 км. Она замерена по смещению крутого восточного контакта Либайской диоритовой интрузии. Западнее, в ядре Либайской ячеи амплитуда сдвига уменьшается до 0,9 км. В 6 км юго-восточнее расположен крупный разрыв того же направления, смещающий против часовой стрелки оба склона антиклинали, разделяющей Либайскую и Джамбашскую ячею. Наибольшая амплитуда этого левого сдвига 1 км.

Таким образом, по крайней мере некоторые разрывы двух описанных систем являются сдвигами¹. Остальные разрывы этих систем рассекают моноклинали, поэтому истинное смещение по ним определить не удалось. Но они имеют ту же морфологию и смещение слоев в плане, что и доказанные сдвиги, и, вероятно, также являются сдвигами.

Северо-западный борт Саякской синклинали рассечен системой правых сдвигов северо-западного направления. Восточный борт синклинали рассечен системой левых сдвигов восток-северо-восточного направления. Сдвиги затухают с приближением к наиболее прогнутым частям синклинали: к юго-западной и южной части Кунгисаякской ячеи и к юго-западной части Джамбашской ячеи (фиг. 2). Вместе с тем и к периферии мульд некоторые сдвиги затухают (разрывы северо-западного борта, сдвиг *B* северного борта) или уменьшаются в амплитуде (сдвиг *Г* восточного борта). Сдвиги отсутствуют на крутом юго-западном и южном борту синклинали. Таким образом, они являются специфическим типом структур, развитым на пологих бортах Саякской синклинали (фиг. 9).

Время указанных смещений по сдвигам определяется довольно точно. Сдвиги смещают дополнительные коробчатые синклинали и покров андезитовых порфириров в центре Либайской ячеи (фиг. 2), но сдвиги,двигающие Саякской гранитоидной интрузии в юго-западной части Либайской ячеи, не смещают контактов интрузии. Дайки, связанные с Кунгисаяк-

¹ Некоторые из доказанных сдвигов имеют небольшую вертикальную составляющую смещения (у сдвига *B* северо-восточное крыло опущено примерно на 250 м, а у сдвига *B* — на 100 м).

ской и Саякской интрузиями гранитоидов, пересекают сдвиги не смещаясь (Трифонов, 1963). Следовательно, сдвиги возникли после образования дополнительных коробчатых синклиналей и покровов порфириров, но до образования интрузий, т. е. на последних этапах развития Саякской синклинали, когда асимметричное погружение и формирование ее структуры происходило особенно быстро.

Поперечные разрывы восточного борта Калмакэмельской синклинали (фиг. 2), смещая в плане слои против часовой стрелки, не выходят за пределы одной моноклинали. Поэтому их можно лишь предположительно считать левыми сдвигами по аналогии со сдвигами восточного борта Саякской синклинали. Разрывы северо-восточного направления, развитые на восточном борту Моинсуйской синклинали, как отмечалось выше, также смещают слои против часовой стрелки (фиг. 12). Некоторые из них пересекают центриклиналь, по которой сочленяются восточный и юго-западный борта, смещая их в одном направлении. Эти разрывы — левые сдвиги.

Таким образом, сдвиги на бортах коробчатых синклиналей, причленяющихся к крутому юго-западному и южному борту, развиты не только в Саякской синклинали, но и в Моинсуйской и, вероятно, в Калмакэмельской синклинали. По-видимому, все они возникли на последнем этапе развития этих складок, когда их проседание происходило особенно быстро и асимметрично. Характер смещения по сдвигам зависит от того, на каком борту синклинали они расположены: на восточном борту сдвиги левые, на северо-западном борту и близ него — правые. Следовательно, сдвиги закономерно связаны с главными коробчатыми синклиналиями во времени и пространстве. Это позволяет предполагать генетическую связь между ними.

Глубина сдвигов на бортах коробчатых синклиналей устанавливается при изучении морфологии этих разрывов. Рассмотренный выше правый сдвиг *А* (в Саякской синклинали) затухает к юго-востоку (фиг. 15). При этом северный борт разорванной дополнительной синклинали, смещенный вдоль сдвига на 3 км, отстоит от окончания сдвига на 10 км по его юго-западному крылу и на 7 км — по северо-восточному; т. е. северо-восточное крыло сдвига на столь небольшом расстоянии было сжато относительно противоположного крыла на 3 км. Правый сдвиг *Б* (фиг. 2) затухает к северо-западу. Ядро разорванной дополнительной синклинали, смещенное вдоль сдвига на 4 км, отстоит от окончания сдвига на 6 км по его юго-западному крылу и на 10 км — по северо-восточному; т. е. юго-западное крыло сдвига на столь небольшом расстоянии относительно сжато на 4 км. Вдоль сдвига *Г* (фиг. 2) на протяжении 2,5 км амплитуда истинного смещения изменяется от 1,5 до 0,5 км. Однако значительные напряжения относительного сжатия и растяжения на крыльях сдвигов, что особенно хорошо видно для сдвига *А* (фиг. 12), не привели к образованию на крыльях сдвигов и их окончаниях осложняющих структур. Эти напряжения выразились лишь в увеличении или уменьшении углов наклона пластов на крыльях сдвигов. Если бы сдвиги продолжались на значительную глубину, в результате сжатия произошло бы значительное относительное поднятие сжатого крыла. Но этого не наблюдается ни в сдвиге *А* (фиг. 15), ни в других сдвигих (фиг. 2). Следовательно, сдвиги на бортах коробчатых синклиналей являются поверхностными структурами.

Таким образом, сдвиги на бортах коробчатых синклиналей, по-видимому, генетически связаны с синклиналиями и входят в описанную выше ассоциацию тектонических форм. Поскольку сдвиги — поверхностные структуры, а коробчатые синклинали — глубинные, можно предполагать, что в этой паре генетически связанных структур коробчатые синклинали являются главными, а сдвиги — производными.

Как отмечалось, для образования дополнительных синклиналей и небольших вулканических центров на северных бортах Саякской и Калмакэмельской синклиналей определяющей была величина действовавших

напряжений, отразившаяся в величине погружения главных синклиналей. Поверхностные сдвиги возникли в самом конце развития синклиналей, когда их погружение происходило особенно быстро. Следовательно, для их образования существенное значение имела не только величина, но и скорость проседания.

ЛИНЕЙНЫЕ ГРАБЕНООБРАЗНЫЕ ЗОНЫ

В Северном Прибалхашье развиты линейные структуры, сложенные верхнепалеозойскими отложениями, с одной или двух сторон ограниченные разрывами. Эти структуры (зоны) своеобразны как по характеру дислокаций, так и по составу развитых в них пород. Наиболее характерные структуры этого типа — Тастыйская и Котырассанская — расположены вдоль границы Балхашского антиклинория с соседними синклиниями.

Тастыйская зона

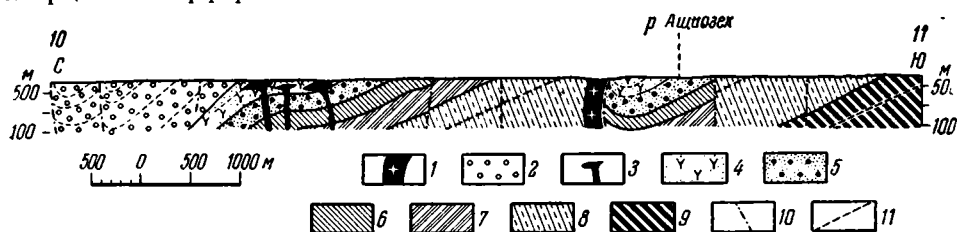
Современная морфология. Под названием Тастыйской зоны В. Я. Кошкиным была выделена вытянутая в запад-северо-западном направлении (по азимуту 290—305°) узкая область распространения отложений калмакэмельской и керегетасской свит и ее южное обрамление. Эта зона, расположенная на границе Северо-Балхашского синклиния и Балхашского антиклинория, протягивается вдоль юго-западного и южного борта Калмакэмельской коробчатой синклинали (фиг. 1).

Для Тастыйской зоны характерно сочетание складчатых деформаций с крупными продольными разрывами и большим количеством мелких разрывов, большей частью поперечных. Нами была детально изучена лишь центральная и восточная части зоны, которые описаны ниже. Здесь выделены два крупных разрыва (фиг. 2). Северный разрыв, совпадающий с большим Калмакэмельским разломом, отделяет Тастыйскую зону от Калмакэмельской синклинали и прослеживается на всем протяжении зоны. Южное крыло разрыва глубоко погружено относительно северного крыла, что позволяет говорить о большом вертикальном смещении по разрыву. Его сместитель большей частью скрыт под четвертичными наносами. В тех местах, где сместитель обнажен, он не всегда картируется в виде прямолинейной трещины. Так, к юго-востоку от горы Калмакэмель (фиг. 2) линия разрыва на западе имеет северо-западное простираие, восточнее — запад-северо-западное, еще восточнее — широтное, а затем снова северо-западное.

В 4 км к западу от вершины г. Калмакэмель вблизи сместителя хорошо обнажены породы обоих крыльев разрыва. Плоскость сместителя здесь, по-видимому, близка к вертикальной. Порфириды каркаралинской свиты, залегающие на северном крыле, вблизи разрыва не испытали заметных изменений. Песчаники, алевролиты и туфы керегетасской свиты, залегающие на южном крыле, вблизи разрыва сильно трещиноваты. К югу трещиноватость в породах южного крыла быстро уменьшается. Относительное опускание южного крыла при положении сместителя, близком к вертикальному, определяет разрыв как сброс, хотя и не исключает горизонтальных перемещений по нему.

Южный разрыв прослеживается лишь в юго-восточной части Тастыйской зоны. Он простирается примерно параллельно северному разрыву. В восточной части разрыв пересекает девонские толщи. На его северном крыле расположена наклоненная на север примерно послойная интрузия кварцевого порфира. Западнее, где на северном крыле разрыва залегают девонские толщи, а на южном — отложения калмакэмельской свиты, интрузия кварцевого порфира причленяется к разлому и протягивается вдоль него (фиг. 2). В этой части интрузия теряет послойный характер: она сечет вмещающие породы и наклонена на север значительно круче последних,

по-видимому, так же, как и сместитель разрыва. Еще западнее разрыв разделяется на две ветви и скоро затухает. Вдоль каждой из его ветвей расположены линзовидные тела кварцевых порфиров, аналогичные указанной интрузии. Таким образом, южный разрыв, как и северный, протягивается вдоль Тастыйской зоны; здесь, как и у северного разрыва, относительно опущено южное крыло. Однако в отличие от северного южный разрыв на значительном протяжении имеет характер открытой трещины, заполненной кварцевым порфиром.



Фиг. 16. Геологический разрез через Тастыйскую грабенообразную зону (местоположение разреза обозначено цифрами 10—11 на фиг. 2).

1 — жилы кварцевых порфиров; 2 — отложения керегетасской свиты; 3 — тела кварцевых порфиров в отложениях калмакэмельской свиты; 4 — верхняя толща калмакэмельской свиты; 5 — нижняя толща калмакэмельской свиты; 6 — нижнетурнейские отложения; 7 — фаменские отложения; 8 — эйфельские отложения; 9 — кобленцские отложения; 10 — разрывы; 11 — маркирующие горизонты

К северу от южного разрыва расположена пологая (20—30°) моноклинал¹, наклоненная на север и сложенная девонскими, нижнекаменноугольными толщами и образованиями калмакэмельской и керегетасской свит (фиг. 16). К югу от г. Калмакэмель моноклинал осложнена пологой поперечной флексурой (фиг. 2). В 5—6 км к юго-востоку от г. Калмакэмель в пределах моноклинали закартирована еще одна узкая интрузия кварцевого порфира, вытянутая по простиранию Тастыйской зоны.

Более северная часть зоны характеризуется крутым (40—80°) падением на север. Граница между пологой и крутой моноклиналями резкая и проходит или по контакту калмакэмельской и керегетасской свит, или несколько севернее. Наконец, в самой северной части Тастыйской зоны местами картируется узкая центриклинал, на северном крыле которой слои залегают вертикально. Таким образом, большая часть Тастыйской зоны — моноклинал, наклоненная на север и ограниченная с севера сбросом с опущенным южным крылом (фиг. 16). Вблизи сброса слои местами наклонены на юг, т. е. изогнуты в направлении смещения по сбросу. Следовательно, описанная моноклинал в сочетании с северным разрывом образует односторонний грабен, местами осложненный вдоль разрыва небольшой флексурой.

К югу от г. Калмакэмель северный разрыв раздваивается, и между двумя его ветвями располагается тектоническая линза, сложенная образованиями керегетасской свиты и характеризующаяся центриклинальным строением. Непосредственно южнее этой линзы верхние горизонты керегетасской свиты также имеют центриклинальное залегание. Следовательно, подворачивание слоев в моноклинали здесь происходит около каждой ветви сброса.

Часть Тастыйской зоны, расположенная к югу от южного разрыва, также является моноклинал, наклоненной на север (фиг. 16). Она сложена девонскими, нижнекаменноугольными толщами и образованиями калмакэмельской свиты. Большая часть моноклинали характеризуется наклоном слоев в 20—40°; лишь в ее северной части, сложенной верхнепалеозойскими

¹ В восточной части Тастыйской зоны угол наклона моноклинали местами возрастает до 50° и даже до 60°.

толщами, углы их падения иногда возрастают до 40—60°. Вблизи южного разрыва верхнепалеозойские пласты местами слагают центриклиналь,¹ северное крыло которой наклонено на юг под углами 20—60°. Таким образом, и эта моноклинали в сочетании с южным разрывом образует односторонний грабен, на отдельных участках вдоль разрыва осложненный небольшой флексурой¹.

Следовательно, Тастыйская зона в изученной нами части состоит из двух односторонних грабенов с разрывами на северном крыле: основного, северного и дополнительного, южного. Основной, северный грабен, местами вдоль разрыва осложненный флексурой, продолжается в западной части Тастыйской зоны. К югу от него там также развиты небольшие односторонние грабены, один из которых переходит в асимметричную коробчатую синклинали с крутым надорванным северо-восточным бортом.

Тастыйская зона рассечена многочисленными разрывами меридионального или северо-западного простирания, вдоль которых в плане слои смещены по часовой стрелке. Небольшие разрывы не выходят за пределы моноклинали основного грабена. Более крупные разрывы, амплитуда смещения вдоль которых иногда достигает 1 км, протягиваются на большое расстояние. Некоторые из них пересекают южный разрыв и дополнительный грабен, смещая их по часовой стрелке (фиг. 2). Наиболее крупные из разрывов достигают Калмакэмельского разлома, но ни один не пересекает его. Вероятно, образование разрывов связано с движениями по этому разлому.

Главная черта строения Тастыйской зоны — ее грабенообразный характер. Образование грабенов сопровождалось внедрением кварцевых порфиров, заполнивших открытые трещины, т. е. трещины растяжения, простирание которых совпадало с простираниями грабенов и зоны в целом. Наиболее крупная интрузия кварцевого порфира приурочена к южному разрыву. Таким образом, при образовании Тастыйской зоны имело место горизонтальное растяжение, ориентированное примерно поперек простирания зоны (в северо-северо-восточном направлении). Вероятно, грабенообразное проседание зоны было результатом этого растяжения.

История развития. В фаменский и турнейский века на территории Тастыйской зоны находился склон Северо-Балхашской впадины (фиг. 6). В нижнетурнейское время здесь отложилась мощная вулканогенно-осадочная толща. В дальнейшем южная граница области распространения вулканогенных толщ сместилась к северу и проходила по южному борту Калмакэмельской синклинали. Отложения кемельбекской и каркаралинской свит, сохранившихся в северо-западной и юго-восточной частях Тастыйской зоны, имеют переходный характер и по мощностям, и по составу между разновозрастными вулканогенно-осадочными толщами южной части Калмакэмельской синклинали и осадочными толщами Саякской синклинали. Следовательно, в это время территория Тастыйской зоны находилась на краю Балхашского поднятия.

Пласты калмакэмельской свиты на южном склоне основного грабена Тастыйской зоны залегают с разрывом непосредственно на нижнетурнейской толще, а местами (например, в упомянутой выше седловидной антиклинали в 5 км к юго-западу от горы Калмакэмель)—даже на фаменских отложениях (фиг. 2). В это время началось глубокое погружение Калмакэмельской и Саякской синклиналей, и центральная часть Тастыйской зоны оказалась резко приподнятой относительно этих синклиналей. К периферии Тастыйской зоны величина размыва, а следовательно, и величина поднятия уменьшается: к северо-западу от центральной части зоны из-под калмакэмельских отло-

¹ В 6 км юго-западнее г. Калмакэмель к северу от южного разрыва закартирована седловидная антиклинали, на южном крыле которой слои наклонены в сторону разрыва под углами 5—30°, т. е. здесь флексурообразно изогнуто в направлении смещения по разрыву не только его южное опущенное, но и северное приподнятое крыло.

жений появляются сначала верхнетурнейские, а затем, близ северо-западного окончания зоны, и визейские отложения; близ юго-восточного окончания зоны также появляются визейские отложения. Таким образом, к началу накопления калмакэмельской свиты центральная часть Тастыйской зоны была областью наиболее высокого поднятия между Калмакэмельской и Саякской синклиналями.

Отложения калмакэмельской свиты Тастыйской зоны (фиг. 13) имеют мощность около 400 м — меньше, чем на северном борту Саякской синклинали (550 м) и на юго-западном борту Калмакэмельской синклинали (больше 2000 м). По-видимому, отложения калмакэмельской свиты Тастыйской зоны являются остатками маломощного чехла осадков, покрывавших в то время поднятие между указанными коробчатыми синклиналями (фиг. 6 и 8, А). Образования калмакэмельской свиты Тастыйской зоны разделяются на две толщи: 1) нижнюю, сложенную конгломератами и граувакковыми песчаниками с редкими прослоями литокристаллокластических туфов дацитового состава в верхней части, и 2) верхнюю, сложенную литокристаллокластическими и кристаллокластическими туфами и туфовыми брекчиями андезитового и дацитового состава, а также конгломератами и песчаниками, часто туфогенными. Терригенный и туфовый материал калмакэмельской свиты Тастыйской зоны сходен с вулканогенными образованиями толщ Б и В этой свиты в Калмакэмельской синклинали. Таким образом, вулканическая деятельность в Калмакэмельской синклинали и размыв возникших там вулканических гор служили источником терригенного и туфового материала, отлагавшегося на территории Тастыйской зоны.

Вместе с тем отложения калмакэмельской свиты Тастыйской зоны прорваны многочисленными некками и лакколитоподобными телами кварцевых порфиров и их туфов с большим количеством свободного кварца во вкрапленниках и основной массе. Местами они перекрыты отложениями керегетасской свиты и в последней отсутствуют. Эти «ультракислые» вулканические тела — специфические образования Тастыйской зоны, отсутствующие в разновозрастных толщах соседних частей синклинория. Большая часть липаритовых тел образовалась в конце этапа накопления калмакэмельской свиты, но присутствие в верхней ее толще коротких линз туфов кварцевых порфиров и их гальки свидетельствует о неоднократности образования липаритовых тел.

Керегетасская свита Тастыйской зоны сложена песчаниками и алевролитами с пластами кислых туфов и туффитов (фиг. 13). Нижняя часть свиты — грубозернистые и среднезернистые песчаники с пластами конгломератов в основании. Средняя часть свиты имеет более пестрый состав: это разной зернистости песчаники и алевролиты с многочисленными, но маломощными прослоями кислых туфов и туффитов. В верхней части свиты наряду с упомянутыми породами появляются мощные пласты литокристаллокластических и кристаллокластических кислых туфов. Таким образом, наблюдается увеличение содержания туфового материала вверх по разрезу, что позволяет выделить в Тастыйской зоне аналоги нижней вулканогенно-осадочной и верхней вулканогенной толщ керегетасской свиты Калмакэмельской синклинали. Как туфы, так и терригенные породы керегетасской свиты Тастыйской зоны сходны по составу с разновозрастными образованиями Северо-Балхашского синклинория, т. е. отложения керегетасской свиты Тастыйской зоны возникли за счет вулканической деятельности в соседних частях синклинория.

Отложения керегетасской свиты Тастыйской зоны имеют мощность около 1500 м — не меньшую, чем на юго-западном и южном бортах Калмакэмельской синклинали, и гораздо большую, чем на северном борту Саякской синклинали. Ограниченная площадь распространения и большая мощность отложений керегетасской свиты Тастыйской зоны свидетельствуют о том, что они выполняли узкий грабенообразный провал, возникший на поднятии

между Калмакэмельской и Саякской синклиналиями (фиг. 6 и 8, Б). Дальнейшее развитие этого провала привело к формированию современной структуры Тастыйской зоны.

Следовательно, к началу накопления калмакэмельской свиты территория Тастыйской зоны входила в состав поднятия между Саякской и Калмакэмельской синклиналиями, причем наиболее высоким поднятие, по-видимому, было в центральной части зоны. На этом поднятии возникли многочисленные вулканы и лакколиты липаритовых порфиров. В дальнейшем произошло грабенообразное погружение зоны, которое постепенно привело к образованию ее современной структуры. Массовые внедрения и извержения вулканического материала липаритового состава и грабенообразное проседание были, вероятно, разновозрастными проявлениями горизонтального растяжения, отразившегося в современной структуре Тастыйской зоны.

Котырассанская зона

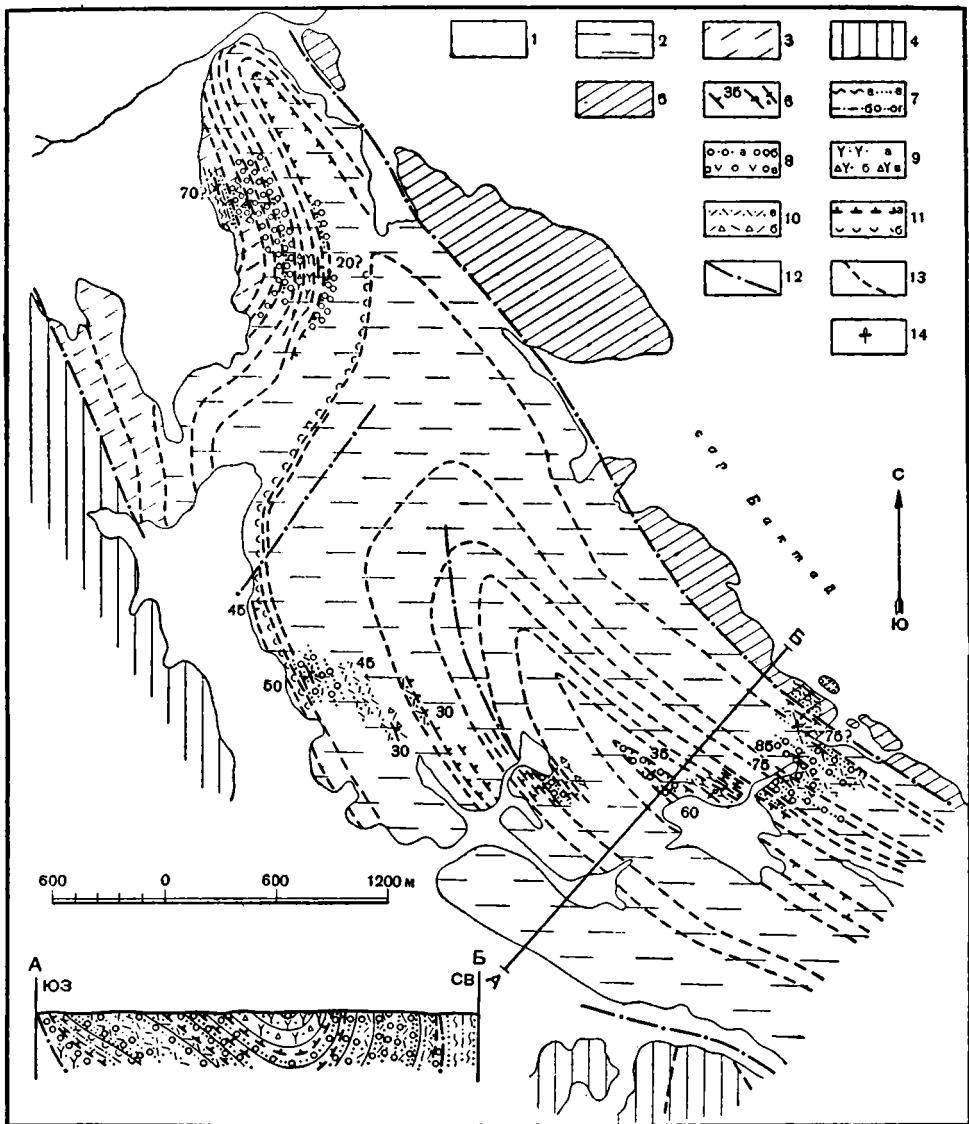
Котырассанская зона протягивается более чем на 60 км вдоль западного борта Балхашского антиклинория (фиг. 1), простираясь примерно меридионально. В ее пределах распространены верхнепалеозойские отложения. С востока Котырассанская зона ограничена крупным разрывом, по которому верхнепалеозойские отложения приведены в соприкосновение с отложениями готландия, местами фаменского яруса. С запада зона также ограничена разрывом, отделяющим ее от турнейских вулканогенно-осадочных образований. Таким образом, по обоим разрывам Котырассанская зона опущена относительно соседних территорий и является двусторонним грабеном.

Оба разрыва отчетливо видны в северной части зоны, где она имеет северо-западное простирание (фиг. 17). Здесь обнажена плоскость разрыва, ограничивающего ее с северо-востока. Его сместитель примерно вертикален. Вблизи сместителя породы обоих крыльев сильно рассланцованы, а непосредственно у разрыва (на расстоянии десятков сантиметров) превращены в брекчию с мелкими окремнелыми развальцованными обломками и тальковым цементом.

Между разрывами в северной части зоны расположена замыкающаяся на севере синклиналь, ось которой параллельна разрывам. Эта синклиналь асимметрична: ее северо-восточный борт почти вертикален, а юго-западный наклонен под углами 30—40°. В центре синклинали оба ее борта резко сменяют друг друга. Асимметрия синклинали связана с неравнозначностью ограничивающих ее разрывов: разрыв северо-восточного края зоны имеет гораздо большую амплитуду вертикального смещения, чем разрыв юго-западного края.

Южнее внутренняя часть зоны также имеет форму асимметричной синклинали. Лишь местами крутое восточное крыло синклинали срезано краевым разрывом. В 20—25 км от северного окончания зоны западный краевой разрыв прерывается. Здесь к Котырассанской зоне причленяется небольшая дополнительная синклиналь, несколько удлиненная в меридиональном направлении.

Котырассанская зона сложена образованиями калмакэмельской и, возможно, керегетасской свит. В центральной части зоны (вблизи упомянутой дополнительной синклинали) базальные конгломераты калмакэмельской свиты с разрывом залегают на верхнетурнейских песчаниках. На северном окончании зоны в основании разреза верхнего палеозоя залегают песчаники, глинистые сланцы и конгломераты каркаралинской свиты с визейско-намюрскими растительными остатками (находки О. М. Гаек). Эти отложения без видимого углового несогласия перекрываются конгломератами калмакэмельской свиты. Таким образом, в Котырассанской зоне, как и в Тастыйской, степень «предкалмакэмельского» размыва уменьшается от центральной части зоны к ее окончаниям.



Фиг. 17. Геологическая карта северной части Котырассанской грабенообразной зоны.

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения калмакэмельской и, возможно, керегетасской свит; 3 — отложения каркаралинской свиты; 4 — турнейские отложения; 5 — отложения готландия; 6 — элементы залегания; 7 — глинистые сланцы (а), алевролиты и мелкозернистые песчаники (б), среднезернистые (в) и грубозернистые (г) песчаники; 8 — гравелиты (а), конгломераты (б), туфогенные конгломераты (в); 9 — туфы (а), гравийные туфовые брекчи (б) и туфовые брекчи (в) дацитового состава; 10 — туфы (а) и туфовые брекчи (б) липаритового состава; 11 — кристаллокластические (а) и витрокристаллокластические (б) кислые туфы; 12 — разрывы; 13 — маркирующие горизонты; 14 — растительные остатки

Отложения калмакэмельской свиты Котырассанской зоны представлены песчаниками, конгломератами и литокристаллокластическими туфами андезито-дацитового и дацитового состава (фиг. 13). Среди них расположены линзы литокристаллокластических туфов липаритового состава с большим количеством свободного кварца. Липаритовых туфов больше на юго-западном борту синклинали, чем на северо-восточном. Мощность образований калмакэмельской свиты измеряется несколькими сотнями метров. Свита

слагает большую часть территории зоны; лишь в ее центральной части развиты песчаники и конгломераты, возможно относящиеся уже к керөгетаской свите.

Для Котырасанской зоны характерны ярко выраженная линейность, форма грабена, сочетающаяся с асимметричным синклинальным строением внутренней части зоны, обилие пород липаритового состава среди отложенных калмакэмельской свиты. Это позволяет считать Котырасанскую зону аналогом Тастыйской. Сходство с Тастыйской зоной подтверждается также близостью разрезов каркаралинской и калмакэмельской свит, характером «предкалмакэмельского» размыва. Вместе с тем обилие образований кварцевых порфиров во всем разрезе калмакэмельской свиты и большая мощность этой свиты свидетельствуют о том, что развитие Котырасанской зоны началось несколько раньше, чем Тастыйской.

* * *

Каждая из рассмотренных выше линейных зон заложилась во время накопления калмакэмельской свиты. В это время на их территории произошло внедрение и извержение вулканического материала липаритового состава. За этим последовало грабенообразное проседание зон, которое в дальнейшем привело к формированию их современной грабенообразной структуры. Сходство в строении и развитии зон дает основание предполагать, что происхождение их одинаково.

Тастыйская и Котырасанская зоны сходны с грабенами, причем их грабенообразное строение в современной структуре выражено более четко, чем у коробчатых синклиналей. От последних они отличаются линейностью и своеобразным липаритовым вулканизмом. Это заставляет выделить линейные грабенообразные зоны в отдельную ассоциацию структур.

Выше было показано, что образование Тастыйской зоны вызвано, вероятно, напряжениями горизонтального растяжения. По-видимому, такое же происхождение имеет и Котырасанская зона. Простираение зон различно (фиг. 1): Тастыйская зона простирается на запад-северо-запад, Котырасанская — примерно меридионально. Поэтому наиболее вероятно, что напряжения горизонтального растяжения при образовании этих зон были ориентированы по-разному. Последнее не позволяет непосредственно связывать линейные грабенообразные зоны с предполагаемой единой системой горизонтальных напряжений, обусловивших образование коробчатых синклиналей, и заставляет искать объяснение их возникновения в местных тектонических напряжениях.

Обращает внимание, что Тастыйская зона расположена между двумя коробчатыми синклиналями, и ее простираение совпадает с простираением соседних бортов этих синклиналей (фиг. 1). Тастыйская зона заложилась в северо-восточной части поднятия, разделявшего Саякскую и Калмакэмельскую синклинали, причем наиболее глубокая часть возникшего грабена заложилась в наиболее возвышавшейся части поднятия. Здесь, около юго-западного и южного борта Калмакэмельской синклинали, опустившегося в то время гораздо глубже северного борта Саякской синклинали, отложившиеся ранее толщи при погружении соседних синклиналей были особенно сильно изогнуты. Вследствие этого изгиба происходило горизонтальное растяжение слоев, которое, возможно, и привело к образованию Тастыйской зоны.

Таким образом, Тастыйская зона, вероятно, возникла как результат проседания соседних коробчатых синклиналей и тем самым также связана с главной системой горизонтальных напряжений, действовавшей в Северном Прибалхашье в верхнепалеозойское время.

Образование Котырасанской зоны, возможно, связано с изгибом слоев на границе Балхашского антиклинория и синклинория Токрау (фиг. 1).

Величина проседания, а следовательно, и вызвавшего его горизонтального растяжения в этой зоне была менее значительной, чем в Тастыйской. К этой же группе структур, по-видимому, относятся Итмурундинская и Кызылкудукская линейные зоны развития верхнепалеозойских отложений, расположенные в юго-западной части Балхашского антиклинория. Итмурундинская зона имеет примерно широтное простирание; верхнепалеозойская толща слагает здесь крутую, часто вертикальную, а в северной части иногда слегка запрокинутую моноклираль, с юга оборванную разрывом. Кызылкудукская зона имеет запад-северо-западное простирание и является крутой линейной синклиальной складкой, оба крыла которой оборваны разрывами. Итмурундинская и Кызылкудукская зоны сложены терригенной толщей керегетасской свиты, ниже которой, в основании разреза каждой зоны, среди песчаников и конгломератов выделяется линзовидный пласт туфа липаритового порфира (фиг. 13).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше описаны две ассоциации структур. Основным членом первой ассоциации являются коробчатые синклинали. Они возникли в процессе проседания отдельных участков Северного Прибалхашья, которое, вероятно, было проявлением горизонтальных растягивающих напряжений. Эти напряжения были ориентированы, как правило, на северо-северо-восток на всей территории Северного Прибалхашья и входили составными элементами в единую систему горизонтальных напряжений.

Коробчатые синклинали развивались однонаправленно по меньшей мере с намюрского века до пермского периода. Следовательно, предполагаемая система горизонтальных напряжений для этого отрезка времени была неизменной и определяла развитие главных структур.

В ту же ассоциацию входят: дополнительные коробчатые синклинали, трещины с развитыми на них вулканами, поверхностные сдвиги, мелкие дисгармоничные смятия и другие тектонические формы, развитые в пределах крупных коробчатых синклиналей. Некоторые из них, вероятно, непосредственно связаны с главной системой горизонтальных напряжений (вулканическая трещина юго-западного борта Калмакэмельской синклинали), другие являются производными от проседания главных коробчатых синклиналей (поверхностные сдвиги, мелкие смятия и, возможно, дополнительные синклинали). Таким образом, проседание главных коробчатых синклиналей, вероятно, вызванное горизонтальным растяжением, в свою очередь вызывало новые напряжения и образование осложняющих структур. Отмеченные взаимоотношения напряжений и движений разного направления необходимо учитывать при выяснении происхождения структур не только в Северном Прибалхашье, но и в других геосинклинальных областях.

Вторую ассоциацию структур образуют длительно развивавшиеся линейные грабенообразные зоны, с которыми связаны вулканические проявления липаритового состава. Эти зоны возникли, по-видимому, в результате горизонтального растяжения, которое для Тастыйской зоны, возможно, было следствием проседания соседних коробчатых синклиналей.

Следовательно, возникновение коробчатых синклиналей, осложняющих их структур и одной из линейных грабенообразных зон, а также проявления вулканизма, связанные с этими структурами, в конечном счете, вероятно, были отражением единой системы горизонтальных напряжений, выраженных растяжением в северо-северо-восточном направлении. Развитие этих структур и связанных с ними вулканических проявлений привело к формированию мощных вулканогенно-осадочных верхнепалеозойских толщ, заполнивших указанные тектонические формы. Особенности рассмотренных структур, вулканических проявлений и связанных с ними вулканогенно-осадочных отложений определили многие существенные

черты верхнепалеозойского геосинклинального развития Северного Прибалхашья.

Важно выяснить, были ли другие проявления указанной системы горизонтальных напряжений, в частности — в виде перемещений по крупным разломам: Ащизекскому, Калмакэмельскому (фиг. 1). Решение этого вопроса является предметом дальнейших работ. Вместе с тем, уже на основании изложенного материала можно предполагать важную роль горизонтальных напряжений в образовании верхнепалеозойских геосинклинальных структур Северного Прибалхашья.

ЛИТЕРАТУРА

- Беспалов В. Ф. Верхний палеозой Восточного Казахстана. — Сов. геол., 1956, сб. 52.
- Беспалов В. Ф. Стратиграфия верхнего палеозоя Восточного Казахстана. — В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья (Казахстан). — Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
- Вахрамеев В. А. Нижнекаменноугольная вулканогенная провинция Прибалхашья и северных дуг Тянь-Шаня. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, 20, вып. 1—2.
- Кошкин В. Я. К вопросу о стратиграфическом положении Саякской свиты. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 5.
- Русаков М. П., Сергиевский В. М. Каменноугольные отложения северных районов Восточного Казахстана. Северное Прибалхашье. — В кн.: «Геология СССР», т. 20. Восточный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание. М.—Л., Гостеолитдат, 1941.
- Суворов А. И. К характеристике Актасской зоны разломов в Центральном Казахстане. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Трифонов В. Г. Морфология Саякской мульды в Центральном Казахстане (взаимоотношения сдвигов со складчатой структурой). — Изв. высшей школы, геология и разведка, 1963, № 9.

В. В. КОПТЕВА и И. Г. ЩЕРБА

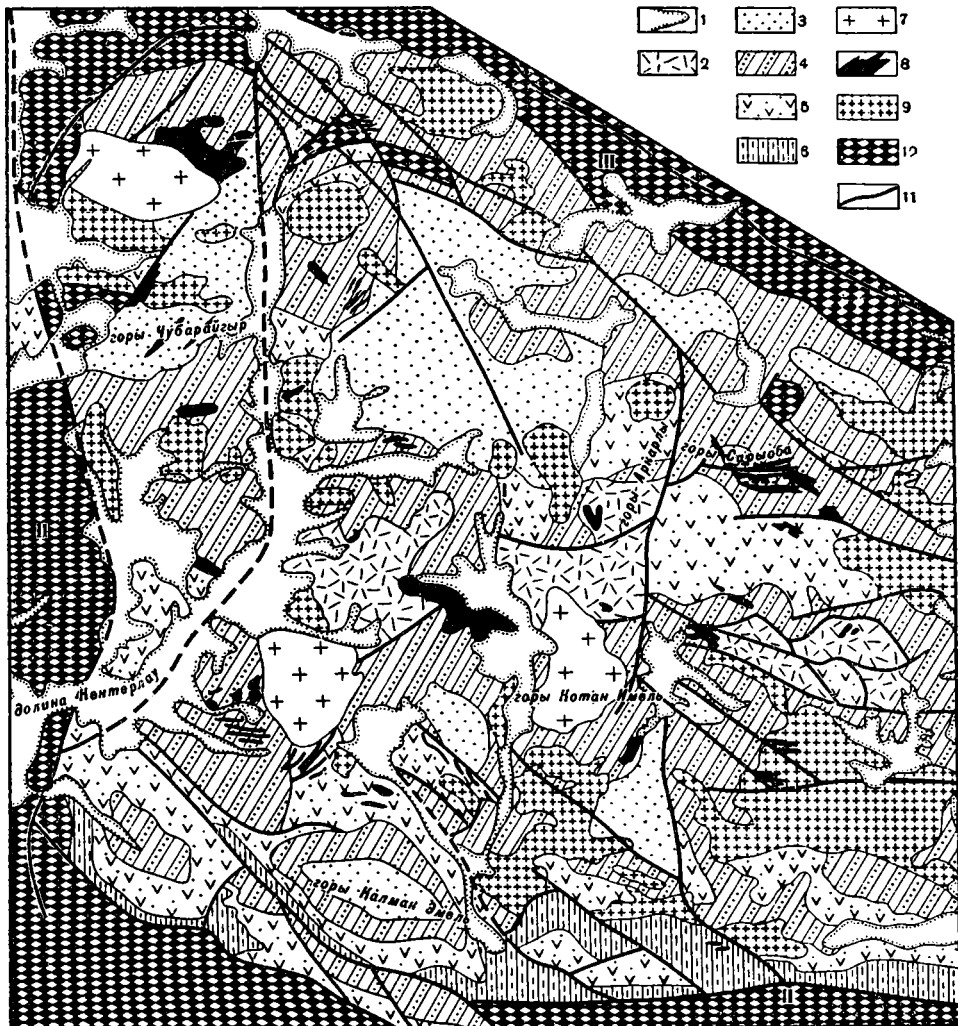
О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ЗОН МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В этой статье на примере верхнепалеозойского Северо-Балхашского синклинория, являющегося областью площадной магматической проницаемости, мы попытаемся показать связь магматических проявлений с тектоникой и, в частности, с разломами. С этой целью подробно рассматривается проявление проницаемости одного из заключительных этапов развития синклинория, получившее свое отражение в образовании своеобразного комплекса субвулканических интрузий. Делается также попытка выяснить, с какими движениями земной коры связано образование камер, заполненных этими интрузиями.

Северо-Балхашский синклинорий является частью верхнепалеозойской вулканической провинции, которая занимает значительную территорию к северу от оз. Балхаш. Эта область характеризуется очень длительной площадной магматической проницаемостью. С конца нижнего карбона и до начала перми здесь шло непрерывное извержение эффузивов кислого и среднего состава, сопровождавшееся внедрением гранитоидов. Все эти вулканогенные отложения, согласно решению совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1960), подразделяются на ряд свит. Работами В. Я. Кошкина (1962) возраст отдельных свит был уточнен. С учетом этих уточнений вулканогенные отложения разделяются на следующие свиты (снизу вверх):

- 1) кемельбекскую ($C_1v_{1.2}$ kb) — свиту углистых сланцев и песчаников,
- 2) каркаралинскую (C_1v_2-n kg) — свиту андезито-дацитовых и дацитолипаритовых порфиритов и их туфов,
- 3) калмакэмельскую ($C_{1п} - C_2kl$) — свиту андезитовых порфиритов,
- 4) керегетасскую ($C_{2.3}$ kg) — свиту туфов и лав плагиопорфиров и андезито-дацитовых порфиритов,
- 5) архарлинскую ($C_3 - P_1$ arch) — свиту кислых туфов, песчаников.

Гранитоиды, которые прорывают все эффузивы, подразделяются на два различных комплекса. Выделяется комплекс интрузий, внедрение которых завершилось в начале пермского периода (площадь их выходов составляет около 12,5% территории впадины), и комплекс аляскитовых гранитов, внедрившихся в конце пермского периода, после завершения вулканической деятельности во впадине. Первый из них характеризуется ясными признаками гибридности и длительным многофазовым развитием. Кроме того, имеется весьма своеобразный комплекс субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиритов, которые прорывают все эффузивы и гранитоиды ранних фаз нижнепермского комплекса, но в свою очередь прорываются его поздними гранитоидами. Этим инъекциям, с одной стороны, присущи черты интрузивных, с другой — эффузивных образований.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Северо-Балхашского синклиория.

1 — контур распространения четвертичных отложений. Верхнепалеозойские образования: 2 — архарлинская свита (C_3-P_1 grch), 3 — верхнекерегетасская подсвита (C_{2-3} kg₂), 4 — нижнекерегетасская подсвита (C_{2-3} kg₁); 5 — калмакэмельская свита (C_1 p — C_2 kl), 6 — каркаралинская свита (C_1 v₂—n kg), 7 — алякитовые граниты, 8 — субвулканические интрузии трахипорфитовых порфиров, 9 — гибридные гранитоиды, 10 — среднепалеозойские образования, 11 — разломы; I — Северо-Балхашский синклиорий, II — Балхашский антиклиорий, III — Чингизский антиклиорий

Все перечисленные магматические образования распределены на территории впадины неравномерно. Выделяются участки активной вулканической деятельности и участки, где шло лишь накопление продуктов извержения удаленных вулканов. Эти участки разделены разломами и представляются собой самостоятельно развивавшиеся блоки. Разрывные нарушения играют большую роль в современной структуре впадины. Разломы со значительными вертикальными амплитудами¹ со всех сторон обрамляют современную

¹ Как показано дальше, по разлому, ограничивающему впадину с северо-востока, наблюдаются также сдвиговые перемещения, а по ее западному борту проходит надвиг.

менную впадину, расположенную между Балхашским и Чингизским антиклинориями (фиг. 1).

При анализе распределения различных магматических образований внутри впадины устанавливается, что ее проседание, вулканические излияния и заложение разломов происходили одновременно. Однако в силу того, что во впадине еще не выявлены центры извержений, установить непосредственную связь магматических проявлений с каким-либо определенным типом тектонических структур удается очень редко. Наиболее четко устанавливается связь субвулканических интрузий с нарушенными участками. Эти участки либо вытянуты по направлению крупных разломов, либо располагаются вдоль них в виде кулис.

Для выяснения характера этой связи нами изучался ряд участков впадины (в районе гор Сарыоба и Чубарайгыр), где сосредоточено большое количество субвулканических интрузий.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГОР САРЫОБА И ЧУБАРАЙГЫР

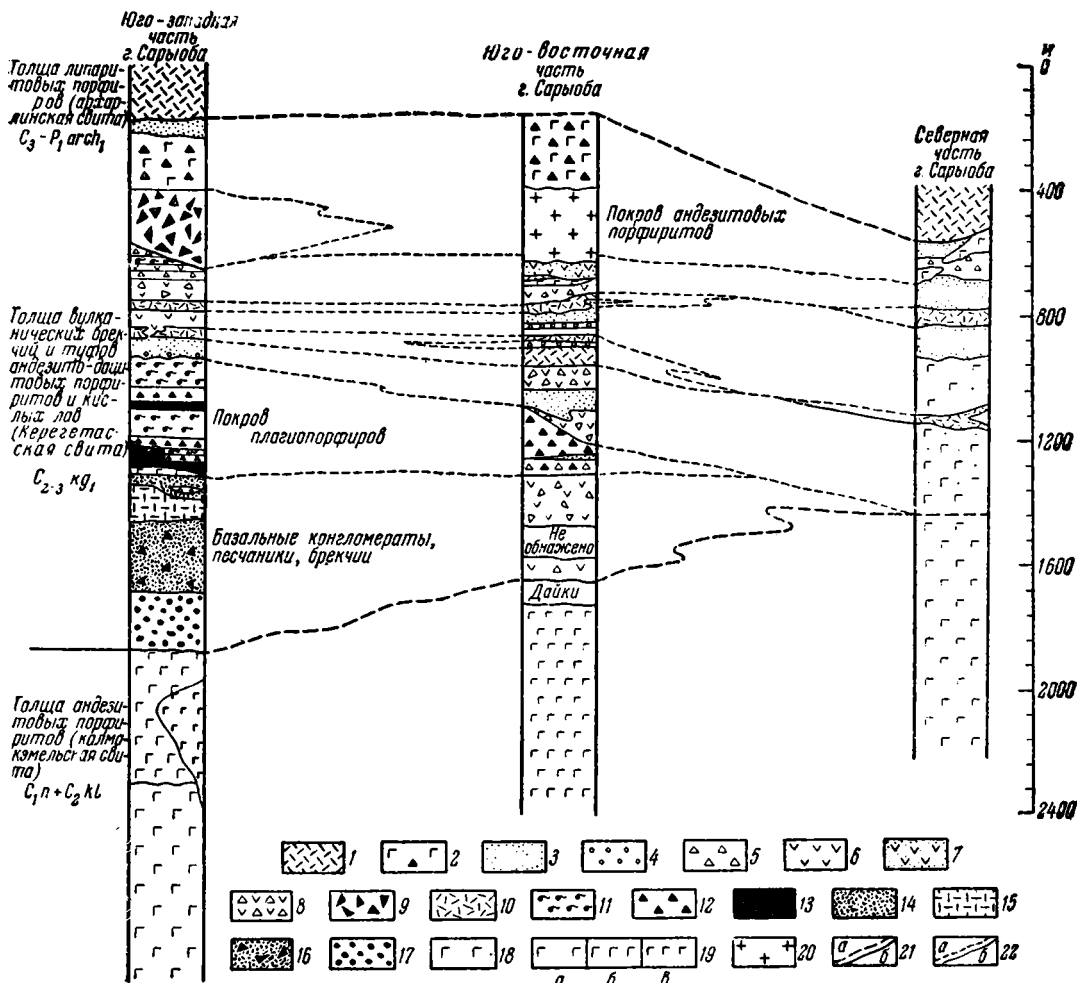
Г о р ы С а р ы о б а (фиг. 1) расположены на северо-восточной окраине Северо-Балхашского синклинория, около его борта и относятся к его внутренним частям. От борта синклинория они отделены Жаман-Беспоканским разломом, который проходит в северо-западном направлении восточнее гор Сарыоба (фиг. 2).

В краевой части синклинория развиты маломощные отложения среднего карбона, представленные грубыми туфогенно-обломочными породами¹. Их максимальная мощность не превышает 1 км, видимая же мощность колеблется в пределах 200—300 м. В горах Жаман-Беспокан она столь мала, что из-под калмакэмельских порфиритов на дневную поверхность выступают отложения франского яруса.

Во внутренних частях синклинория верхнепалеозойские отложения имеют значительно большую мощность и представлены исключительно вулканогенными породами, которые, однако, на отдельных участках распределены неравномерно. Горы Аркарлы сложены андезитовыми порфиритами калмакэмельской свиты, маломощными (не более 100 м) брекчиями, туфами и лавами андезито-дацитовых порфиритов керегетасской свиты, которые встречаются лишь на восточном склоне гор, и туфами и грубыми агломератными брекчиями липарито-дацитовых и трахи-липаритовых порфиритов архарлинской свиты (мощностью около 800 м), распространенными в центре гор. В горах Сарыоба, напротив, развиты мощные отложения калмакэмельской и керегетасской свит (1,5—3 км), а отложения архарлинской свиты² (мощностью около 40 м) играют незначительную роль в их строении (фиг. 3). Преимущественным развитием здесь пользуются лавы и лавовые брекчии андезито-дацитовых порфиритов и плагиопорфиров керегетасской свиты. Их образование связано с местным вулканическим аппаратом, наличие которого характеризует этот район как зону активного вулканизма (зону проницаемости) керегетасского времени (одновозрастные им отложения в горах Архарлы сформировались явно вдали от своего центра извержения). Значительно большие мощности керегетасской свиты в Сарыобинском районе по сравнению с Аркарлинским позволяют считать, что первый район является областью погружения керегетасского времени, а второй — областью относительного поднятия. Погружавшийся участок и после керегетасского времени проявлял себя как зона проницаемости: в начале перми

¹ Здесь выделяются отложения калмакэмельской и керегетасской свит.

² Эти отложения соответствуют самой нижней части разреза архарлинской свиты гор Архарлы. Не исключено, что они относятся к верхам керегетасской свиты.



Фиг. 3. Стратиграфические разрезы гор Сарыюба. Составила И. Г. Щерба.

1 — кварцевые порфиры и их туфы, 2 — вулканические брекчи андезитовых порфиритов, 3 — туфогенные песчаники, 4 — туфогенные гравеллиты, 5 — брекчи андезито-дацитовых порфиритов, 6 — дацитовые порфиры, 7 — туфы дацитовых порфиритов, 8 — брекчи дацитовых порфиритов, 9 — грубообломочные брекчи с обломками плагиопорфиров (жерловая фация), 10 — брекчи кварцевых порфиров, 11 — игнимбритоподобные плагиопорфиры, 12 — вулканические брекчи плагиопорфиров с ориентированными обломками, 13 — плагиопорфиры, 14 — песчаники, 15 — линзы кварцевых порфиров, 16 — осадочные брекчи, 17 — грубовалунные конгломераты, 18 — туфы андезитовых порфиритов, 19 — андезитовые порфириты: а — плагиоклазовые порфириты, б — роговообманковые порфириты, в — биотито-роговообманковые порфириты, 20 — гранодиориты, 21 — границы свит: а — между колонками, б — в колонках; 22 — границы горизонтов: а — между колонками, б — в колонках

здесь внедрилась серия субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиров. Обилие их отличает Сарыюбинский район от сопредельных участков синклиория. Архарлинский и Сарыюбинский участки-блоки разделены разломом, идущим в меридиональном направлении у подножья гор Архарлы.

Таким образом, в современной структуре района гор Сарыюба и сопредельных территорий выделяются три самостоятельно развивавшихся участка, разделенных разломами, — три блока: Жаман-Беспоканский, являющийся частью борта Северо-Балхашского синклиория, Сарыюбинский и Архарлинский, расположенные во внутренней части синклиория и имеющие различное строение. Первый из них — область активной вулканической деятельности, происходившей в условиях прогибания, второй — область

поднятия, в пределах которой шло накопление пирокластических образований, связанных с отдаленными центрами извержений¹.

Жаман-Беспоканский и Архарлинский разломы, разделяющие эти блоки,— крупные нарушения, протягивающиеся далеко за пределы описываемого района. Эти разломы развивались длительно. С начала калмакэмельского времени они разграничивали блоки, развитие которых шло разными путями. Помимо вертикальных перемещений, амплитуда которых не выходит за пределы первых сотен метров, по этим разломам происходили значительные горизонтальные подвижки. Жаман-Беспоканский разлом представляет собой левый сдвиг, амплитуда которого² только для времени внедрения трахилипаритовых порфиров достигает 8 км. Для последующего времени сдвиг устанавливается по образованию сопряженных с ним надвигов и сбросов (раздвигов), которые, однако, лишь обновляли более ранние нарушения³. Архарлинский разлом состоит из серии надвигов и взбросов, которые устанавливаются по положению (50—40° на запад) наклону плоскости сместителя, по наличию вдоль этих нарушений мощной (500—600 м) зоны рассланцованных пород.

Современная структура расположенного между этими разломами Сары-обинского блока представляет собой асимметричную синклираль, северо-восточное крыло которой срезано Жаман-Беспоканским разломом. На крыльях этой складки выступают отложения низов керегетасской свиты, которые в центральной части района образуют округлую мульду, осложняющую крупную синклираль. Ядро этой мульды прорвано массивом гранодиоритов, имеющим крутые контакты. Мы предполагаем, что эта мульда представляет собой кальдеру вулкана, с которым связано образование всех развитых здесь вулканических пород керегетасского времени, а интрузив является «кальдеровым» массивом, расположенным на месте кратера вулкана. Наличие вулканического аппарата в этой мульде устанавливается:

1) по специфическому составу слагающих ее пород (лавы, лавовые брекчи с определенным образом ориентированными обломками), представляющими собой прижерловую фацию;

2) по появлению на ее южном борту мощного покрова лав плагиопорфиров, которые отсутствуют на окружающих территориях и являются местным образованием (за счет их мощность керегетасской свиты здесь возрастает до 3 км).

Форма вулкана, представлявшего собой конус, расположенный в кальдере более древнего (калмакэмельского) вулкана, восстанавливается по подковообразной форме выходов покрова плагиопорфиров и подстилающих их конгломератов и туфов, которые отлагались у подножья конуса, а также по характеру залегания плагиопорфиров в современной структуре (угол их наклона меньше, чем у перекрывающих их туфов андезито-дацитовых порфиритов, что обусловлено первичным залеганием плагиопорфиров на поверхности, наклоненной в сторону, противоположную современному наклону слоев). Мы предполагаем, что порфириты, выступающие в ядре современной антиклинали к востоку от мульды, представляют собой остатки уступа кальдеры калмакэмельского вулкана. Этот уступ оказывал влияние на распределение осадков в керегетасское время: к нему прислоняется покров плагиопорфиров; он же является рубежом прижерловых и более удаленных фаций керегетасской свиты. Последующее проседание кальдеры керегетасского вулкана и образование мульды, которую мы наблюдаем в современной структуре,— не только результат заполнения высвободившегося благодаря извержениям пространства. Мы предполагаем, что оно связано с

¹ Исключение составляет лишь архарлинское время, когда центры извержения, по-видимому, располагались на территории Архарлинского блока.

² О методе подсчета амплитуды сдвига сказано ниже.

³ Более ранние этапы развития этих нарушений фиксируются по образованию вдоль них зон брекчий, заполнявшихся трахилипаритовыми порфирами.

теми же тектоническими процессами, которые обусловили образование всех тектонических форм в этом районе и, вероятно, вызвали активные магматические проявления (о характере этих процессов сказано позже).

Наиболее наглядно пространственная связь магматических проявлений с тектоническими структурами проявляется на более поздних этапах развития Сарыобинского блока: во время фельдшпатизации гранодиоритового массива и внедрения трахилипаритовых порфиров. Так, «кальдеровый» массив, подвергшийся после внедрения значительной фельдшпатизации, состоит из гранодиоритов и граносиенитов, образующих линейные зоны. Эти зоны вытянуты в широтном направлении и параллельны разломам, пересекающим Сарыобинский блок.

Именно в пределах Сарыобинской синклинали широко развиты субвулканические интрузии трахилипаритовых порфиров, обилие которых резко отличается от других структур описываемого района. Трахилипаритпорфиры прорывают все магматические образования, развитые в горах Сарыоба, и залегают в виде даек и штоков, изредка — в виде лакколлитов. Все эти тела располагаются параллельно разрывным нарушениям. Они сложены розовато-оранжевыми порфирами, имеющими тонкозернистую основную массу и содержащими вкрапленники плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и, реже, кварца. Их контактовые части сложены более стекловатыми, темно-фиолетовыми разностями с тонкой флюидальностью. Состав этих пород значительно варьирует в пределах трахилипаритового ряда, с чем связано изменение их внешнего облика и микроструктур. Более кислые разности имеют более красноватую окраску и более стекловаты. Во вкрапленниках у них чаще встречается кварц и биотит. Их основная масса имеет микрофельзитовое строение. Более щелочные разности имеют трахитовую основную массу. Все переходы между этими разностями нередко можно наблюдать в пределах одного тела. Это указывает на то, что, несмотря на вариации состава отдельных тел, все они — члены единого комплекса. Об этом же свидетельствует и характер взаимоотношения различных тел, которые при соприкосновении сливаются, а не пересекают друг друга.

На существующих геологических картах эти дайки относят к образованиям, связанным с интрузивом. Однако мы приходим к выводу, что комплекс тел трахилипаритовых порфиров является самостоятельным образованием — комплексом субвулканических интрузий. Действительно, пространственно дайки и штоки не связаны с массивами гранитоидов. Например, в гранитном массиве Канжайлау (фиг. 2), совершенно аналогичном Сарыобинскому, дайки трахилипаритпорфиров отсутствуют. Вместе с тем, густота развития тел трахилипаритовых порфиров изменяется в участках с различным тектоническим строением. Одновременно изменяется и их морфология. Так, в горах Архарлы тела трахилипаритовых порфиров встречаются редко и обычно залегают полого. Из этого мы заключаем, что активное проявление субвулканических интрузий связано с особенностями тектонического строения района.

Характерной чертой строения Сарыобинского района, представлявшего собой зону активной магматической проницаемости на протяжении двух этапов развития: керегетасского и нижнепермского, является обилие разрывных нарушений. Среди разломов в горах Сарыоба преимущественным развитием пользуются сбросы, реже встречаются сбросо-сдвиги и надвиги. Сбросы имеют широтную ориентировку, а амплитуды смещения по ним не превышают 80—100 м. Сбросо-сдвиг, расположенный в центральной части района и названный нами Сарыобинским, на большем протяжении имеет северо-западное простирание. Левый сдвиг устанавливается здесь по смещению «кратерного» интрузива, причем его амплитуда достигает 3 км. Надвиг, по которому породы низов керегетасской свиты надвинуты на ее более верхние горизонты, расположен в западной части района и имеет северо-восточное простирание.

Все эти разломы образуют единую систему с нарушениями, ограничивающими Сарыобинский блок. Они связаны с теми же тектоническими напряжениями и, вероятно, имеют столь же продолжительное развитие, как и последние. В современной структуре впадины они секут все эффузивные и интрузивные образования. Наиболее крупные нарушения (как по протяженности, так и по величине смещения) в целом согласуются с направлением слоев в синклинали, хотя под незначительным углом пересекают их. Таковы Сарыобинский сбросо-сдвиг, ряд широтных сбросов, поворачивающие в западной части района на северо-запад, и наконец Жаман-Беспоканский сдвиг. Часть же более мелких нарушений приурочена исключительно к бортам мульды (кальдеры) и идет поперек слоев, расходясь по радиусам от ее центра. Возникновение этих трещин мы связываем с проседанием кальдеры вулкана. Часто по простиранию они сменяются дайками трахилипаритпорфиров. Однако влияния на общую картину распределения субвулканических интрузий они не оказывают. Вместе с тем крупные нарушения определяют и расположение всех субвулканических интрузий в пространстве, и характер зональности при фельдшпатизации интрузива. Это указывает на то, что разломы в горах Сарыоба существовали на более ранних этапах развития района и с движениями по ним были связаны магматические проявления. При этом и разломы, и субвулканические тела располагаются параллельно бортам синклинали и, вероятно, связаны с ее образованием.

Второй изученный нами участок — горы Чубарайгыр — расположен в 100 км к северо-западу от гор Сарыоба (фиг. 4). Он находится на восточном склоне поднятия, разделяющего Токрауский и Северо-Балхашский синклинорий. Это поднятие является продолжением Балхашского антиклинория, который в этом направлении погружается. В ядре поднятия обнажаются отложения турнейского яруса. В районе гор Чубарайгыр они погружаются на восток под более молодые образования западного борта Северо-Балхашского синклинория. Строение этого борта значительно отличается от строения рассмотренного выше северо-восточного борта. Здесь, в горах Чубарайгыр, развиты те же фации вулканогенных отложений, что и во внутренних частях синклинория. Поднятие отразилось лишь на сокращении их мощностей. К области сокращенных мощностей относятся собственно горы Чубарайгыр, расположенные на западном берегу р. Эспе. К востоку от р. Эспе, во внутренних частях синклинория мощности вулканогенных отложений возрастают. Эти области различных мощностей разделены разломом, идущим под четвертичными отложениями вдоль р. Эспе. С востока и запада горы Чубарайгыр ограничены разломами меридионального направления: с запада протягивается разлом, отделяющий весь Северо-Балхашский синклинорий от Балхашского антиклинория, с востока — разлом, идущий по долине р. Эспе. Подобно Архарлинскому и Жаман-Беспоканскому разломам Сарыобинского района, эти нарушения разграничивают участки синклинория, имеющие различную историю развития. Поэтому мы считаем, что они развивались на протяжении всей жизни синклинория (фиг. 4. См. приложение в конверте).

Горы Чубарайгыр сложены вулканическими брекчиями, туфами, лавами и игнимбритами керегетасской свиты. Слои их падают на юго-восток под углами 10—20°. Лишь на крайнем северо-западе из-под них выходят порфириты калмакэмельской свиты. Они же появляются и на восточном склоне долины р. Эспе. На остальной части рассматриваемой территории калмакэмельская свита перекрыта керегетасской. В керегетасской свите здесь выделяются две подсвиты: 1) нижняя подсвита кварцевопорфировых, плагиопорфировых и ортофировых туфов, вулканических брекчий, песчаников и конгломератов и 2) верхняя, игнимбритовая подсвита.

Нижняя подсвита слагает юго-восточную, южную и восточную части района. Наибольшее развитие она получает в массиве Аиртас и к западу от него. На северо-западе, в районе горы Сатек и южнее ее нижняя подсвита

выходит из-под игнимбритов только по долинам и мощность всех ее горизонтов уменьшается. Игнимбритовая подсвета, напротив, получает большое распространение в северо-западной части гор Чубарайгыр, а на юго-востоке встречаются только отдельные пятна игнимбритов.

Таким образом, территория гор Чубарайгыр является западным бортом всего Северо-Балхашского синклинория и в то же время представляет собой отдельную небольшую впадину, неравномерно заполняющуюся вулканическими продуктами в течение керегетасского времени. Далее мы будем называть ее Чубарайгырской структурой. Обособленность этой территории подчеркивается наличием не только разломов с запада и востока, но и гранитных массивов по ее северной, южной, а также восточной окраинам. Разломы имеются не только по краям Чубарайгырской структуры, но и внутри нее. Обычно это — небольшие разломы северо-восточного простирания, среди которых встречаются надвиги, сбросо-сдвиги и взбросы. Об их генетической связи с вулканическими образованиями и длительности развития сказано ниже. Реже наблюдаются разломы северо-западного простирания.

Именно в пределах Чубарайгырской структуры получил широкое распространение комплекс субвулканических интрузий, сложенный трахилипаритпорфирами, аналогичными сарыобинским. Обычно это розовые или оранжево-розовые тонкозернистые порфировые породы с редкими и мелкими вкрапленниками плагиоклаза и биотита. Их основная масса сложена калиевым полевым шпатом и кварцем, образующими микропюкилитовые структуры разнообразного рисунка. При уменьшении количества кварца в основной массе породы наблюдается переход к трахитовой структуре. Отдельные участки тел, сложенные более крупнозернистыми разновидностями, имеют гранофировую структуру. При полевых наблюдениях многие тела, сложенные описываемыми породами, кажутся неотличимыми от лав и туфов, и только внутренние части наиболее крупных тел имеют более крупную раскристаллизацию. Породы, слагающие эти тела, названы нами трахилипаритпорфирами по терминологии, принятой для эффузивных образований. По терминологии, принятой для интрузивных образований, они могли бы быть с равным основанием названы гранитпорфирами с переходом к сиенитпорфирам или граносиенитпорфирам. Их тесная связь с эффузивными образованиями, лавоподобный облик и особенности внутреннего строения позволяют нам оставить за ними первое название. Трахилипаритпорфировые образования распределены по всей площади неравномерно (фиг. 4). Обычно они наблюдаются в наиболее нарушенных, наиболее раздробленных узких зонах, разбитых серией разломов северо-восточного простирания. Трахилипаритовые порфиры в основном образуют мощные линейные тела, вытянутые в северо-восточном направлении (купола, «силлы»). В этом же направлении вытянута широкая зона пологих, сложно переплетающихся даек (гора Аиртас). Кроме того, в южной части района гор Чубарайгыр проходит зона даек широтного простирания.

Тела трахилипаритпорфиров прорывают все развитые в Чубарайгырском районе верхнепалеозойские вулканогенные толщи, включая верхнекерегетасские игнимбриты. С гранитами нижнепермского комплекса трахилипаритпорфировые образования имеют более сложные взаимоотношения. Последние прорывают амфибол-биотитовые граниты, аналогичные гранитам Сарыобинского массива и внедрившиеся в раннюю фазу образования гранитного комплекса. Это наблюдается в небольшом гранитном массиве, расположенном между горами Джаур и Котумбет (фиг. 4). Вместе с тем, более поздние образования того же комплекса нижнепермских гранитоидов — биотитовые граниты — прорывают тела трахилипаритпорфиров (эти биотитовые граниты широко развиты в горах Чубарайгыр и совершенно отсутствуют в горах Сарыоба). Таким образом, время внедрения трахилипаритпорфиров здесь устанавливается очень четко: оно определяется

интервалом между внедрением амфибол-биотитовых гранитов ранней фазы и биотитовых гранитов поздней фазы нижнепермского гранитного комплекса. По количеству развитых в ней интрузий трахилипаритпорфиров Чубарайгьрская структура резко отличается от сопредельных территорий. Следовательно, в нижнепермское время — время внедрения субвулканических интрузий трахилипаритпорфиров — Чубарайгьрская структура была зоной проницаемости.

При детальном рассмотрении строения нижнекергетасской толщи на территории гор Чубарайгьр видно, что эта толща разнообразных вулканических брекчий и туфов плагиопорфиров и ортофиров изменчива по простиранию. Большая часть площади, занятой нижнекергетасской толщей, сложена туфами, на юге переслаивающимися с песчаниками. Иногда среди туфов преобладают песчаники и конгломераты. В центральной части Чубарайгьрской структуры местами появляются агломератные и лавовые брекчии, сферолитовые лавы, вулканические брекчии со столбчатой отдельностью. Совокупность подобных образований представляет собой жерловую фацию. Изложенные факты говорят о существовании здесь в нижнекергетасское время мелких вулканических центров. Остатки их прижерловых образований располагаются в тех же зонах, где расположены и субвулканические интрузии. Последние часто даже прорывают жерловые образования (вторая и третья зоны на фиг. 4). Интересно, что на более поздних этапах развития Чубарайгьрской структуры в этих же зонах вновь появляются мелкие жерловинки, прорывающие уже тела трахилипаритпорфиров.

Таким образом, подобно Сарыобинской, Чубарайгьрская структура представляла собой зону проницаемости на нескольких этапах своего развития: во время нижнекергетасского вулканизма и во время образования комплекса субвулканических интрузий и даек. При этом зоны проницаемости пространственно совпадали с разломами северо-восточного простирания. Эта пространственная связь разновозрастных вулканических проявлений с разломами позволяет предполагать существование между ними и генетической связи. С другой стороны, этот факт указывает на длительность развития самих разломов.

Даже при самом беглом сравнении Сарыобинской и Чубарайгьрской структур мы приходим к выводу о том, что характер их проницаемости в заключительный этап развития был различен. Эти области различаются как по количеству трахилипаритпорфировых интрузий, приходящихся на единицу площади, так и по морфологии их (т. е. по форме проявления этой проницаемости). Если в горах Сарыоба трахилипаритпорфировые интрузии довольно равномерно пронизывают большой замкнутый участок территории, то в горах Чубарайгьр они рассредоточены по всей территории, проявляясь лишь в узких линейных зонах. Таким образом, Сарыобинская структура представляет собой область площадной проницаемости, а Чубарайгьрская — зональной. Обе они входят в большую область площадной проницаемости, которую представляет собой Северо-Балхашский синклиниорий. Ниже мы подробнее остановимся на характере проницаемости этих структур в нижнепермское время и попытаемся объяснить причины возникновения проницаемости в этих структурах и различия в ее проявлении.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ

Среди всего многообразия субвулканических интрузий выделяется ряд типичных форм. Различия в их морфологии связаны с различиями в строении и способе образования заполненных ими камер.

Выделяются следующие типы субвулканических тел:

Г р у п п а к р у т о п а д а ю щ и х т е л :

1. Зоны даек Сарыобинского типа.
2. Штоки.

Группа пологозалегающих тел:

1. Зоны даек Аиртасского типа.
2. Силлоподобные тела.
3. Лакколитоподобные образования.

Группа крутопадающих тел

Зоны даек Сарыобинского типа

Зоны даек Сарыобинского типа выделены в горах Сарыоба, где они получили широкое развитие. Они располагаются на обширной территории и представляют собой участки сгущения крутопадающих даек (фиг. 5. См. приложение в конверте). Зона даек такого же строения наблюдается и в южной части Чубарайгырской структуры.

В горах Сарыоба все дайки независимо от их размеров и направления сложены розово-оранжевыми порфирами, содержащими вкрапленники плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и, реже, кварца. Все они имеют очень тонкозернистую и часто стекловатую основную массу с преобладанием микропойкилитовых, трахитовых и микрофельзитовых структур. Среди этих порфиров различаются липаритовые (кварцевые) порфиры с вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза с микрофельзитовой основной массой, и трахитовые порфиры с трахитовой основной массой, содержащие вкрапленники калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Чаше встречаются промежуточные разности, характеризующиеся микропойкилитовыми структурами. Наиболее мощные дайки в центральной части более раскристаллизованы, и здесь наблюдаются переходы от микропойкилитовых структур к микрогранофировым. В целом разница в составе отдельных тел столь не велика, что мы относим все их разности к образованиям трахилипаритового ряда. Дайки в горах Чубарайгыр имеют такой же внешний вид и то же внутреннее строение и состав, что и Сарыобинские.

Описываемые дайки обычно вертикальны, реже падают под углами 80—75°. Их ширина изменяется от 0,6 до 1,5—2 м, а длина — от 50—100 до 500—600 м. На контактах даек их розово-оранжевая окраска часто сменяется сиреневой. Приконтактовые части сложены более стекловатыми разностями с микрофельзитовыми или микропойкилитовыми структурами. Здесь же наблюдаются и флюидальные разности с ориентированными по направлению течения вкрапленниками и микрообразованиями основной массы породы. Стенки даек неровные, зазубренные. Часто вдоль их контакта, на расстоянии 0,2—0,5 м от него, тянется цепочка мелких инъекций трахилипаритового порфира, создающих впечатление еще большей неровности поверхности всего тела. Внутри даек встречаются ксенолиты вмещающих пород, степень изменения которых зависит от близости состава вмещающей породы к составу дайки. Так, мелкие обломки андезитовых порфиритов перекристаллизуются и утрачивают роговую обманку. В них содержатся только мелкозернистые идиоморфные кристаллы плагиоклаза, слагающие микролитовую структуру. Ксенолиты пород, близких по составу к дайкам, обычно отличаются от них только иным рисунком структуры основной массы, большей или меньшей степенью раскристаллизации породы.

Нередко очертания одного контакта дайки повторяются противоположным контактом. При сближении противоположных стенок такой дайки они могли бы полностью совпасть. Это указывает на то, что дайка заполняет трещину с разошедшимися стенками (трещину растяжения). Такие дайки редко бывают прямолинейными. Неоднократно отклоняясь от общего направления вытянутости, дайки образуют ряд резких ступенеобразных изгибов — «ступеней». Направление этих изгибов весьма постоянно. Обычно ступень состоит из отрезков субширотного (СВ 80° — ЮЗ 110°) и северо-западного (СЗ 320—340°), очень редко северо-восточного простирания (СВ 40—60°).

Размеры этих отрезков изменяются в зависимости от простираения всего тела: более длинным всегда бывает отрезок, совпадающий с простираением дайки в целом. Иногда дайка изгибается очень резко и при этом как бы разрывается на несколько частей, резко смещенных относительно друг друга. Такое явление наблюдается в Чубарайгырском районе. Здесь субширотные отрезки даек длиной 20—50 м последовательно смещаются в северо-западном направлении на 0,3—0,5 м.

Рассмотренные особенности строения даек указывают на то, что при их образовании происходило энергичное растяжение трещин и заполнение их трахилипаритпорфиром. Такие дайки всегда имеют широтное простираение. Помимо отмеченных даек растяжения, в описываемых зонах изредка встречаются дайки с более ровными стенками. Они обычно прямолинейны и имеют протяженность порядка нескольких сотен метров. Такие дайки, вероятно, заполняли слегка приоткрывающиеся трещины скола.

Зоны, в которые объединяются описанные дайки, имеют длину 3—6 км, изредка 10—15 км и ширину от 500—700 м до 1,5 км. Встречаются либо отдельные зоны такого строения (горы Чубарайгыр), либо целые группы зон, пространственно охватывающие значительные участки. Такой участок мы выделяем в самостоятельную структуру, названную нами областью развития даек (горы Сарыоба).

Представителем отдельных зон является полоса даек, начинающаяся у подножья г. Аиртас (район гор Чубарайгыр) и протягивающаяся далее на запад (СЗ 280°) на 10 км (фиг. 4); ширина зоны 1—1,5 км. Ее внутреннее строение ничем не отличается от строения подобной зоны внутри Сарыобинской структуры (области развития зон даек).

Со строением области развития даек мы познакомимся на примере Сарыобинской структуры, состоящей из восьми крупных зон, пять из которых имеют широтное простираение, а три северо-западное (фиг. 5. См. приложение в конверте).

К зонам широтного простираения относятся:

1. Северная зона, начинающаяся у восточной окраины гранитного массива и резко обрывающаяся близ северо-восточной границы района. Ее протяженность 5—5,5 км, ширина 1 км, простираение СВ 70—80°.

2. Центральная зона, пересекающая параллельно Сарыобинскому сдвигу весь район с запада на восток. Это самая крупная полоса даек. Ее длина 15 км, ширина 0,3—1 км, направление широтное.

3—4. Зоны юго-восточной части района, менее четко ограниченные (менее компактные), чем предыдущие зоны. Они состоят из нескольких небольших поясов даек, в которые входят две-три дайки. Расстояние между поясами 300—500 м, длина более северной из зон 3,5 км, ширина 2,5 км; длина южной зоны 1,5 км, ширина 6 км; простираение СЗ 300—310° и СЗ 300—290°.

5. Южная зона, по характеру строения близкая двум первым узким зонам. Ее длина 6 км, ширина 0,5, простираение СЗ 310—290°.

Внутреннее строение этих зон однообразно. Расстояние между отдельными дайками в них не превышает 100 м, а обычно равно 5—9 м. Все дайки внутри зон в целом вытянуты в одном направлении и обычно расположены параллельно друг другу; изредка они располагаются в виде кулис. Однако вследствие небольших отклонений от общего направления иногда они сливаются, а затем вновь расходятся (фиг. 6). Гораздо реже наблюдаются пересечения даек. Таким образом, дайки как бы обтекают вытянутые участки вмещающих пород, разделяя их на изолированные блоки площадью 200—600 м². В то же время они цементируют эти гигантские обломки в ту своеобразную макробрекцию, которой является каждая дайковая зона. По существу, зоны даек представляют собой зоны разломов, которые проявились в форме дробления, брекчирования пород, происходившего в условиях растяжения. Именно благодаря тому, что отдельные блоки этой «брекчии» не были плотно прижаты друг к другу во время внедрения трахилипаритовых порфиров, они легко

отходили друг от друга, образуя свободное пространство, заполнявшееся дайками.

Интересно, что в плане строение этих зон чрезвычайно сходно со строением даек внутри них (именно тех даек, которые выполняют трещины растяжения). Зоны даек часто отклоняются от первоначального простирания, сохраняя при этом общее субширотное направление (фиг. 5 и 6). Эти отклонения так же закономерны, как и у отдельных даек, и заключаются в изменении широтного простирания на северо-западное, редко на северо-восточное. Наибольшее изменение направления наблюдается у большинства зон (второй, четвертой, пятой) в западной части района, где они в целом изменяют широтное направление на северо-западное. Северо-западные отрезки этих зон уже, чем широтные, где дайки не только дальше расходятся друг от друга, но и увеличивается их количество. Подобное изменение ширины зоны



Фиг. 6. Зона даек Сарьобинского типа.

1 — дайки, 2 — разлом

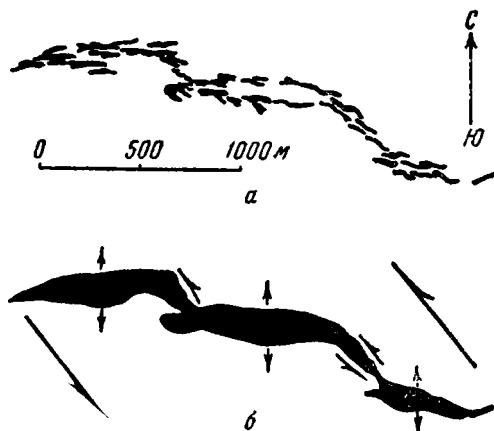
наблюдается и при менее значительных отклонениях от общего простирания.

На основании наблюдений за изменениями в строении зоны на участках с различным простиранием мы можем судить о природе этих отклонений и образующихся при этом ступенеобразных изгибов. Например, в поясе даек, входящих в состав третьей зоны (фиг. 7), наблюдалось, что полоса, состоящая из двух-четырех даек (по ширине), в интервале 2,5 км образует три резких изгиба, изменяя широтное простирание на северо-западное ($СЗ\ 325^\circ$). На северо-западных отрезках дайки сближаются, а на широтных как бы раздвигаются, образуя широкую ячею. Благодаря этому ширина широтных отрезков полосы в 2—3 раза превышает ширину ее северо-западных отрезков (150—160 и 50—60 м). В плане эти широкие ячеи выглядят как сдвинутые в северном направлении отрезки зоны широтного простирания. При этом «сдвигание» происходило вдоль узких полос сближенных даек северо-западного направления. Вместе с тем совершенно очевидно, что образование этих широких ячеек с далеко разошедшимися дайками и соединяющих их узких полос происходило одновременно и было обусловлено особенностями расположения трещин, которые и были заполнены дайками. Заметим, что образование зияющих трещин, стенки которых раздвинулись вдоль линии сдвигов, наблюдали многие исследователи при изучении современных землетрясений (см. статью А. В. Лукьянова в настоящем сборнике). Очевидно, здесь имеет место аналогичное явление. Однако движение по разломам в этом случае сопровождается внедрением магмы, заполняющей освободившееся пространство. Вероятно, дайки северо-западного направления заполнили трещины сдвига. Образование этого сдвига повлекло за собой возникновение широтных трещин растяжения. Заполнившие их дайки представляют собой серию кулисообразно расположенных раздвигов. И вся ступенеобразная (четкообразная) полоса даек представляет собой сочетание левого сдвига с широтным раздвигом. Показательно, что расположение широтных даек создает видимость правого сдвигового смещения. В действительности же истинное смещение, определившее образование описываемых структур, противоположно по направлению, т. е. является левым сдвиговым смещением.

Приведенные данные о природе широтных отрезков зон даек, особенности строения субширотных зон в целом указывают на то, что последние представляют собой раздвиги по вертикальным трещинам, образовавшимся при горизонтальном растяжении в меридиональном направлении.

Следующая группа зон отличается несколько иным строением (фиг. 5). К ним относятся:

6. Зона даек, ограничивающая район с северо-востока. Ее протяженность 12 км, ширина около 1 км, простирание СЗ 320°. Внутреннее строение этой «краевой» зоны отличается от описанных выше. Она состоит из разных по морфологии даек. Здесь есть дайки с рваными краями, заполняющие трещины растяжения. Все они очень мелкие (1,5—5 м) и представляют собой частые



Фиг. 7. Ступенеобразное строение зоны даек.
а — карта даек, б — схема движений, стрелками показано направление движений

«капельные» инъекции. Хотя каждая из них в отдельности вытянута в широтном направлении, все они сосредоточены в зоне северо-западного простирания. Это так называемые «лестничные дайки», располагающиеся кулисообразно в зоне крупного нарушения (сдвига). В северной части рассматриваемой зоны эти дайки сливаются воедино, образуя шток северо-западного простирания. Кроме того, в описываемой зоне имеются линейные дайки северо-западного простирания протяженностью до 1 км. Это — дайки, заполняющие трещины скола.

7—8. Зоны даек, находящиеся в западной части гор Сарыоба. Они также имеют северо-западное простирание (СЗ 310 и 330°). Эти две зоны являются ветвями одной зоны, кулисообразно подставляющими друг друга и протягивающимися через весь район. Их длина 10 и 6 км, ширина около 1,5 км. Эти зоны состоят из даек северо-западного простирания, которые не несут столь ярких признаков растяжения, как широтные. Зоны так же прямолинейны, как и дайки внутри них; в них так же слабо проявляется растяжение, как и в отдельных дайках, имеющих это простирание.

Все описанные зоны даек одновозрастны. В местах пересечения разнонаправленных даек в них не только не происходит каких-либо изменений, но напротив, наблюдается, как от дайки северо-западного направления отходит пучок широтно ориентированных даек (шестая зона). Кроме того, наблюдается, как одна зона даек изменяет широтное простирание на северо-западное (например, первая, пятая зона), т. е. широтная зона непосредственно переходит в северо-западную.

Все зоны даек — структурные элементы области развития зон даек, которая в целом повторяет черты строения отдельных зон (фиг. 5). По существу,

эта область представляет собой мощную зону даек, составными элементами которой являются уже не дайки, а зоны даек. Она образует ступенеобразный изгиб, состоящий из двух звеньев, вытянутых в северо-западном направлении, и одного широтного звена — наиболее крупного ее структурного элемента

Широтное звено представляет собой широкую (13 км) ячею, заполненную зонами даек субширотного простирания. Между этими зонами, насыщенными дайками, располагаются участки шириной 3—4 км, в пределах которых встречаются лишь единичные дайки.

Зоны, идущие в общем в одном направлении, то сближаются, то расходятся, как бы обтекая обломки гигантской брекчии, которую представляет собой весь центр описываемого района. По отношению друг к другу они располагаются кулисообразно, следуя вдоль северо-восточной окраины гор Сарыюба. Все они кончаются, не доходя 1 км до Жаман-Беспоканского разлома, и подчеркивают линию, как бы идущую параллельно ему, но никак не выраженную в структуре. За этой линией появляется серия даек, образующих линейную зону северо-западного простирания (шестая зона), в которую упираются широтные зоны.

На западном ограничении ячеи менее четко выражено торцовое сочленение даек широтного и северо-западного простирания. Зоны широтного простирания либо кончаются на границе с зонами северо-западного простирания, либо, отворачивая на север, сливаются с ними. В очень редких случаях отдельные широтные дайки продолжают внутрь северо-западных зон¹. Их взаимоотношения с дайками северо-западного простирания указывают на одновременность образования даек обоих направлений.

По существу, широтные зоны даек как бы ответвляются от северо-западной зоны, расходясь друг от друга, подобно дайкам на широтном отрезке внутри отдельной зоны. Северо-западная зона прямолинейна и в 8—10 раз уже, чем сопряженное с ней поле развития широтных зон (точно так же расположенная на восточной окраине «ячеи» шестая зона в 15 раз уже всего поля широтных даек).

Таким образом, в зонах северо-западного направления растяжение проявилось намного слабее, чем в широтных. На примере шестой зоны мы видим, что даже внутри этих зон трещины растяжения, заполненные «лестничными дайками», при своем образовании избирают широтное направление. Если рассматривать узкие северо-западные зоны даек, с одной стороны, и все поле широтных даек, с другой, как элементы единой структуры, то первые будут отвечать системе трещин скола, а вторые системе раздвигов. К такому же выводу мы приходим, сравнивая строение всей Сарыюбинской области развития даек со строением какой-либо одной зоны внутри нее. Действительно, ступень, которую образуют внутри этой структуры две зоны даек северо-западного простирания и ряд широтных зон, совершенно аналогична ступеням, возникающим в зонах даек широтного простирания. Как было показано на примере одной из зон даек (фиг. 7), такая структура возникает при смещении в горизонтальном направлении стенок раздвига (широтная часть ступени) вдоль левых сдвигов (зоны северо-западного простирания).

Выше отмечалось, что подобную картину взаиморасположения сдвигов и раздвигов наблюдали А. В. Лукьянов и другие исследователи при современных землетрясениях.

Суммарная амплитуда раздвига в описываемой структуре определена по сумме раздвигания отдельных даек. Она равна 5,5 км. Амплитуда одновременного раздвигу сдвига, который подходит к нему под углом 50—60° (азимут простирания даек сдвига СЗ 340—330°), определена по ширине раздвига графическим путем. Она равна 8 км.

¹ Образование трещин, заполненных дайками, мы связываем с проседанием кальдеры вулкана, вследствие которого возникли радиальные трещины на ее бортах.

Среди описываемых субвулканических образований распространены крупные, часто вытянутые тела с крутопадающими контактами — штоки. Они встречаются в основном в горах Сарыоба и образованы такими же трахилипаритпорфирами, как и описанные выше дайки.

Штоки в горах Сарыоба сложены розовыми и сиренево-розовыми тонкозернистыми, часто стекловатыми трахилипаритпорфирами с небольшими редкими вкрапленниками плагиоклаза. Так, небольшое тело, расположенное близ западного окончания южной зоны даек (фиг. 5), сложено розовыми тонкозернистыми трахилипаритовыми порфирами, на отдельных участках постепенно переходящими в стекловатые сиреневые трахилипаритпорфиры с хорошо выраженной флюидалностью. Розовые тонкозернистые разновидности порфиров имеют микропойкилитовую структуру основной массы, на 80% состоящую из кварца с небольшим количеством калиевого полевого шпата, мельчайшими хадакрystalлами которого прорастают ойкокрystalлы кварца. Стекловатые флюидалные разновидности имеют плохо выраженную микропойкилитовую структуру, местами переходящую в фельзитовую с линейным расположением элементов основной массы; состав ее тот же. Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин № 32) и калиевым полевым шпатом.

Дайки, наблюдающиеся в этой же зоне к востоку от описываемого тела, имеют тот же состав, но часто среди них, особенно в раздувах, наблюдаются более крупнораскристаллизованные участки с гранофировой структурой. Приконтактные части штоков, залегающих среди андезитовых порфиритов, сложены полнокристаллическими, существенно плагиоклазовыми породами. В них наблюдаются порфиновые выделения плагиоклаза (андезин № 37—38) и более мелкозернистая масса, сложенная плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом.

Состав различных штоков несколько варьирует в пределах трахилипаритового ряда. Так, шток, расположенный во второй зоне даек в горах Сарыоба, сложен более щелочными разновидностями трахилипаритпорфиров. Здесь наблюдаются уже трахитовые структуры основной массы породы с очень небольшим (5, 8, 10%) содержанием кварца, почти целиком сложенные микролитами калиевого полевого шпата. Лишь в отдельных участках содержание кварца увеличивается, и тогда мы имеем переходные разновидности структур от трахитовых к микропойкилитовым. В телах, сложенных трахитовыми порфирами, обычно содержится много миндалин, выполненных более поздним кварцем. По внешнему виду такие более щелочные разновидности пород отличаются более фиолетовыми оттенками и звездчатым сростанием кристаллов калиевого полевого шпата.

Из сказанного вытекает, что штоки имеют тот же состав, что и дайки, и отличаются от них лишь ббльшими размерами (3 км × 600 м, 1,5 км × × 800 м).

В горах Сарыоба многие штоки непосредственно связаны с зонами даек. В некоторых случаях видно, что штоки образуются при слиянии нескольких даек (фиг. 6). Так, в восточной части южной зоны даек отдельные дайки шириной 1—1,5 м отстоят друг от друга на 30, 50, 100 м, но в западном направлении они постепенно сближаются и у западного конца зоны сливаются в одно штокообразное тело шириной около 800 м. Отдельные дайки, подходя к таким телам, сливаются с ними без признаков контактовых изменений. В то же время внутри штоков можно проследить направление отдельных даек, так как вдоль них располагаются ослабленные участки, определившие ориентировку саев, пересекающих шток. Особенно хорошо они видны на аэрофотоснимках. Природа таких штоков та же, что и даек: они занимают полости, образовавшиеся в результате горизонтального раздвигания стенок крутых разломов. Раздвигание стенок особенно наглядно проявилось

в тех местах, где штоки, переходя в дайки, как бы расслаиваются на несколько частей. Следовательно, штоки являются такими же структурами растяжения, что и дайки, и отличаются от них лишь значительно большей шириной (амплитудой раздвигания) и меньшей протяженностью по простиранию.

Однако в ряде случаев непосредственные переходы штокообразных тел в дайки не обнаруживаются. Таков крупный шток, вытянутый в северо-западном направлении, находящийся в восточной части гор Сарыоба, и несколько других более мелких тел Сарыобинского района. В горах Чубарайгыр также наблюдается несколько штокообразных тел с крутыми и вертикальными контактами. По характеру контактов они близки к описываемым штокам, но наличие у многих из них горизонтальных силлоподобных ответвлений заставляет относить их к группе лакколитоподобных тел. Вообще распознавание штоков очень затруднено тем, что их контакты не всегда хорошо обнажены. В то же время в плане они схожи с лакколитоподобными телами, которые, имея небольшой вертикальный корень, заполняют горизонтальные трещины.

Группа пологозалегающих тел

Зоны даек Аиртасского типа

Зона даек этого типа встречена в горах Чубарайгыр, где она пересекает в северо-восточном направлении вершину горы Аиртас (фиг. 8). Все дайки этой зоны наклонены под углами 20—60°, поэтому мы рассматриваем эти образования в группе пологозалегающих тел.

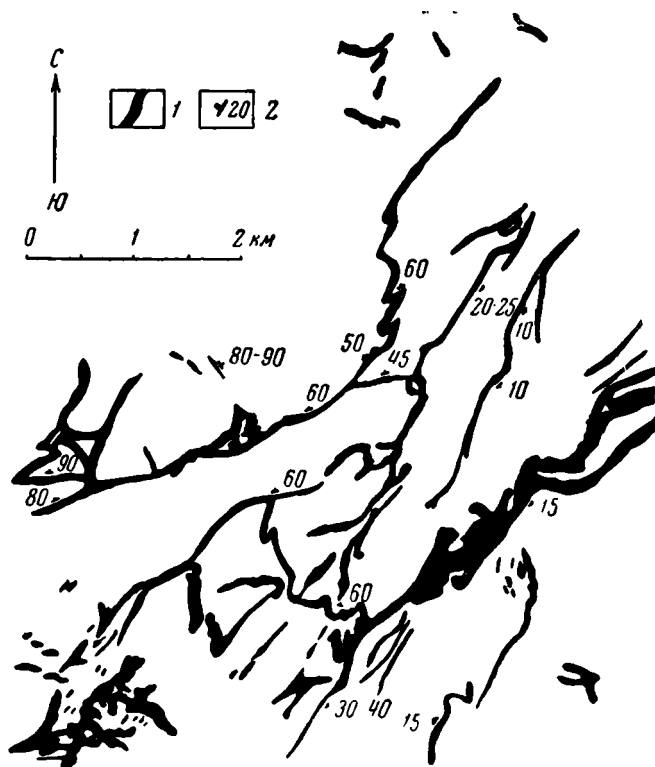
По составу дайки Аиртасской зоны, подобно всем ранее описанным образованиям, относятся к трахилипаритовому ряду, хотя состав отдельных тел значительно варьирует в пределах этого ряда. Выделяются более и менее щелочные разновидности. Первые имеют желто-розовую, желто-зеленую окраску, вторые — ярко-розовую. Наиболее щелочные представители этого ряда либо не содержат кварца в основной массе и сложены только калиевым полевым шпатом, либо содержат его в очень незначительном количестве. В этих случаях основная масса породы обладает трахитовой структурой. Микропойкилитовая структура характерна для нормально-кислых разновидностей. Самые крайние члены нормально-кислого состава стекловаты и в них развита фельзитовая структура. При перекристаллизации в них возникают участки микрографического строения с кварцевыми вкрапленниками в центре. Соответствующим образом изменяется и состав вкрапленников. Щелочные разновидности содержат лишь вкрапленники плагиоклаза (андезин № 32—34) и мелкие лейсты биотита. В наиболее кислых разновидностях, помимо плагиоклаза, появляются вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата. В переходных разновидностях содержатся лишь плагиоклаз и калиевый полевой шпат.

Описанные переходы наблюдаются не только между различными телами, но и по простиранию одной дайки. Очевидно, в некоторой степени состав тел изменяется в результате ассимиляции вмещающих туфов и брекчий плагиопорфиоров, близких по составу к дайкам. На контактах с туфами дацитовых или андезитовых порфиритов в дайках нередко возникают узкие зоны, обогащенные плагиоклазом. Краевые части даек (10—20 см) обычно характеризуются более стекловатыми и флюидальными разновидностями с фельзитовой структурой. Вмещающие породы на контакте с этими телами обычно осветлены. По осветлению пород кровли можно проследивать дайки, не вышедшие на дневную поверхность при современном эрозионном срезе.

В противоположность коротким прерывистым дайкам в зонах Сарыобинского типа дайки в описываемой зоне протягиваются на 3—4 км. Часто они следуют вдоль поверхности напластования вмещающих пород, залегают со-

гласно с ними и, таким образом, могут быть отнесены к категории силлов. Лишь в отдельных своих частях дайки являются секущими.

Контакты этих даек чрезвычайно неровные, с очень резкими, угловыми уступами. Вследствие того, что уступы на противоположных стенках бывают направлены либо навстречу друг другу, либо в противоположные стороны, мощность этих тел резко изменяется (от 0,5 до 5—6 м). В среднем она не превышает мощности вертикальных даек, так как чаще изгибы одного контакта целиком повторяются противоположным. В то же время за счет пологого залегания этих даек ширина их выхода очень непостоянна и иногда достигает



Фиг. 8. Аиртасская зона даек.
1 — дайки, 2 — элементы залегания

300—500 м. В южной части этой зоны (близ массива биотитовых гранитов) имеются выходы трахилипаритпорфиров шириной 3,5 км, которые образует маломощная (1 м) дайка, лежащая почти горизонтально. Таким образом, ее выходы на дневную поверхность превышают размер лакколитоподобного тела в горах Сарыоба. Углы наклона дайки постоянно изменяются (местами они возрастают до 50—60°), в связи с чем поверхность ее контакта очень неровная. В обнажениях выходы даек трахилипаритпорфиров прерывисты и имеют вид мелкогфрированного покрова.

Вмещающие породы иногда перекрывают трахилипаритпорфиры, иногда выступают из-под них в эрозионных окнах. Для даек этого типа очень характерно изменение углов падения по простиранию. Если в тех случаях, когда дайка залегает согласно с вмещающими породами, эти изменения можно объяснить особенностями вмещающей толщи, то в случае секущего положения дайки такие изменения связаны, очевидно, с природой самих трещин, заполненных дайками.

По простиранию дайки чрезвычайно извилисты. Нередко в плане очертания дайки имеют вид мелко смятого пласта. При этом изменение наклона даек всегда сопровождается изменением направления простирания. Северо-восточные отрезки этих даек обычно более пологи, чем широтные. Самая северная дайка, постепенно изменяя свое направление от почти широтного (СВ 85°) на северо-восточное (СВ 20°), становится все более пологой, изменяя углы падения от 70—80° до 30° (фиг. 8).

Особенности строения отдельных даек, входящих в Аиртасскую зону, обуславливают особенности строения всей этой зоны в целом. Дайки Аиртасской зоны вытянуты в основном в северо-восточном направлении. Отдельные дайки иногда разделяются на самостоятельные ветви, которые сохраняют первоначальный угол наклона. При этом они обтекают блок пород, охватывая его со всех сторон, как это наблюдалось в зонах даек Сарыобинского типа, но это происходит не в горизонтальной, а в вертикальной плоскости. В южной части Аиртасской зоны появляется много даек субширотного простирания. В большинстве случаев эти дайки залегают значительно круче даек северо-восточного простирания, т. е. ведут себя как дайки широтного простирания, относимые к Сарыобинскому типу. Вся совокупность даек субширотного и северо-восточного простирания разбивает вмещающие породы на ряд блоков и, следовательно, вся зона представляет собой макробречию, «обломки» которой сцементированы трахилипаритовым порфиром, внедрившимся в свободное пространство между ними.

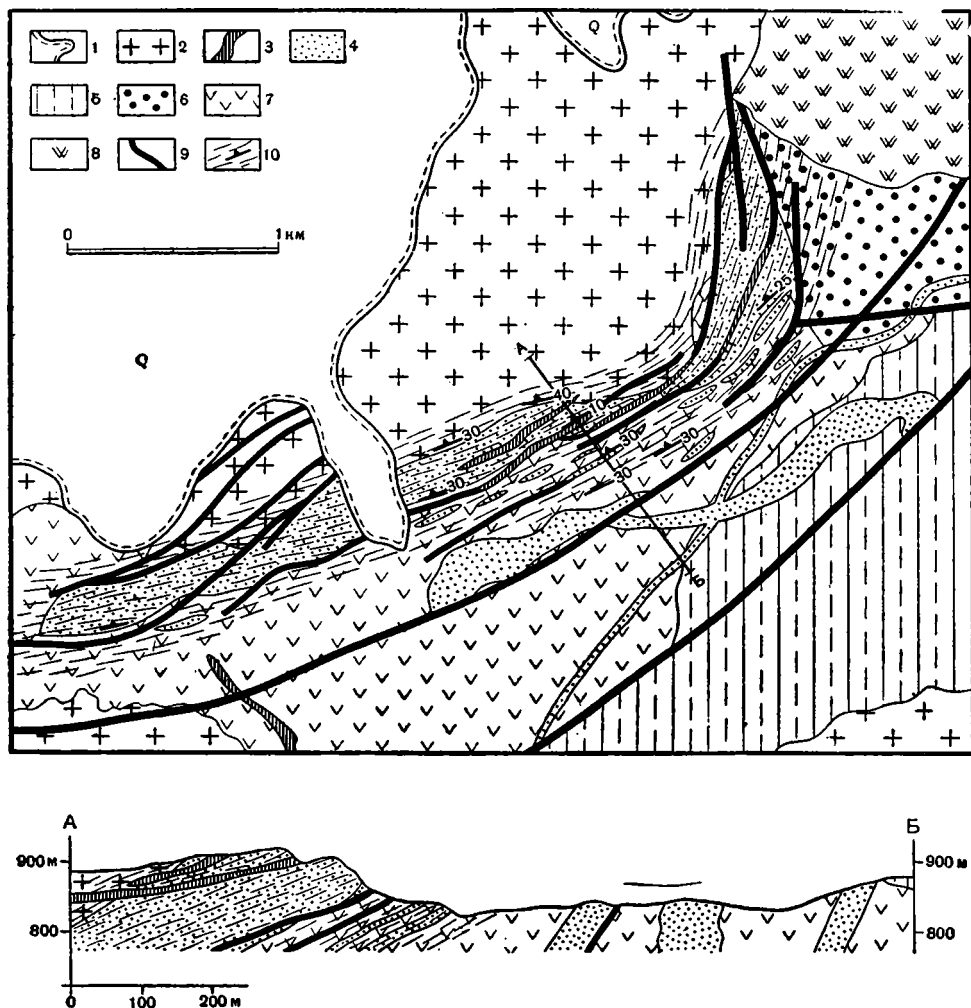
Таким образом, для даек Аиртасского типа, как и для даек Сарыобинского типа, характерны неровные контакты и частые изменения простираний. Отличие между ними, по-видимому, сводится к различию в залегании этих зон, из которых первая залегает полого, а вторая вертикально. Сопоставляя эти зоны, можно представить, что мы имеем дело со сходными структурами, повернутыми в вертикальной плоскости друг относительно друга почти на 90°. Зона даек Аиртасского типа, таким образом, представляет собой зону растяжения, расположенную в наклонной плоскости.

Силлоподобные тела

Силлоподобные тела встречены в обоих рассматриваемых участках. Для них характерно относительно пологое (20—40°) залегание, обычно соответствующие слоистости или сланцеватости вмещающих пород. Как и рассмотренные выше образования, силлоподобные тела сложены такими же трахилипаритпорфирами. Силлоподобные тела распространены у подножья гор Аркарлы, в западной части гор Сарыоба (фиг. 5) и на севере гор Чубарайгыр (фиг. 4). Во всех этих районах строение и тектоническое положение «силлов» однообразно.

■ Мы рассмотрим субвулканические тела такого типа на примере гор Чубарайгыр, где в 5,5 км к северо-западу от горы Сатек расположена серия параллельных «силлов», сосредоточенных в узкой зоне (фиг. 9). Эта зона находится между двумя массивами биотитовых гранитов, в андезитовых порфири-тах калмакэмельской свиты и перекрывающих ее кварцевых порфирах низов керегетасской свиты. Силлоподобные тела, выходящие на поверхность в виде линейных тел, вытянутых в северо-восточном направлении (СВ 30—40°), прорывают образования обеих свит. Западное, самое крупное тело падает на северо-запад под углом 30—35°, имеет мощность около 150 м (при ширине выхода 300—250 м) и длину около 4 км. К югу от него расположены многочисленные, но очень небольшие «силлы», размерами от 500 × 100 м до 0,5 см × 2 м, вытянутые параллельно крупному телу. Все они лежат в расланцованных андезитовых порфиритах; их простирание (СВ 40°) и падение (СВ 30°) совпадают с простиранием и падением плоскостей сланцеватости. Поэтому мы называем их силлоподобными телами. Еще южнее, уже за пределами зоны расланцевания, расположено еще одно крупное тело трахилипаритовых пор-

финов, которое имеет более крутое залегание. Простираение этого тела изменяется от СВ 40° до широтного. На тех отрезках, простираение которых совпадает с простираением «силлов», оно падает на северо-запад под углами 45—50°, а в широтных отрезках имеет более крутое падение.



Фиг. 9. Зона расланцевания и надвига в северо-западной части гор Чубарайгыр.
Составили В. В. Коптева и И. Г. Щерба.

1 — контур распространения четвертичных отложений, 2 — биотитовые граниты, 3 — гранит-порфировые дайки, 4 — трахилипаритпорфировые тела, силлы; 5 — пепловые туфы керегетасской свиты, 6 — кварцевые порфиры керегетасской свиты, 7 — андезитовые порфиры калмакэмельской свиты, 8 — окварцованные породы, 9 — разломы, 10 — расланцевание и элементы залегания сланцеватости

Все указанные тела (крупные и мелкие) сложены тонкозернистыми и розово-оранжевыми трахилипаритпорфирами с микрогранитовой основной массой и мелкими редкими вкрапленниками полевого шпата и биотита. Таким образом, силлоподобные тела имеют точно такой же состав и структуру, как и описанные выше штоки и дайки Сарыюбинского типа.

Вся зона, в которой сосредоточены параллельные «силлы», интенсивно расланцована и является зоной надвига.

Внедрение силлоподобных тел происходило в уже сформированную зону надвига. Об этом свидетельствуют расположение ксенолитов в телах трахилипаритпорфиров и согласное со сланцеватостью положение самих этих тел. Небольшие ксенолиты андезитовых порфиритов, прорванных трахилипаритпорфирами, встречаются во всех телах. Находящиеся в ксенолитах андезитовые порфириты сильно изменены, полностью утратили роговую обманку и превратились в существенно плагиоклазовую породу, состоящую из микролитов плагиоклаза с небольшим количеством кварца и биотита. В краевых частях «силлов» расположено особенно большое количество ксенолитов, а сам трахилипаритпорфир приобретает более основной состав, обогащаясь биотитом и роговой обманкой. Увеличение количества темноцветных на контакте приводит к тому, что трахилипаритпорфир как бы постепенно сменяется андезитовым порфиритом. В тех местах, где инъекции особенно мелкие (0,5 см) и расположены близко друг к другу, создается впечатление, что зона расланцевания пропитана трахилипаритпорфиром. В то же время наиболее крупные тела имеют четкие контакты. Все они неровные, зазубренные, причем неровности на противоположных стенках повторяются. Создается впечатление, что противоположные стенки «силлов», представляющие собой поверхности расланцевания, во время внедрения трахилипаритовых порфиров отслоились, отошли друг от друга.

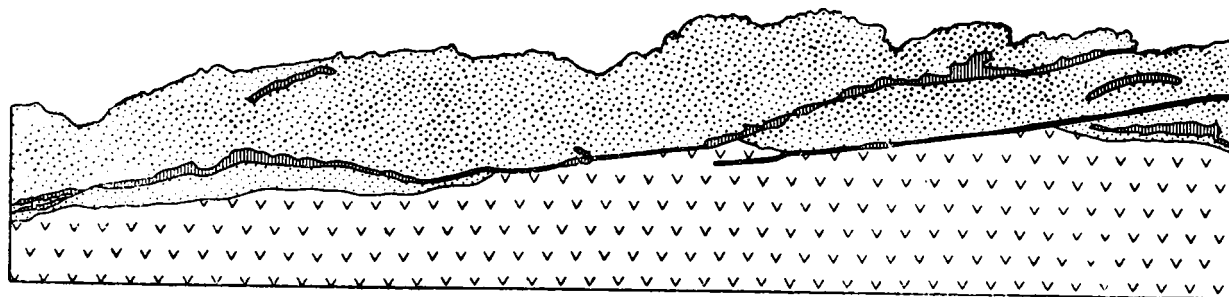
Однако сами трахилипаритпорфиры тоже интенсивно расланцованы, что говорит о подвижках по зоне надвига и после их внедрения. Более того, в северный «силл» трахилипаритпорфиров по сланцеватости внедряются мелкие линзовидные тела более молодых гранит-порфиров, являющихся апофизами гранитного массива, расположенного северо-западнее силла. Этот массив, сложенный биотитовыми гранитами, прорывает рассматриваемые нами тела и оказывает на них значительное контактное воздействие. Влияние гранитов сказывается на всех вмещающих породах. Андезитовые порфириты ороговикованы, кварцевые порфиры окварцованы. В самом крупном из рассматриваемых силлов изменение на контакте с гранитом выразилось в перекристаллизации при значительном привносе кремнезема. Под микроскопом видно, что вся порода состоит из мелких вторичных зерен кварца размером от 0,2 до 0,4 мм. Между ними, как реликты основной массы трахилипаритпорфира, сохраняются лишь мелкие зерна калиевого полевого шпата. Вкрапленники плагиоклаза и калиевого полевого шпата изменены вторичными процессами серицитизации и пелитизации и корродированы вторичным мелкозернистым кварцем¹. Однако по реликтам порфировых структур все же удастся восстановить первичную структуру сильно измененных пород этого силла и сопоставить ее со структурами остальных тел, расположенных дальше от гранита.

Граниты, оказавшие столь сильное воздействие на тела трахилипаритпорфиров, местами слегка надвинуты на них и вдоль зоны надвига заметно расланцованы.

Итак, зона расланцевания, сопровождающая надвиг, в которой сосредоточены рассматриваемые силлы, развивалась длительно. Она существовала до внедрения трахилипаритпорфиров, развивалась при их внедрении, продолжала развиваться при их расланцевании и внедрении гранита и его апофиз. Наконец, движения по ней проявились при расланцевании и надвигании гранитов. Вероятно, именно развитие надвиговых зон и обусловило внедрение силлоподобных тел, которые в других местах не встречаются. Поэтому рассмотрим положение «силлов» в зоне расланцевания.

Ширина зоны расланцевания в горах Чубарайгыр (фиг. 9) около 600 м. Азимут простирания сланцеватости СВ 20—40°, падение 30° на северо-запад. Все тела трахилипаритовых порфиров вытянуты в том же направлении и

¹ Окварцеванием объясняется большая крепость породы, слагающей описываемое тело, благодаря чему оно дает резкий уступ в рельефе, возвышаясь над вмещающими его андезитовыми порфирами на 20—50 м (фиг. 10).



б

Фиг. 10. Квестовый рельеф в зоне надвига

а — фотография, *б* — схема строения надвига; 1 — апофизы гранит-порфиров, 2 — трахилапаритпорфиры, 3 — андезитовые порфириты

падают согласно со сланцеватостью на северо-запад (сланцеватость следует вдоль их контактов). На примере мелких инъекций хорошо видно, что силлоподобные тела заполняют полости, стенки которых разошлись в вертикальном направлении. Отслаивание пород вдоль поверхности рассланцевания происходило одновременно с надвиганием.

В той же зоне располагаются и мелкие апофизы гранит-порфиров, отходящие от гранитного массива и прорывающие трахилипаритовое тело. Контакты неровные, извилистые. Эти дайки-апофизы (мощностью 0,5—10 см) падают на северо-запад под углом 5—10°. В плане они располагаются параллельно контактам крупного «силла», и только их северо-восточные концы немного отклоняются к северу и пересекают северные контакты тела трахилипаритпорфиров.

Апофизы гранит-порфиров по простиранию переходят в разломы, лишенные магматического заполнения. Сместители этих разломов по-прежнему полого (под углами 5—15°) наклонены на северо-запад. В тех случаях, когда эти разломы проходят через эффузивные образования, видно, что висячем крыле оказываются более древние породы, т. е., что эти разломы представляют собой мелкие надвиги. Все они не выходят за пределы зоны рассланцевания. Зона рассланцованных пород вместе с серией мелких надвигов представляет собой единую тектоническую структуру, по которой и происходило основное надвигание. Мелкие надвиги, местами заполненные апофизами гранит-порфира, располагаются внутри этой зоны кулисообразно. Все они наклонены более полого, чем сланцеватость зоны. Точно так же сланцеватость в крупных силлоподобных телах трахилипаритпорфиров и в тех местах, где по ней внедряются мелкие «силлы», оказывается более полой, чем в местах, лишенных «силлов». Таким образом, как в случае внедрения трахилипаритпорфиров, так и в случае внедрения гранит-порфиров, проявляется общая закономерность: магматические тела внедряются в те места зоны надвигания, где она выполаживается, и в те нарушения, которые располагаются более полого, чем вся зона.

Эта закономерность нам представляется вполне понятной, так как при движении по крутому надвигу в условиях горизонтального сжатия те участки, на которых сместитель претерпевает местное выполаживание, неизбежно испытывают относительное растяжение и становятся ослабленными зонами, благоприятными для проникновения магматических инъекций. Именно такие места в зонах надвигания и занимают рассматриваемые нами «силлы».

Лакколитоподобные образования

Лакколиты и подобные им образования развиты на территории обоих рассматриваемых нами участков. Как и ранее описанные образования, они сложены породами трахилипаритпорфирового ряда. Обычно это розовые тонкозернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза и биотита, очень редко — калиевого полевого шпата.

Лакколиты рассматриваются нами как сложные образования, в которых сочетаются пологозалегающие и крутопадающие (подводящие каналы) тела. С одной стороны, они имеют общие черты с силлоподобными образованиями, с другой — со штоками и дайками. Степень их сохранности и глубина вскрытия различны и обычно зависят от глубины общего эрозионного среза. В одних случаях сохраняются лишь подводящие каналы с вертикальными контактами, в других — пологолежащие части, которые при современном эрозионном срезе отделены от вертикальных частей. В редких случаях удается наблюдать тела, в которых сохранились и те, и другие элементы. Наиболее хорошо сохранился лакколит в горах Сарыоба, на примере которого мы и рассмотрим строение этих тел (фиг. 11).

Описываемое тело находится в западной части гор Сарыоба, где оно прорывает порфириты калмакэмельской свиты и залегающие на них конгломера-

ных ограничениях почти горизонтальна. Видимая мощность этой горизонтальной залежи трахилипаритпорфиров не превышает 1 м. На склоне сопки выступающие из-под нее порфириды брекчированы и окварцованы. Вероятно, эти изменения связаны с внедрением трахилипаритпорфиров (подобные контактовые изменения наблюдались и в связи с другими лакколитоподобными образованиями). Окварцованные порфириды слагают также низкие сопки к западу от «южного языка» трахилипаритпорфиров. По их расположению и удаленности от выходов трахилипаритпорфиров мы можем предполагать, что часть тонкой горизонтальной залежи была уничтожена эрозией.

О первичной форме описываемого тела можно судить по поведению флюидалности на его контактах. На восточном склоне сопки (на краю выхода трахилипаритпорфира) наблюдается следующее явление: на вершине сопки флюидалность под углом 30° падает на запад (к центру массива); затем на бровке склона она разворачивается и, следуя крутой стенке обрыва, падает почти вертикально, огибая современный край трахилипаритпорфирового тела. У его подошвы, следуя его контакту с порфиридами, флюидалность поворачивает на запад и снова полого падает к центру тела. Таким образом, современная краевая часть массива близка к первоначальной, а его современная форма соответствует форме лакколита в момент внедрения (в данном случае эрозия только отпрепарировала лакколит, почти не разрушив его). Его мощность в краевых частях не превышает 2—3 м, т. е. близка к мощности вертикальных даек.

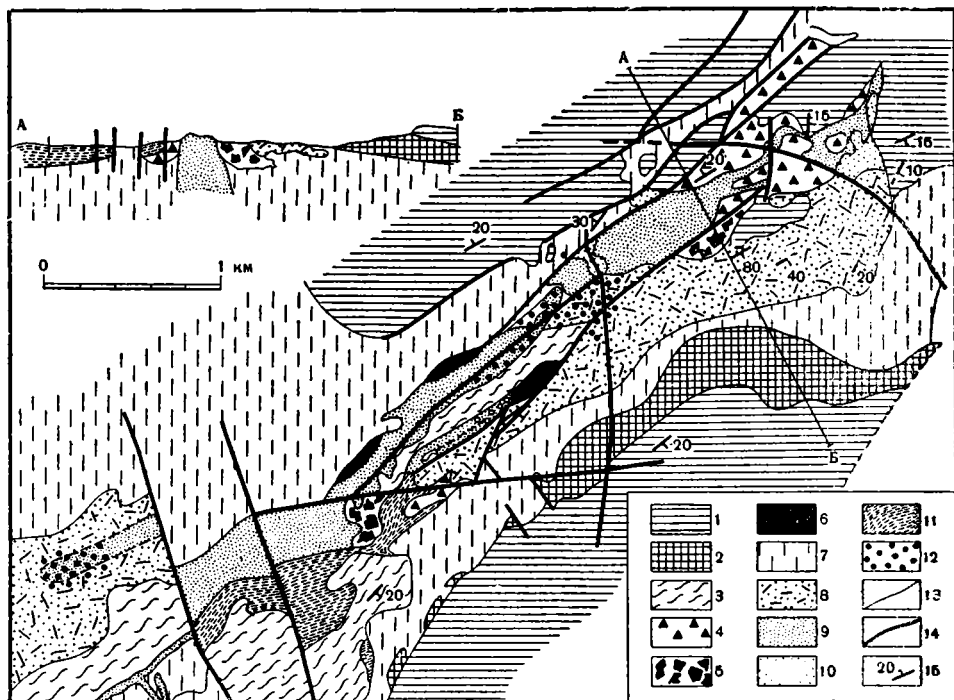
Вмещающие породы в подошве тела трахилипаритпорфиров брекчированы. Нижняя поверхность тела, подобно контактам вертикальных даек, карманообразная, неровная. Можно предположить, что пологая часть субвулканического тела заполнила трещину растяжения. Однако это образование не целиком залегает полого: в центральной части массива флюидалность падает значительно круче, чем на его краях. Здесь выделяется зона, с лучшей раскристаллизацией пород, вытянутая с севера на юг. Ее длина около 300 м, ширина 20—30 м. На северном окончании массива на простирании этой зоны выделяется узкий выступ, сложенный тонкофлюидалным порфиром. Флюидалность параллельна его контактам. Она либо вертикальна, либо под углами 60—80° падает внутрь тела. Длина этого выступа около 30 м. К востоку и западу от него флюидалность очень быстро (в интервале 1—2 м) выполаживается; вместе с этим резко увеличиваются размеры тела. По-видимому, это вертикальное тело образовалось в подводящем канале, по которому поступал материал, внедряющийся в полого наклоненную полость. Таким образом, описываемое тело представляет собой лакколит. Данными о морфологии его подводящего канала мы не располагаем. Его пологая часть, очевидно, заполняет полость, образовавшуюся в результате расхождения в вертикальном направлении стенок полого залегавшей трещины.

Лакколитоподобные образования, развитые в горах Чубарайгыр, сохранились значительно хуже. В отличие от Сарыобинского района, здесь в основном обнажены их вертикальные части, а пологие либо уничтожены эрозией, либо первоначально были развиты слабо. Лакколитоподобные образования располагаются в центральной части гор Чубарайгыр, где они образуют две линейные зоны, вытянутые в северо-восточном направлении (вторая и третья зоны на фиг. 4). В связи с тем, что эти тела вскрыты на разных уровнях, их строение разнообразно. Поэтому мы опишем ряд лакколитоподобных тел.

Тело трахилипаритпорфиров, расположенное во второй зоне, вытянуто в направлении СВ 40°. Его протяженность превышает 5 км, ширина выхода изменяется от 150 до 600 м (фиг. 12). Это тело прорывает пирокластические и лавовые образования керетасской свиты. Оно сложено оранжево-розовым тонкозернистым трахилипаритпорфиром с вкрапленниками плагиоклаза и биотита.

Эрозионными процессами вскрыты лишь самые верхние части тела. Его северный и южный концы скрыты под вмещающими породами, которые в

кровле тела окварцованы и пронизаны мельчайшими апофизами кварцево-полевошпатового состава. Близ северного конца тела обнажаются его самые прикровельные части с брекчиями внедрения. Обломочная структура породы прекрасно видна на выветрелой поверхности. Обломки (от 3—5 мм до 2—3 см) и цемент сложены одним и тем же стекловатым афировым трахилипарит-порфиром. Сильно измененная тонкая кровля обнажается также в середине массива на одном из участков, протяженностью около 200 м. Таким образом,



Фиг. 12. Геолого-петрографическая схема 2-й зоны в горах Чубарайгыр. Составила В. В. Коптева.

1—2 — верхняя подсвита керегетасской свиты: 1 — игнибриты липарито-дацитового состава, 2 — вулканические брекчии липарито-дацитового состава; 3—8 — нижняя подсвита керегетасской свиты: 3 — лавовые брекчии и лавы липаритового состава, 4 — туфы липаритового состава, 5 — агломератные брекчии липаритового состава, 6 — лавовые брекчии и сферолитовые лавы липаритового состава, 7 — пепловые туфы, 8 — туфы ортофиров; 9—12 — субвулканическое тело трахилипаритпорфиров: 9 — крутопадающее тело, 10 — краевая часть тела, 11 — горизонтальные апофизы субвулканического тела, 12 — окварцевание; 13 — геологические границы; 14 — разломы; 15 — элементы залегания; А—В — линия геологического разреза

современные контуры интрузива соответствуют его первичной форме. Судя по тому, что в более южных частях тела, а местами и на севере вскрыты его внутренние части с более крупной раскristаллизацией (обычно здесь основная масса имеет хорошо выраженную микропйкитовую структуру, вкрапленники плагиоклаза и биотита), это вулканическое тело имело очень неровную поверхность с возвышающейся средней частью и «ныряющими» концами.

В рельефе трахилипаритовые порфиры образуют гряду, возвышающуюся над вмещающими породами на 5—20 м. В некоторых местах тело имеет прямолинейные границы; местами его контакты извилисты.

Иногда трахилипаритовый порфир вскрывается на дне оврагов на некотором удалении (500 м) от выходов основного тела. Все это говорит о том, что

тело трахилипаритового порфира имеет неправильную форму, причем местами оно сужается, местами расширяется. Взаимоотношения трахилипаритовых порфиров с вмещающими породами позволяют судить и о характере залегания отдельных частей тела. Выясняется, что его узкие части имеют вертикальные контакты. В некоторых местах вдоль них проходят разломы. В этих (узких) участках на контакте с трахилипаритовыми порфирами увеличивается наклон слоев вмещающих пород. Например, при пересечении описываемого тела в 2,5 км к северо-востоку от горы Карабас с юга на север наблюдается такое явление: слои туфов плагиопорфиров, ранее падавшие на юго-восток под углом 10—12°, в 100 м от контакта с трахилипаритовым порфиром приобретают более крутые углы наклона, достигающие до 45—60°. У контакта с трахилипаритовым телом слои падают почти вертикально. Более того, близ северо-восточного окончания этого тела вмещающие породы образуют небольшой антиклинальный перегиб, ось которого совпадает с осью интрузива.

Таким образом, сравнительно узкие части тела с крутыми контактами прорывают вмещающие породы, задирая их слои на контакте. С другой стороны, в местах расширения выходов трахилипаритовых порфиров слои вмещающих пород залегают на них, существенно не изменяя свой наклон. Вместе с тем они выходят у подножья сопки, сложенной трахилипаритовым порфиром. Контакт этих пород отклоняется в сторону понижения в рельефе, т. е. туфы не только перекрывают трахилипаритпорфир, но и подстилают его. Вероятно, расширение выходов субвулканического тела возникает в тех местах, где порфиры залегают полого, образуя пластовые залежи.

Своеобразная форма тела, узкого в нижней части и постепенно расширяющегося за счет образования пологих залежей в верхней, позволяет отнести его к лакколитоподобным образованиям¹.

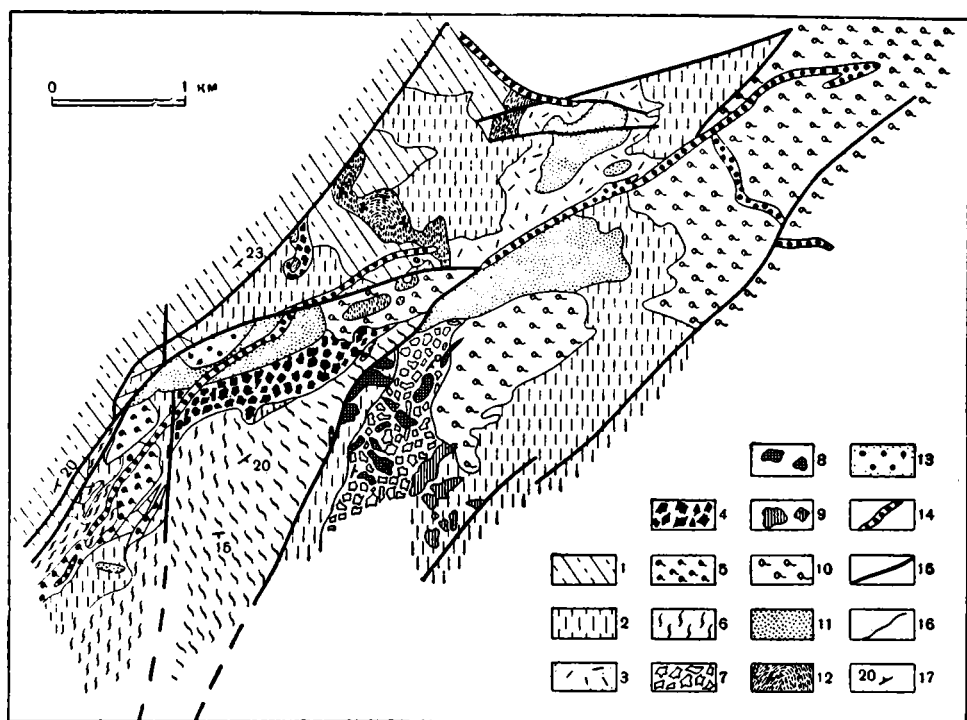
Из четырех тел трахилипаритовых порфиров, расположенных в третьей зоне (фиг. 13), лишь одно залегает полого. Три тела имеют вертикальные контакты и, по существу, ничем не отличаются от описанных ранее штоков. Однако мы предполагаем, что они являются корнями лакколитоподобных образований, пологие части которых уничтожены эрозией.

Несомненно единое образование составляли южный из этих штоков и пологое тело, разьединенные при современном эрозионном срезе. Крутопадающее тело вытянуто в широтном направлении и с севера срезано сбросом. Оно сложено хорошо раскристаллизованными трахилипаритпорфирами, относящимися к наиболее щелочным разностям этого ряда. Их основная масса имеет трахитовую структуру и сложена калиевым полевым шпатом. Во вкраплениях наблюдаются плагиоклаз и, реже, биотит.

Пологое тело расположено к северу от этого штока. Оно сильно размыто и в настоящее время в плане имеет извилистые очертания, обусловленные тем, что трахилипаритовые порфиры, мощностью не более 3—5 м, залегают лишь на вершинах сопки, на склонах которых выступают вмещающие породы. Некоторые выходы трахилипаритовых порфиров, разделенные глубокими оврагами, не соединяются между собой. В наиболее крупном из этих «останцев» наблюдается четкая флюиальность, которая наклонена в сторону расположенного южнее вертикального тела. При сравнении пород вертикального и пологого тела под микроскопом обнаруживается полное тождество их состава и строения: и вертикальное тело, и горизонтальные залежи сложены трахитовыми разностями с существенным преобладанием в составе калиевого полевого шпата. Это позволяет предположить, что здесь мы имеем дело с остатками единого разрушенного эрозией тела, представляющего собой асимметричный лакколит.

¹ В отличие от других лакколитоподобных образований, внедрение которых не сопровождается задираньем слоев, мы называем его куполом.

Исходя из общности структурного положения всех крутопадающих тел в третьей зоне, мы предполагаем, что и другие штоки в ней имели горизонтальные ответвления, которые были впоследствии размыты. Глубина эрозионного среза в третьей зоне больше, чем во второй, где и тела трахилипаритовых порфиров, и вмещающие породы вскрыты на более высоком уровне, чем в третьей зоне. Действительно, в третьей зоне трахилипаритовые порфиры окружены более древними членами разреза эффузивов, чем во второй;



Фиг. 13. Геолого-петрографическая схема 3-й зоны в горах Чубарайгыр. Составила В. В. Коптева.

1 — Верхняя подсвита керегетасской свиты; 2—10 — нижняя подсвита керегетасской свиты: 2 — мелкообломочные туфы ортофиров, 3 — пепловые туфы, 4 — вулканические брекчии липаритового состава, 5 — агломератные брекчии липаритового состава, 6 — лавы ортофиров, 7 — агломератные и вулканические брекчии андезитовых порфиров, 8 — тела андезитовых порфиров, 9 — тела кварцевых порфиров, 10 — лавовые брекчии андезитовых порфиров; 11—13 — субвулканические тела трахилипаритпорфиров: 11 — крутопадающие тела, 12 — горизонтально лежащая апофиза, 13 — часть тела более крупной раскристаллизации; 14 — дайка гранит-порфира; 15 — разломы; 16 — геологические границы; 17 — элементы залегания

сами порфиры отличаются более крупной раскристаллизацией, чем трахилипаритпорфиры, слагающие тела во второй зоне, что обычно и характеризует более глубокие части тел. В единственном сохранившемся лакколитоподобном теле его пологая часть очень сильно эродирована, а участки, соединявшие ее с вертикальным корнем, совершенно уничтожены. В то же время во второй зоне, где вскрыты лишь апикальные части купола, вертикальный корень и пологие залежи представляют собой единое образование. Отсюда мы делаем вывод, что в глубокоэродированных лакколитоподобных телах горизонтальные части сохраняются редко. Очевидно, последние образуются лишь в приповерхностных частях субвулканических тел и только в приповерхностных условиях.

В заключение следует отметить еще одну особенность этих образований. Почти во всех рассмотренных выше телах (и в слагающих их породах, и в их окружении) встречены следы послемагматической и гидротермальной деятельности. Так, во второй зоне туфы и брекчии, прорванные субвулканическим телом, местами близ него значительно окварцованы и перекристаллизованы. Само тело в тех же участках несет следы перекристаллизации и тонкого пропитывания ее более кислыми, существенно богатыми кремнеземом растворами. В третьей зоне туфы ортофиоров, прорываемые субвулканическими телами, близ самого южного из них превращены в кремнистые, плитчатые породы за счет окварцевания и выщелачивания. Само тело содержит миндалины, выполненные поздним низкотемпературным кварцем.

Итак, все рассмотренные нами тела обладают извилистыми, угловатыми контактами, неровности которых повторяются противоположными стенками тел, что свидетельствует о заполнении ими трещин растяжения. Различия между ними сводятся к различиям в залегании и, следовательно, в направлении растягивающего усилия, вызвавшего образование этих трещин.

СВЯЗЬ ПРОЯВЛЕНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ С ДВИЖЕНИЯМИ ПО РАЗЛОМАМ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ПРОЯВЛЕНИИ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Субвулканические интрузии в начале перми заполнили сеть трещин растяжения, расположенных либо в вертикальной, либо в горизонтальной (или близкой к горизонтальной) плоскости. Мы пытаемся выяснить характер этих трещин и причины их возникновения.

Выше отмечалось, что многие субвулканические тела пространственно связаны с разломами. Они располагаются либо непосредственно в зонах разломов, либо протягиваются параллельно им. Многие из этих разломов (Жаман-Беспоканский, Аркарлинский, Эспинский) заложены еще до внедрения трахилипаритовых порфиоров. Относительно ряда разломов, в зонах которых расположены субвулканические интрузии, можно утверждать, что по ним происходили смещения, одновременные с внедрением трахилипаритовых порфиоров.

Ярким примером субвулканического тела, внедрившегося одновременно с движением по разлому, является «силл» трахилипаритовых порфиоров, расположенный в зоне надвига в горах Чубарайгыр (фиг. 9). В горах Сарыоба многие дайки заполняют зоны вертикальных разломов. Там же наблюдаются трахилипаритовые порфиры, внедрившиеся в зону тектонических брекчий, возникших в связи с движениями по разлому еще до образования субвулканических тел. Образовавшаяся таким путем зона даек протягивается вдоль Сарыобинского разлома (фиг. 5). Она прорывает интрузию гранодиоритов и вмещающие ее вулканогенные породы. Гранодиориты вблизи даек в результате фельдшпатизации, сопровождавшей внедрение трахилипаритовых порфиоров, превращены в граносиениты. Граносиениты образуют полосу шириной около 0,5 км, вытянутую вдоль разлома. У восточного края интрузива прекрасно видно, что эта полоса состоит из серии блоков ($50 \times 0,5 \text{ м}^2$), сложенных либо граносиенитами, либо туфами (вмещающие породы), которые также фельдшпатизированы. Это указывает на то, что фельдшпатизация подвергалась не монолитная порода, а серия блоков разнородных пород, т. е. брекчия. Дайки, внедрившиеся в ту же зону брекчий, цементируют в ней отдельные блоки. Именно наличие ослабленных участков в тектонической брекчии, существовавшей уже к моменту внедрения трахилипаритовых порфиоров, способствовало проникновению в нее как щелочной магмы, так и богатых калием растворов.

Таким образом, проявление субвулканических интрузий и движения по разломам взаимосвязаны.

Для выяснения природы этой связи мы проанализировали, насколько закономерно форма субвулканического тела зависит от характера движений по разлому, с которым оно пространственно связано. При этом мы принимали, что движения по разлому во время внедрения трахилипаритовых порфиров и в более позднее время носили один и тот же характер; последние же перемещения по разлому мы легко фиксируем по смещению слоев, образованию зон расщеливания и т. п. Прежде всего мы рассмотрели общую картину распределения субвулканических интрузий и разломов на описываемых территориях.

В районе гор Сарыоба в разных направлениях проходит множество разломов, различающихся по морфологии. По этим разломам, помимо вертикальных движений, происходили и горизонтальные движения, проявлявшиеся в разных формах в зависимости от простириания разломов. Закономерности в изменении характера движения по этим разломам — прекрасный пример динамической связи различных форм горизонтальных движений друг с другом.

Здесь проходит два крупных нарушения: Жаман-Беспоканский разлом северо-западного простириания и Архарлинский — субмеридионального. Эти разломы у северной границы района сливаются друг с другом. В заключенном между ними пространстве (блоке) расположено множество разломов — (сбросов) широтного простириания, сконцентрированных в основном в горах Сарыоба.

Архарлинский разлом состоит из серии продолжающих друг друга по простирианию крутых взбросов и надвигов, которые сопровождаются зонами расщелированных, давленных пород, превращенных в кварц-хлоритовые сланцы (ширина этих зон 500—600 м).

Жаман-Беспоканский разлом не сопровождается зонами пород, подвергшихся динамометаморфизму. На большем протяжении он прямолинеен и имеет северо-западное простириание. Однако севернее г. Жаман-Беспокан он образует ступенеобразный изгиб, приобретая сначала широтное, а затем (у подножья гор Канжайляу) — вновь северо-западное простириание. Как уже было отмечено, по этому разлому происходили значительные вертикальные перемещения, которые мы фиксируем по изменениям в составе осадков на различных крыльях разлома. Помимо этого, вдоль наиболее протяженного отрезка Жаман-Беспоканского разлома, имеющего северо-западное простириание, происходили и сдвиговые перемещения. Об этом свидетельствует надвигание франских отложений на каменноугольные по сопряженному с этим разломом надвигу (фиг. 2), а также образование сигмоидальной складки, в строении которой участвуют и плоскость надвига, и слои в его аллохтоне. Образование этих структур, вероятно, связано со сдвигом северо-восточного крыла Жаман-Беспоканского разлома в северо-западном направлении. Обе структуры, сопряженные с Жаман-Беспоканским разломом, характеризуют его как левый сдвиг. Однако на широтном отрезке этого разлома не наблюдается признаков горизонтального смещения. Он является как бы одним из разломов из серии широтных Сарыобинских сбросов. Западный отрезок Жаман-Беспоканского разлома продолжает по простирианию самый крупный из Сарыобинских разломов — Сарыобинский сбросо-сдвиг, и, вероятно, также является сдвигом. Во всяком случае, на северо-западном отрезке Сарыобинского сбросо-сдвига сдвиговая составляющая резко преобладает над сбросовой: (амплитуда левого сдвига здесь достигает 3 км (фиг. 5, I—I'), в то время как в широтной части разлома она сокращается до 800 м (фиг. 5, III—III')).

Таким образом, Жаман-Беспоканский разлом непосредственно связан с разломами гор Сарыоба. Однако постепенный переход широтных нарушений в северо-западные, сопровождающийся изменением их морфологии, наблюдается редко (фиг. 2 и 5). Большая часть Сарыобинских разломов имеет торцовое сочленение с Жаман-Беспоканским разломом и может рассматриваться

как оперяющие трещины, расположение которых еще раз характеризует Жаман-Беспоканский разлом как левый сдвиг.

На примере разломов, развитых в горах Сарыоба, видно, что движения по сдвигам и раздвигам влекут за собой также образование надвигов. Действительно, надвиг в западной части гор Сарыоба почти не смещен пересекающим его сдвигом, хотя расположенный рядом интрузив, пересеченный тем же разломом, сдвинут на 3 км (фиг. 5, III—III'). Очевидно, надвиг является образованием, сопутствующим этому сдвигу. Вероятно, такая же динамическая связь существует между Жаман-Беспоканским сдвигом и взбросами и надвигами Архарлинского разлома. Оба эти нарушения простираются параллельно соответствующим им по морфологии разломам в горах Сарыоба: сбросо-сдвигу и надвигу. Таким образом, разломная структура гор Сарыоба представляет собой сочетание субширотных сбросов (раздвигов) со сдвигами северо-западного и надвигами субмеридионального направления.

С каждым из описанных выше разломов пространственно связаны субвулканические тела, различающиеся по морфологии. Субвулканические интрузии в районе гор Сарыоба представлены зонами даек Сарыобинского типа, штоками, лакколитоподобными и силлоподобными телами. Дайки и штоки сосредоточены в центре гор Сарыоба, «силлы» и «лакколит» расположены в их западной части и по подножью гор Архарлы.

Структура, которую в совокупности образуют все зоны даек в горах Сарыоба (область развития даек), представляет собой сочетание субширотного раздвигания¹ и двух связанных с ним левых сдвигов северо-западного простираения.

Штоки участвуют в строении этой структуры. Все они вытянуты в направлении простираения зон даек. Большинство из них расположено непосредственно в этих зонах. По своей природе штоки не отличаются от даек, и их образование связано с теми же движениями, что и образование зон даек.

Все зоны даек и штоки в раздвиге вытянуты параллельно сбросам (структурам растяжения) и, как и сбросы, кулисообразно располагаются вдоль Жаман-Беспоканского сдвига (фиг. 5). В то же время дайки в зонах сдвигов простираются в направлении этого сдвига. Восточная зона (шестая) располагается непосредственно вдоль Жаман-Беспоканского сдвига, западная (седьмая) — вдоль Сарыобинского. Таким образом, в пространстве оказываются связанными разломы и субвулканические тела, образование которых является результатом одной и той же формы тектонических движений: либо раздвигания, либо сдвигания.

Лакколитоподобные и силлоподобные образования также располагаются параллельно разломам, но иного типа, чем сбросы и сдвиги. Так, все силлоподобные образования в горах Архарлы сосредоточены вдоль взбросов и надвигов в зоне Архарлинского разлома. Точно так же силлоподобные тела в горах Сарыоба сопровождают надвиг, а лакколитоподобное тело вытянуто в направлении этого нарушения и находится за пределами области развития сбросов. Вероятно, совместное нахождение надвигов (разломов с пологим сместителем) и полого залегающих тел не случайно, и их образование вызвано одной формой тектонических движений — надвиганием.

Следовательно, на территории гор Сарыоба одновременно возникли субвулканические тела с различной морфологией, закономерно связанные с разломами, различающимися по характеру движений. Очевидно, камеры, залегавшие субвулканическими телами, представляли собой разломы во время внедрения трахилипаритпорфиров, и по их морфологии можно судить о характере движений того времени. Эти тела имеют различную ориентировку в пространстве и развиты в различных участках Сарыобинского района. В то же время на примере Сарыобинской области развития даек видно, что

¹ Под раздвигом мы понимаем весь участок развития широтных зон даек.

морфологически различные образования связаны друг с другом и переходят одни в другие: раздвиг¹ в меридиональном направлении порождает сдвиг в северо-западном направлении (или наоборот). Вероятно, с этими движениями связано и надвигание в широтном направлении, которым обусловлено возникновение силлов и лакколита в западной части гор Сарыоба. Таким образом, все одновременно возникшие структуры (область развития даек, пологие тела) связаны с горизонтальными движениями по разломам, которые в разных направлениях проявляются в различной форме. Однако непосредственный переход раздвига в надвиг можно наблюдать лишь в горах Чубарайгыр.

В горах Чубарайгыр движения по разломам проявляются в основном в форме надвигов, взбросов и сбросов-сдвигов². С этими нарушениями связаны почти все проявления субвулканических интрузий за исключением одной зоны даек. Развитые здесь субвулканические тела резко отличаются по морфологии от Сарыобинских даек: это силлоподобные и лакколитоподобные тела (купола), зоны даек Аиртасского типа. Напомним, что подобные образования встречались и в Сарыобинском районе, где они были связаны с надвигами и взбросами.

Все субвулканические тела в Чубарайгырском районе сосредоточены в шести узких (0,6—1 км) линейных зонах, пять из которых имеют северо-восточное простирание, а одна — субширотное. Последняя представляет собой зону даек Сарыобинского типа, о строении и генезисе которой говорилось выше (см. раздел «Зоны даек Сарыобинского типа»). Рассмотрим строение зон северо-восточного простирания (фиг. 4).

Первая зона, расположенная к северу от горы Сатек, состоит из серии параллельных силлоподобных тел, внедрившихся вдоль поверхностей расланцевания в зоне надвига. Ее длина 4 км, ширина 800 м, азимут простирания СВ 40°.

Вторая зона, расположенная к северо-востоку от горы Карабас (фиг. 12), состоит из купола трахилипаритовых порфиров, вытянутого вдоль взбросов северо-восточного простирания. Это — вертикальное, линзовидное тело, вдоль контактов которого слои вмещающих пород резко вздернуты. Оно сопровождается несколькими полого залегающими ответвлениями. Длина зоны 5 км, ширина 300—500 м, азимут простирания купола СВ 40°.

Третья зона (фиг. 13) состоит из нескольких крупных субвулканических тел, отнесенных нами к лакколитоподобным образованиям, но в отличие от купола более глубоко вскрытых эрозией. Здесь развиты преимущественно вертикальные штокоподобные тела, представляющие собой корни «лакколитов», пологие части которых почти не сохранились. Имеется лишь одно пологое тело, которое, вероятно, было связано с верхними частями одного из штоков. Эти штоки, в противоположность куполу второй зоны, имеют субширотное простирание (азимут простирания СВ 80°), хотя зона в целом вытянута в северо-восточном направлении.

В четвертую зону выделено крупное штокоподобное тело, слегка вытянутое в северо-восточном направлении и сдвинутое на 30 м вдоль сбросо-сдвига северо-восточного простирания (СВ 40°).

Пятая зона — зона даек Аиртасского типа — состоит в основном из даек северо-восточного простирания, которые под углами 15—50° падают на северо-запад, изредка на юго-восток. Эти дайки не продолжают на большую глубину, а развиваются в основном в приповерхностных участках. Эта зона

¹ Говоря здесь о раздвиггах, сдвигах и надвигах, мы имеем в виду движения во время внедрения трахилипаритовых порфиров.

² Помимо этих нарушений, имеющих северо-восточное простирание, через весь район проходит разлом северо-западного простирания, о характере смещения по которому у нас нет определенных данных. Можно лишь по аналогии с другими разломами того же направления предположить, что это сдвиг. Многие из разломов северо-западного простирания в Центральном Казахстане являются сдвигами (Суворов, 1962), а широтного простирания — раздвигами (Лукьянов, 1961).

с севера подходит к субширотной зоне даек Сарыобинского типа и кончается на границе с ней. К югу от широтной зоны дайки северо-восточного простиранья отсутствуют, хотя широтные дайки проникают внутрь Аиртасской зоны даек. Иногда разнонаправленные дайки пересекаются, но в других случаях видно, что дайки широтного простиранья поворачивают на север и, приобретая северо-восточное направление, становятся членами зоны северо-восточного простиранья (фиг. 8). Изменение простиранья дайки сопровождается ее постепенным выполаживанием. Это напоминает образование пологой части лакколитоподобных тел. Таким образом, дайки обеих зон переходят одна в другую; при этом дайки Сарыобинского типа являются корнями пологих, приповерхностных даек.

Все зоны северо-восточного простиранья расположены параллельно друг к другу и являются как бы частями единой структуры. Главную роль в ней играют разломы, возникающие в условиях сжатия (взбросы и надвиги), и полого залегающие субвулканические тела.

Перейдем к анализу связи конкретных субвулканических тел с разломами и к выявлению закономерности в приуроченности одних образований к другим.

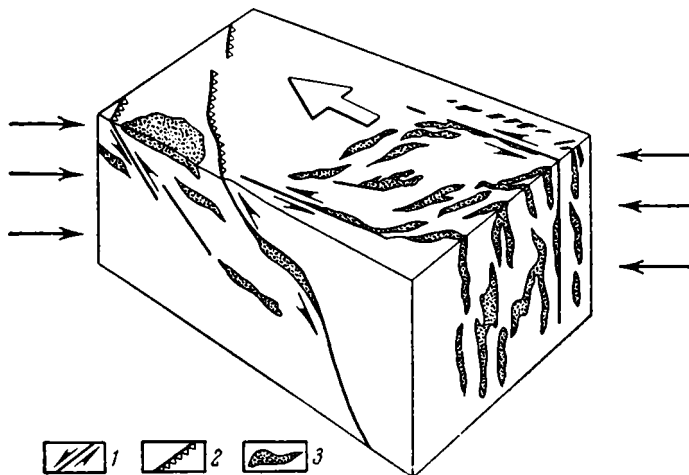
Совершенно определенно устанавливается, что образование силлоподобных тел первой зоны связано с движениями по развитым в ней надвигам. Здесь хорошо видно, что в зоне рассланцевания, возникшей в процессе надвигания, происходило отслаивание пород вдоль поверхностей рассланцевания, благодаря чему образовались полости, заполненные силлоподобными телами. Вспомним, что и в Сарыобинском районе подобные образования располагались только вдоль надвигов. Очевидно, силлоподобные тела представляют собой структуры, сопровождающие надвиги, и зоны их развития могут быть названы зонами надвигов.

Зона даек Аиртасского типа очень близка по характеру строения к первой зоне — зоне развития параллельных силлоподобных тел. Действительно, она состоит из ряда полого наклоненных даек (силлов), которые иногда разветвляются, иногда пересекаются, но в общем вытянуты в одном направлении. От описанных выше силлоподобных образований они отличаются лишь более неровными, извилистыми очертаниями, менее строгой упорядоченностью в пространственном расположении. В целом же эта зона представляет собой такую же серию пологих поверхностей отслаивания (полого наклоненную зону растяжения), как и описанная выше, и может быть отнесена к надвиговым структурам. В первой зоне отслаивание происходило вдоль поверхностей рассланцевания, здесь оно происходит вдоль границ различных слоев (дайки обычно послойные), т. е. этот процесс приурочивается к более ослабленным участкам породы.

Во второй и третьей зонах, где развиты лакколитоподобные тела, большая часть которых залегает вертикально, и лишь незначительная — полого, проходят разломы того же характера, что и надвиги, но с крутопадающим сместителем (взбросы). Кроме того, в третьей зоне имеются вертикальные разломы иного типа — сбросы, которые ответвляются от взбросов и имеют близширотное простиранье. Именно с крутопадающими нарушениями связаны вертикальные части лакколитоподобных тел. Среди них выделяются образования двух типов. С одной стороны, это штоки, ничем не отличающиеся от подобных образований в горах Сарыоба, т. е. тела с вертикальными неровными границами, несущими признаки растяжения; с другой стороны, — купол, на контакте с которым происходило задирирование слоев. Штоки и купол связаны с различными разломами. Штоки располагаются вдоль сбросов (как и все образования того же типа в других участках), купол — вдоль взбросов. Купол гор Чубарайгыр — единственное вертикальное тело на изученной территории, расположенное в зоне взбросов. В отличие от других вертикальных тел внедрение купола сопровождается задирированием слоев. Очевидно, специфичность внедрения обусловлена особенностями движений по разлому,

с которым он связан. Вероятно, движение по взбросу (структуре сжатия) приводило к выжиманию, выдавливанию трахилипаритпорфира, в отличие от свободного заполнения им полостей в структурах растяжения.

Горизонтальные ответвления вертикальных тел в описываемых зонах не связаны непосредственно с разломами. Однако по своему строению они совершенно аналогичны другим пологим телам в районе гор Чубарайгыр (силлам и дайкам Аиртасского типа). Вероятно, их образование обусловлено теми же перемещениями по горизонтальным поверхностям, что и в зонах надвигов. Однако здесь эти перемещения связаны со взбросами.



Фиг. 14. Схема пространственного размещения субвулканических тел и разломов в поле горизонтального напряжения.

1 — разломы (стрелками показано направление перемещения их крыльев), 2 — выходы на горизонтальную поверхность взбросов и надвигов (зубчики обращены в сторону падения сместителя), 3 — дайки и субвулканические тела

Общее свойство всех пологих тел то, что они являются приповерхностными образованиями, которые расположены в зонах надвигов и взбросов, причем именно в тех местах, где эти зоны выполаживаются (северная зона гор Чубарайгыр).

Возникновение пологих полостей, заполненных трахилипаритовым порфиром, можно себе представить, проведя сравнение взбросов и надвигов, с одной стороны, и сдвигов — с другой (фиг. 14). Действительно, образование надвигов и взбросов, как и сдвигов, связано с горизонтальными движениями. В тех местах, где изменится направление сдвигов, возникнут вертикальные трещины отрыва; подобно этому на участках, где происходит выполаживание надвигов, возникают горизонтальные трещины растяжения. Эти трещины в виде поверхностей отслаивания возникают лишь в поверхностных условиях. Если же движения по разломам сопровождаются магматической деятельностью, эти полости заполняются интрузивными телами.

Подводящими каналами этих инъекций могут служить плоскости взбросов, по которым интрузивный материал поступал на поверхность (купол во второй зоне). Однако чаще подводящими каналами служили вертикальные трещины растяжения, расположенные под углом к плоскостям взбросов (штоки третьей зоны, зона даек Сарыюбинского типа).

В последнем случае наблюдаются постепенные переходы между структурами, связанными с различными формами горизонтальных движений: между раздвигами (штоки и дайки Сарыюбинского типа), с одной стороны, надвига-

ми и взбросами (пологие части лакколитоподобных тел, дайки Аиртасского типа) — с другой.

Характерно, что в горах Чубарайгыр структуры, связанные с одинаковыми движениями, имеют одинаковую ориентировку в пространстве, отличающуюся от ориентировки структур другого типа. Так, все раздвиги имеют широтное простираание, а надвиги и взбросы — северо-восточное. Изменение направления отдельных элементов структур по простираанию сопровождается изменением их морфологии. При этом внутри одной структуры могут сочетаться элементы, связанные с различными формами движений. Так, штокообразные корни лакколитоподобных тел в третьей зоне имеют широтное простираание, в то время как вся зона вытянута в северо-восточном направлении. Примером того, как изменяется характер залегания одного тела (его морфология) в зависимости от простираания, является южная интрузия в зоне силлоподобных тел гор Чубарайгыр. Широтные отрезки этого тела вертикальны, а северо-восточные наклонены под углом 40—50° на северо-запад (фиг. 9).

Следовательно, проявление субвулканических интрузий (образование их камер) связано с различными формами движений по разломам.

Наиболее активной проницаемостью обладают раздвиги, в областях развития которых возникают зоны площадной проницаемости (горы Сарыюба). В областях, где горизонтальные движения проявились в форме взбросов и надвигов, возникли лишь отдельные проницаемые зоны (горы Чубарайгыр). На рассмотренной нами территории Северо-Балхашского синклинория имеются участки, характеризующиеся различной проницаемостью, степень которой зависит от формы проявления горизонтальных движений.

В обоих рассмотренных районах структуры, связанные с одинаковыми формами горизонтальных движений (субвулканические тела и разломы), одинаково ориентированы в пространстве. Раздвиги и в горах Чубарайгыр, и в горах Сарыюба имеют широтную ориентировку, сдвиги — северо-западную, надвиги и взбросы — северо-восточную. По расположению трещин отрыва, заполненных дайками, мы можем судить о направлении главного напряжения, в поле которого образовались все субвулканические тела (де Ситтер, 1960). В обоих случаях оно было горизонтальным и ориентировано в направлении восток — запад. Сравнивая реально существующую картину распределения субвулканических тел, связанных с различными формами горизонтальных движений по разломам, с теоретической картиной распределения структур в поле субширотного горизонтального сжатия, мы убеждаемся в их полной аналогии. Это лишний раз подтверждает мысль о том, что горизонтальные движения по разломам явились причиной возникновения проницаемых зон во время внедрения трахилипаритовых порфиоров, а закономерности в формах проявления этих движений обусловили особенности пространственного распределения зон проницаемости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные нами небольшие интрузивные тела сложены породами трахилипаритового ряда. Все они чрезвычайно схожи по внешнему виду и отличаются в отдельных участках лишь степенью раскристаллизации. Небольшие вариации в их составе, выражающиеся в изменении количественных соотношений между кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, привели к образованию в пределах этого ряда нескольких разновидностей, связанных постепенными переходами. Эти постепенные переходы очень четко фиксируются изменением рисунка структуры основной массы породы.

Возраст и геологическое положение всех тел одинаковы: они прорывают все верхнепалеозойские эффузивы, включая и отложения архарлинской свиты (С₃ — Р₁), а также доверхнепермские гранитоиды ранних фаз внедрения. В свою очередь их прорывают гранитоиды того же комплекса, но более поздних

фаз. Все эти образования располагаются в зонах активной вулканической деятельности.

На основании перечисленных особенностей трахилипаритпорфировых тел можно выделять их в самостоятельную магматическую фазию. Внедрение их в форме лакколитов и силлов, флюидалность и лавовые структуры многих тел, следы гидротермальной деятельности в окружающих их породах — все это позволяет называть эту фазию субвулканической, а ее проявления — субвулканическими интрузиями и дайками.

Субвулканические тела заполняют трещины растяжения, одни из которых вертикальны, другие пологи, иногда горизонтальны. В связи с этим морфология этих тел разнообразна. Это — дайки (вертикальные и наклонные), штоки, силлоподобные и лакколитоподобные тела. Все они неравномерно распределены на территории Северо-Балхашского синклинория, в пределах которого имеются участки, насыщенные такими телами (зоны проницаемости), и участки, их почти не содержащие. В проницаемых участках выделяются линейные зоны, в которых сосредоточены тела, имеющие одинаковое строение.

В большинстве случаев эти зоны вытянуты в одном из трех направлений: субширотном, северо-восточном (или северо-северо-восточном) и северо-западном. В зависимости от ориентировки зон в них образовались тела разной морфологии. В зонах северо-западного направления возникли линейные дайки, заполняющие трещины скола. В зонах широтного простирания сосредоточены субвулканические тела с яркими признаками растяжения — это извилистые, кулисообразно расположенные дайки с вертикальными «рваными» контактами (зоны даек Сарыобинского типа). В зонах северо-восточного направления образовались силлоподобные и лакколитоподобные тела, а также наклонные дайки (зоны даек Аиртасского типа).

Каждый из типов тел связан с определенным типом разломов, движения по которым вызвали проявление субвулканических интрузий. Линейные зоны даек расположены вдоль сдвигов¹, зоны даек Сарыобинского типа — вдоль сбросов, возникших в связи с движениями по сдвигам, а пологозалегающие тела — в зонах надвигов. Таким образом, все проявления субвулканических образований вызваны определенными формами горизонтальных движений по разломам. Зоны развития субвулканических тел представляют собой соответственно сдвиги, раздвиги и надвиги.

Преобладание какой-либо формы горизонтальных движений в конкретном районе обуславливает характер его проницаемости. В тех местах, где горизонтальные напряжения разрешались в форме движения по сдвигам и раздвигам (горы Сарыоба), возникла площадная проницаемость, в тех местах, где преобладали надвиги и взбросы (горы Чубарайгыр и Архарлы), образовались лишь отдельные проницаемые зоны.

Вместе с тем, структуры, связанные с разными формами горизонтальных движений, переходят друг в друга, изменяя при этом свое направление. Так, в районе гор Сарыоба широтные раздвиги переходят в левые сдвиги северо-западного простирания; у подножья горы Аиртас (горы Чубарайгыр) зоны даек Аиртасского типа, связанные с надвиганием, и Сарыобинского типа, связанные с раздвиганием, переходят друг в друга. В Сарыобинском районе имеются все три типа структур (надвиги, раздвиги и сдвиги), которые динамически связаны друг с другом. Таким образом, горизонтальные движения одной формы, проявившиеся в структурах определенного простирания, неизбежно влекут за собой другие формы горизонтальных движений, проявляющиеся в структурах иной морфологии и другого простирания.

Нередко структурные формы, образующиеся в результате различных горизонтальных движений, возникают в пределах одной структуры; так, широтные штокообразные корни пологих субвулканических тел (структуры

¹ Сеть разломов на описываемой территории заложила до внедрения трахилипаритовых порфиров.

растяжения) в горах Чубарайгыр расположены¹ в пределах зоны взбросов (структур сжатия) северо-восточного простиранья. Этот факт нам хотелось бы особенно оттенить ввиду того, что в литературе распространено мнение о том, что наличие в пределах какой-либо структуры элементов, образующихся в результате различных форм движений, указывает на последовательную смену напряжений (тектонического режима) во время формирования этой структуры (Вольфсон, 1947). Как видим, это положение не всегда верно. В рассматриваемом случае все элементы структуры (пологие и вертикальные тела в зоне развития субвулканических образований), несмотря на различия их природы, возникли одновременно, в одном поле напряжений, при одном тектоническом режиме. Более того, все субвулканические образования на рассмотренной территории Северо-Балхашского синклинория возникли в поле одинаково направленного главного (сжимающего) напряжения. Судя по тому, что поле напряжений было одинаковым (субширотное сжатие и меридиональное растяжение) в двух далеко отстоящих друг от друга участках впадины (расстояние между горами Сарыоба и Чубарайгыр около 100 км), оно господствовало на всей ее территории, т. е. было региональным¹.

Подобный тектонический режим сохранялся на протяжении нескольких этапов развития впадины, по крайней мере с момента заложения сети разломов, возникших в поле того же субширотного сжатия. В поле этого напряжения формировался вполне определенный тип структур: левый сдвиг северо-западного простиранья, широтный раздвиг и надвиг или взброс северо-восточного направления. Области развития раздвигов представляют собой погружающиеся участки (горы Сарыоба), а надвиги и взбросы развиваются в воздымающихся блоках (горы Чубарайгыр, Аркарлы).

Зона максимального прогибания керегетасского времени в горах Сарыоба охватывает южную и юго-западную (наиболее погруженные) части современной синклинали структуры и фиксируется по значительно увеличенным мощностям керегетасской свиты. Увеличение мощностей этой свиты происходит в основном за счет появления здесь в ее составе покровов лав плагио-порфиров. Рассматриваемая зона слегка вытянута в широтном направлении, хотя имеет в общем изометричную форму. Широтная вытянутость зоны прогибания керегетасского времени соответствует простиранью южного крыла синклинали и вытянутости развитых здесь даек.

Синклинали гор Сарыоба имеет ромбовидную форму. Ее крылья ориентированы в направлении основных разломов этого района, имеющих широтное и северо-западное простиранье. Вдоль крыльев синклинали располагаются зоны даек, образовавшиеся в условиях растяжения. Некоторые зоны даек свидетельствуют о большем растяжении, другие — о меньшем. Зоны даек, свидетельствующие о наибольшем растяжении и составляющие зону раздвига, занимают наиболее прогнутую, наиболее широкую часть синклинали (являющуюся также зоной максимального погружения и в керегетасское время). Зоны даек, в которых растяжение проявилось в меньшей степени (зоны сдвига), проходят в ее узких, крутых крыльях, имеющих северо-западное простиранье.

Образование Сарыобинской синклинали и внедрение трахилипаритпорфиров произошло в заключительный этап развития синклинория, т. е. в известной мере это одновременный процесс. Поэтому мы можем предположить, что образование как синклинали, так и пространственно совпадающей с нею области развития даек связано с одними и теми же движениями, а именно с горизонтальным растяжением этой области в меридиональном направлении, вызвавшим и проседание синклинали, и внедрение даек (о меридиональном направлении растягивающего усилия можно судить по субширотной ориентировке даек и наиболее погруженной части синклинали). Вероятно, такое

¹ Так же ориентировано главное напряжение и в более южных частях Северного Прибалхашья (см. статью В. Г. Трифонова в настоящем сборнике).

же растяжение этой области происходило и раньше. В кергетасское время оно обусловило формирование здесь прогиба и проявления в нем активной вулканической деятельности.

Исходя из того, что положительные структуры, вытянутые с севера на юг, расположены перпендикулярно к направлению сжимающего усилия того же поля напряжений, можно предположить, что их воздымание обусловлено горизонтальным сжатием.

Учитывая все это, мы высказываем предположение, что формирование основных структурных элементов Северо-Балхашского синклинория в верхнем палеозое было определено горизонтальными движениями.

ЛИТЕРАТУРА

- Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция.— В кн.: «Геология Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Беспалов В. Ф. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— Сов. геол., 1956, сб. 52.
- Вольфсон Ф. И. Изменение плана деформации в процессе развития структуры Западного Карамазара.— Геол. и горное дело, 1947, № 13.
- Вировлянский Ф. М. О тектонических условиях внедрения даек и формирования руд в гидротермальных месторождениях.— Сов. геол., 1956, сб. 50.
- Гзовский М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика.— В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
- Кошкин В. Я. К вопросу о стратиграфическом положении Саянской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 5.
- Лукьянов А. В. Структура Аксоран-Акжалской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Принципы геологического картирования эффузивных и интрузивных формаций на примере петрографических исследований Сев. Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ситтер Л. У. де. Структурная геология. Перев. с англ. М., ИЛ, 1960.
- Суворов А. И. К характеристике Актасской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| В. С. Буртман, А. В. Лукьянов, А. В. Пейве, С. В. Руженцев. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения | 5 |
| А. В. Лукьянов. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях | 34 |
| С. В. Руженцев. Сдвиги Юго-Восточного Памира | 113 |
| В. С. Буртман. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас | 128 |
| В. С. Буртман, А. В. Пейве, С. В. Руженцев. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира | 152 |
| А. И. Суворов. Главные разломы Казахстана и Средней Азии | 173 |
| В. Г. Трифонов. Грабенообразные структуры Северного Прибалхашья и их происхождение | 238 |
| В. В. Коптева и И. Г. Щерба. О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклиория | 275 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| V. S. Burtman, A. V. Lukianov, A. V. Peive, S. V. Ruzhentzev. Horizontal displacements along faults and certain methods of their studies | 5 |
| A. V. Lukianov. Horizontal movements along faults during recent catastrophic earthquakes | 34 |
| S. V. Ruzhentzev. Strike-slip faults in South-Eastern Pamir | 113 |
| V. S. Burtman. The Talasso-Ferghana and St. Andreas strike-slip faults | 128 |
| V. S. Burtman, A. V. Peive, S. V. Ruzhentzev. Main strike-slip faults in Tien-Shan and Pamir | 152 |
| A. I. Suvorov. Main faults of Kazakhstan and Middle Asia | 173 |
| V. G. Trifonov. Graben-like structures of Northern Balkhash area and their origin | 238 |
| V. V. Kopteva, I. G. Scherba. On some specific features in the permeability zones of the Northern-Balkhash volcanic depression | 275 |

Коллектив авторов

Разломы и горизонтальные движения земной коры

Труды Геологического института, вып. -80.

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редакторы издательства: В. С. Журавлев и Д. А. Туголесов. Технический редактор Ю. В. Рылина
Контрольный редактор С. Т. Попова

РИСО АН СССР № 9-52 В. Сдано в набор 14/V 1963 г. Подписано к печати 26/IX 1963 г.
Формат 70×108^{1/16}. Печ. л. 19,5+10 вкл. (в приложении) Усл. печ. л. 26,71+10 вкл. (в приложении)
Уч.-изд. л. 31,2 (27,1+3,1 вкл.) Тираж 1500 экз. Изд. № 1421. Тип. зак. № 2224 Т-13005]

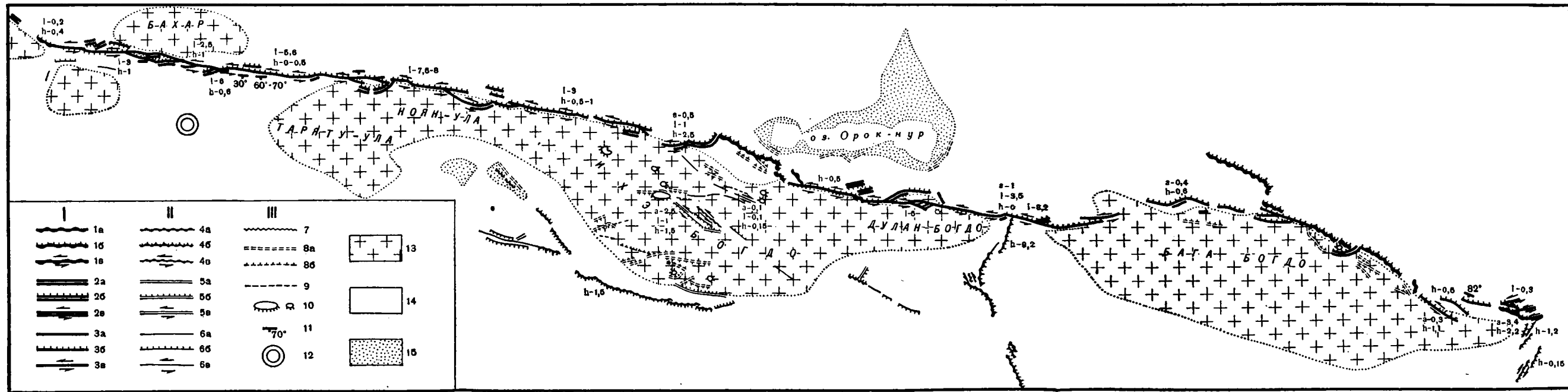
Цена 2 р. 20 к.

Издательство Академии наук СССР, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Исправления и опечатки

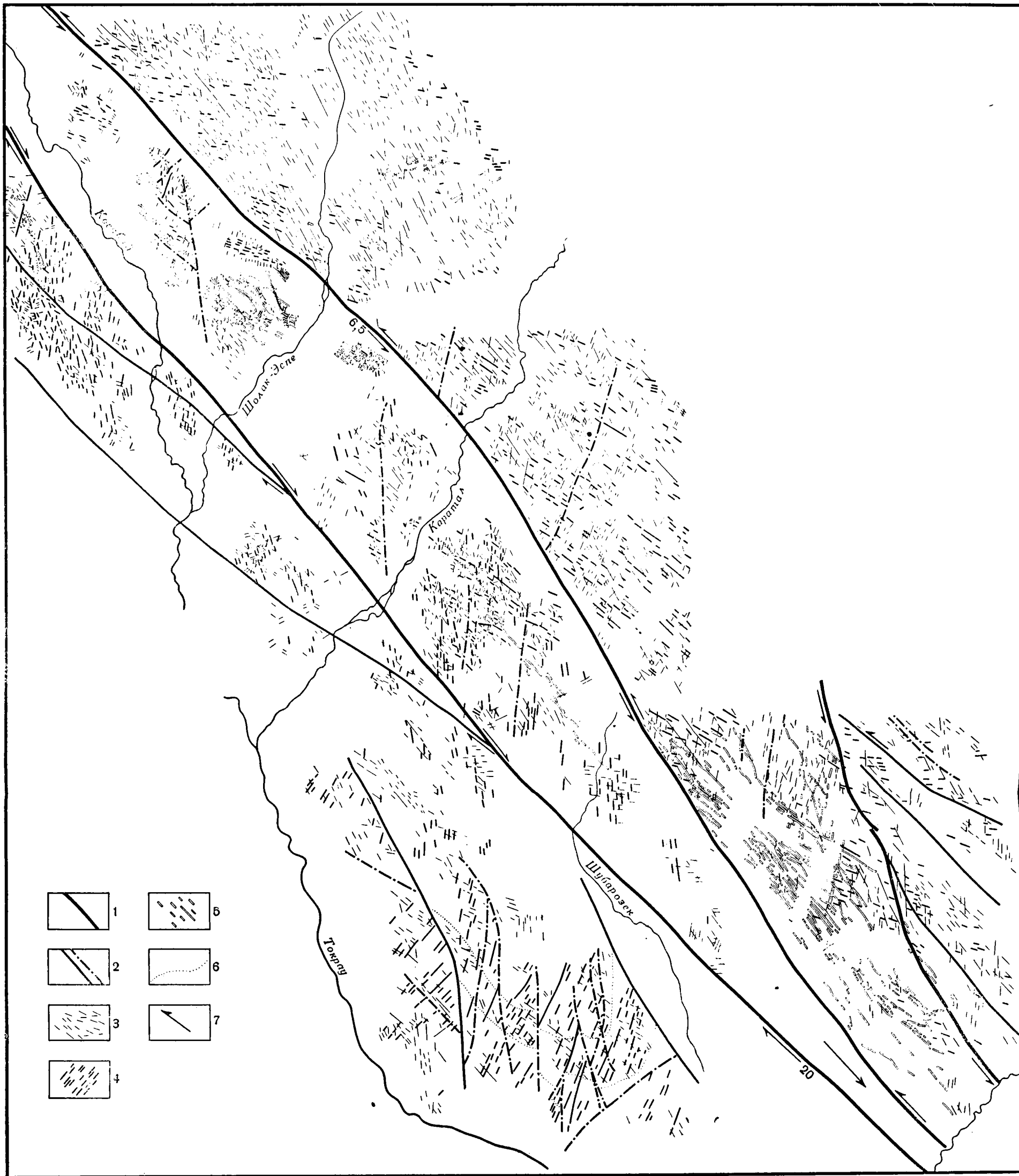
| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть |
|---|--------|-----------------|-------------------------------------|
| 128 | 11 св. | (фиг. 1) | (фиг. 1, см. приложение в конверте) |
| 190 | 2 св. | Забайкалья | Забалхашья |
| 277 | 22 св. | (фиг. 2) | (фиг. 2, см. приложение в конверте) |
| фиг. 2 к статье В. В. Коптевой и И. Г. Щербы, лев. столбец 4, 3 сн. и 1 сн. Там же, 2 сн. | | плаггиопорфиров | порфиритов |
| | | глубокая | грубая |



Фиг. 1. Схема размещения трещин, образовавшихся при Гоби-Алтайском землетрясении.

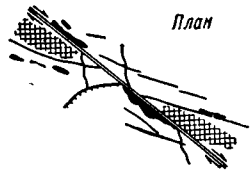
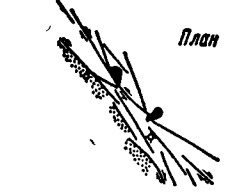
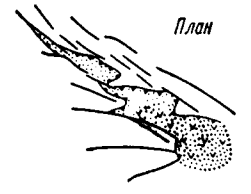
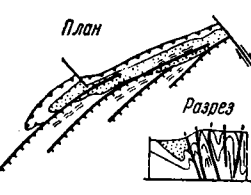
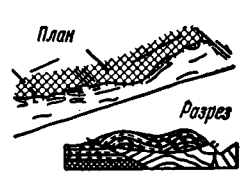
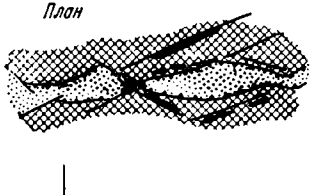
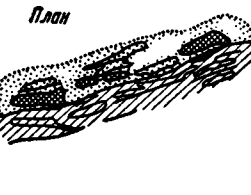
I — региональные трещины: 1 — сжатия, 2 — растяжения, 3 — скола; а — без бокового и вертикального смещения крыльев, б — с вертикальным смещением крыльев (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла), $\frac{1}{2}$ — с горизонтальным смещением крыльев (стрелки указывают направление сдвига крыльев); *II* — местные трещины: 4 — сжатия, 5 — растяжения, 6 — скола: а — без бокового и вертикального смещения крыльев, б — с вертикальным смещением крыльев (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла), в — с горизонтальным смещением крыльев (стрелки указывают направление сдвига крыльев); *III* — поверхностные трещины: 7 — сжатия, 8а — растяжения, 8б — растяжения с вертикальным смещением крыльев (бергштрихи направлены в сторо-

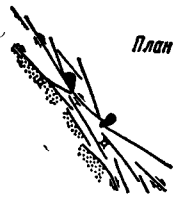
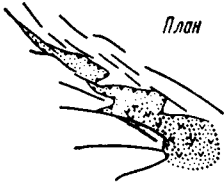
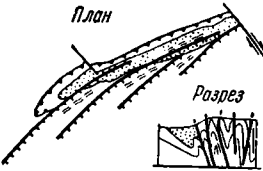
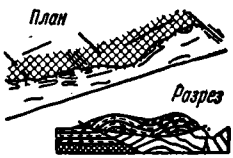
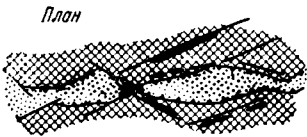
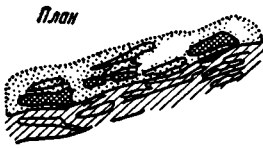
ну опущенного крыла); 9 — трещины без значительного смещения крыльев в каком-либо направлении, 10 — обвалы, 11 — элементы залегания сместителя, 12 — эпицентр Гоби-Алтайского землетрясения; 13 — районы горного рельефа, 14 — районы равнинного и мелкосопочного рельефа, 15 — участки выхода на поверхность грунтовых вод. Количественная характеристика смещения крыльев в метрах: *h* — вертикальная составляющая, *l* — горизонтальная составляющая в направлении простирания сместителя, *a* — горизонтальная составляющая в направлении, перпендикулярном к простиранию сместителя

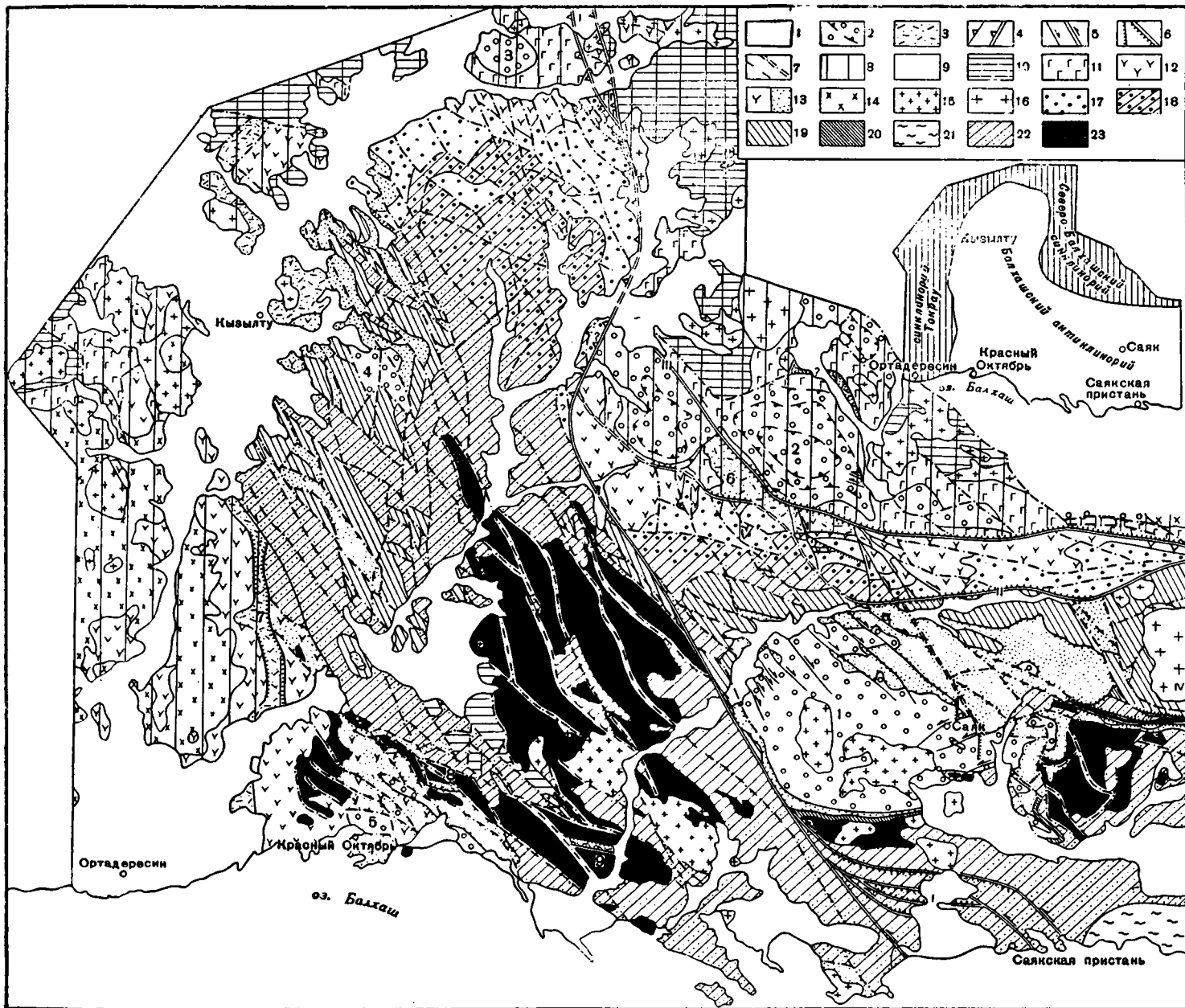


Фиг. 6. Карта трещиноватости центральной части Актасской зоны разломов. Составили А. И. Суворов и С. Г. Самыгин, 1959 г.
 1 — крупные разломы типа сдвигов и сбросо-сдвигов; 2 — мелкие разломы разного типа, преимущественно сбросо-сдвиги; 3 — трещины скальвания; 4 — трещины отрыва; 5 — дайки кислого, среднего и основного состава; 6 — контуры складок; 7 — направление сдвиговых смещений и их минимальная величина (в километрах)

Фиг. 29. Схема классификации главных разломов Казахстана и Средней Азии. Составил А. И. Суворов, 1960—61 гг.

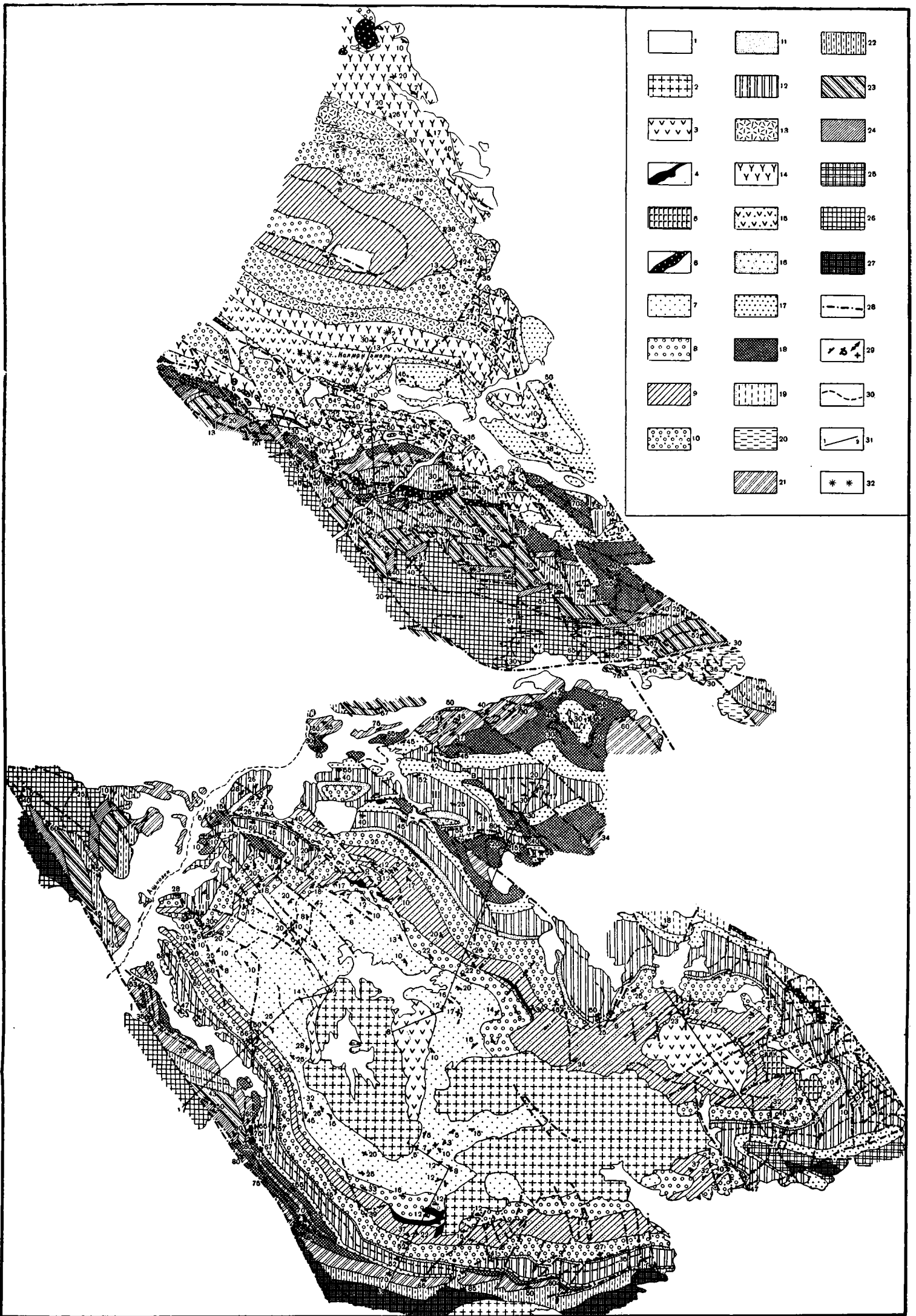
| Класс | Группа | Морфологический облик | Характеристика | Разновидности |
|------------------|--|---|--|--|
| Сдвиги | Джалаир-Найманского, типа (глубинные сдвиги) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Прямолинейный шовный характер сместителя, вытянутого с ЮВ на СЗ на сотни километров 2. Большая амплитуда сдвига (многие десятки километров) 3. Перистое расположение сопровождающих (сдвиговых) складчатых и разрывных структур при преобладании последних 4. Перекрестное чередование локальных зон сжатия и растяжения вдоль главного разлома во времени и пространстве 5. Линейный интрузивный и эффузивный магматизм (от основного и ультраосновного до кислого) вдоль главного и оперяющих разломов | Джалаир-Найманский, Чингизский Таласо-Ферганский, Упрангский |
| | Актасского типа (сдвиги средних глубин) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Выраженность в виде широкой (10—20 км) протяженной зоны разломов при их общем простирании с ЮВ на СЗ 2. Кулисное и клиновидно-веерообразное расположение внутренних разрывных и сдвигово-складчатых структур 3. Небольшая амплитуда сдвигов (не более 15—20 км) 4. Дифференцированный по знаку и скорости характер движений отдельных блоков (с заметным участием движений по вертикали) 5. Приуроченность к зоне вулканических аппаратов и небольших, изометричных по форме, преимущественно кислых интрузий | Актасский Аягуз-Ащисуйский Кумбельский Южномургабский |
| | Каиндинского типа (зоны сдвиговых напряжений) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Наличие косоугольного сочленения структур двух разных направлений, в том числе преимущественно вертикальных разломов 2. Значительная ширина зоны сочленения (до 50 км) и приуроченность к ней прогиба 3. Параллелизм зоны сочленения с крупными соседними сдвигами, но отсутствие в ней видимых сдвигов 4. Широкое развитие грабен-синклиналей и горст-антиклиналей 5. Ослабленный неповсеместный магматизм (кислые интрузии или участки покровных эффузий в связи с отдельными вертикальными трещинами) | Каиндинская зона Талды-курганская зона Джизакская зона |
| Надвиги | Успенского типа (глубинные надвиги) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Зональное развитие взбросов и надвигов по краям прогибов, со значительным односторонним сокращением ширины последних (до 20 км) 2. Чешуйчатое строение зоны в плане и разрезе 3. Напряженная мелкая складчатость в отложениях поднадвиговых крыльев 4. Интенсивные динамометаморфизм, расланцевание, кливаж поднадвиговых зон смятия 5. Зональное проявление интрузивного магматизма; эпизодический вулканизм в связи с фазами ослабления бокового сжатия; преобладание гранитоидов 6. Увеличенная мощность «гранитного» слоя в основании зоны | Успенский Спасский Акджальский Северогиссарский |
| | Вахшского типа (надвиги покрова) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Зональное развитие пологих надвигов вдоль границ между основными геотектоническими элементами (каледониды, герциниды, альпиды) 2. Явления значительного перекрытия одних элементов другими (многие десятки километров), нередко с надвигом молодых пород на древние; сближение фаций разного происхождения 3. Напряженная складчатость в надвинутых толщах с опрокидыванием осей складок в сторону надвигания 4. Широкое распространение в надвинутых толщах чешуйчатых надвигов, выполаживающихся с глубиной 5. Нетипичность магматических проявлений, их обычное отсутствие | Главный Тянь-Шанский Илякский Вахшский Дарваз-Каракульский |
| Сбросы и взбросы | Северотяньшанского типа (глубинные разломы растяжения) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Наличие глубоких (до 10 км и более) прогибов и сопряженных с ними поднятий, развивавшихся примерно в одних границах в течение нескольких эр или многих периодов 2. Преимущественное развитие прямых вертикальных и крутостоящих разломов с амплитудой смещений в несколько километров 3. Дисгармония складчатого строения, выраженная чередованием в плане и разрезе зон относительно простой и более сложной складчатости при заметном преобладании первой; большая роль грабен-синклиналей и горст-антиклиналей 4. Линейный и «узловой» магматизм (основные и кислые интрузии и эффузивы) 5. Увеличенная мощность «базальтового» слоя в основании | Чилико-Кеминский Актюзский Североиссыккульский |
| | Южноферганского типа (глубинные разломы растяжения-сжатия) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Выраженность в виде протяженных зон разломов между областями поднятия и прогибания, слабо волнистых в плане и почти вертикальных в разрезе 2. Колебательный характер движений вдоль разломов, с попеременным поднятием и опусканием одних и тех же крыльев через 2—3 периода 3. Широкое развитие напряженной линейной, а в более молодых отложениях — брахимальной складчатости, | Туркестанский Южноферганский Атбашинский Западноулу-тавский |

| | | | | |
|------------------|--|---|---|---|
| | | | Фузивный магматизм (от основного и ультраосновного до кислого) вдоль главного и оперяющих разломов | |
| Сдвиги | Актасского типа (сдвиги средних глубин) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Выраженность в виде широкой (10—20 км) протяженной зоны разломов при их общем простирании с ЮВ на СЗ 2. Кулисное и клиновидно-веерообразное расположение внутренних разрывных и сдвигово-складчатых структур 3. Небольшая амплитуда сдвигов (не более 15—20 км) 4. Дифференцированный по знаку и скорости характер движений отдельных блоков (с заметным участием движений по вертикали) 5. Приуроченность к зоне вулканических аппаратов и небольших, изометричных по форме, преимущественно кислых интрузий | Актасский Аягуз-Ащисуйский Кумбельский Южноургабский |
| | Каиндинского типа (зоны сдвиговых напряжений) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Наличие косоугольного сочленения структур двух разных направлений, в том числе преимущественно вертикальных разломов 2. Значительная ширина зоны сочленения (до 50 км) и приуроченность к ней прогиба 3. Параллелизм зоны сочленения с крупными соседними сдвигами, но отсутствие в ней видимых сдвигов 4. Широкое развитие грабен-синклиналей и горст-антиклиналей 5. Ослабленный неповсеместный магматизм (кислые интрузии или участки покровных эффузий в связи с отдельными вертикальными трещинами) | Каиндинская зона Талды-курганская зона Джизакская зона |
| Надвиги | Успенского типа (глубинные надвиги) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Зональное развитие взбросов и надвигов по краям прогибов, со значительным односторонним сокращением ширины последних (до 20 км) 2. Чешуйчатое строение зоны в плане и разрезе 3. Напряженная мелкая складчатость в отложениях поднадвиговых крыльев 4. Интенсивные динамометаморфизм, расланцевание, кливаж поднадвиговых зон смятия 5. Зональное проявление интрузивного магматизма; эпизодический вулканизм в связи с фазами ослабления бокового сжатия; преобладание гранитоидов 6. Увеличенная мощность «гранитного» слоя в основании зоны | Успенский Спасский Акджальский Северогиссарский |
| | Вахшского типа (надвиги покрова) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Зональное развитие пологих надвигов вдоль границ между основными геотектоническими элементами (каледониды, герциниды, альпиды) 2. Явления значительного перекрытия одних элементов другими (многие десятки километров), нередко с надвижением молодых пород на древние; сближение фаций разного происхождения 3. Напряженная складчатость в надвинутых толщах с опрокидыванием осей складок в сторону надвижения 4. Широкое распространение в надвинутых толщах чешуйчатых надвигов, выполаживающихся с глубиной 5. Нетипичность магматических проявлений, их обычное отсутствие | Главный Тянь-Шанский Илякский Вахшский Дарваз-Каракульский |
| Сбросы и взбросы | Северотяньшанского типа (глубинные разломы растяжения) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Наличие глубоких (до 10 км и более) прогибов и сопряженных с ними поднятий, развивавшихся примерно в одних границах в течение нескольких эр или многих периодов 2. Преимущественное развитие прямых вертикальных и крутостоящих разломов с амплитудой смещений в несколько километров 3. Дисгармония складчатого строения, выраженная чередованием в плане и разрезе зон относительно простой и более сложной складчатости при заметном преобладании первой; большая роль грабен-синклиналей и горст-антиклиналей 4. Линейный и «узловой» магматизм (основные и кислые интрузии и эффузивы) 5. Увеличенная мощность «базальтового» слоя в основании | Чилико-Кеминский Актюзский Северогиссарский |
| | Южноферганского типа (глубинные разломы растяжения-сжатия) |  | <ol style="list-style-type: none"> 1. Выраженность в виде протяженных зон разломов между областями поднятия и прогибания, слабо волнистых в плане и почти вертикальных в разрезе 2. Колебательный характер движений вдоль разломов, с попеременным поднятием и опусканием одних и тех же крыльев через 2—3 периода 3. Широкое развитие напряженной линейной, а в более молодых отложениях — брахиальной складчатости, связанной с дополнительными разломами, параллельными главному 4. Наличие узких линейных зон расланцевания вдоль крупных разломов 5. Линейный магматизм (цепочки ультраосновных интрузий, тела гранитов, эффузивы) 6. Увеличенная мощность «базальтового» слоя в основании | Туркестанский Южноферганский Атбашинский Западноулу-тавский |



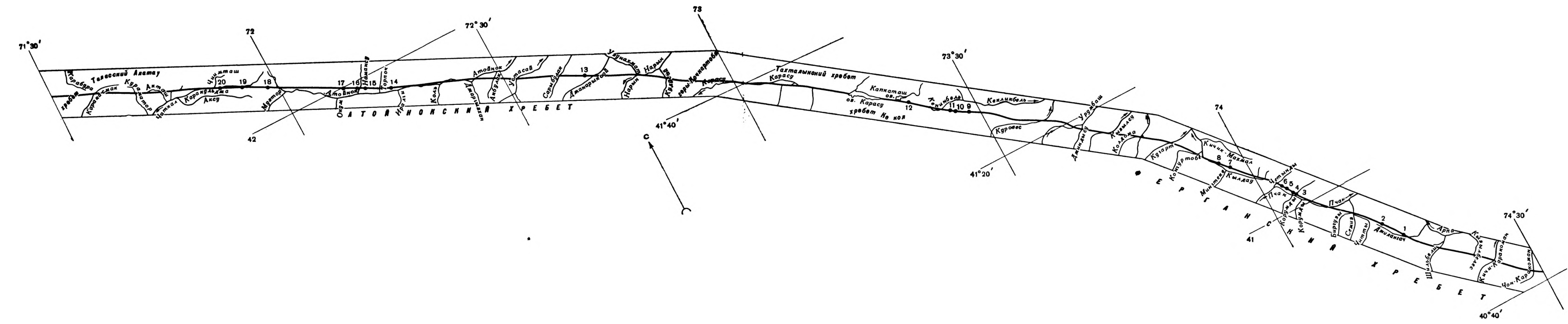
Фиг. 1. Структурно-геологическая схема Северного Прибалхашья.

1 — чехол четвертичных отложений; 2—16 — верхнепалеозойские структуры: 2—3 — глубоко прогнутые грабенообразные депрессии, выполненные отложениями верхнего палеозоя: 2 — корччатые синклинали, 3 — линейные грабенообразные зоны; 4—7 — разломы и разрывы (крупные разломы выделены двойными линиями): 4 — надвиги, 5 — сдвиги, 6 — сбросы, 7 — разломы с невыясненным характером смещения; 8 — синклинии Северо-Балхашский и Токрау; 9 — Балхашский антиклинорий; 10—11 — участки синклиниев и антиклинория вне грабенообразных депрессий, сложенные верхнепалеозойскими толщами; 10 — слабо прогнутые участки синклиниев и антиклинория, 11 — относительно приподнятые участки синклиниев; 12—13 — участки антиклинория и синклиниев, сложенные фаменско-турнейскими толщами; 12 — бортовые части синклиниев (вулканогенно-терригенные фаменско-турнейские отложения), 13 — относительно прогнутые участки синклиниев (терригенные фаменско-турнейские отложения со значительным или небольшим содержанием туфового материала); 14—16 — интрузивные верхнепалеозойские образования: 14 — нижнекаменноугольные гранитоиды, 15 — нижнепермские, редко верхнекаменноугольные гранитоиды, 16 — верхнепермские граниты; 17—23 — относительно приподнятые участки Балхашского антиклинория (выходы дофаменских структур): 17—18 — глубоко прогнутые корччатые синклинали (17 — выполненные отложениями нижней половины девонской системы, 18 — выполненные отложениями готландия); 19 — территории, слабо прогнутые в среднем палеозое, сложенные толщами нижней половины девонской системы; 20 — территории, относительно приподнятые в среднем палеозое, сложенные толщами нижней половины девонской системы; 21 — бортовая часть среднепалеозойского Джунгарского прогиба, сложенная толщами нижней половины девонской системы; 22 — территории, слабо прогнутые и относительно приподнятые в среднем палеозое, сложенные толщей готландия; 23 — выходы «доготландского» фундамента. На карте I—IV — разломы: I — Ащизекский, II — Тюлькулинский, III — Калмакэмельский, IV — Восточно-Балхашский; 1—5 — корччатые синклинали: 1 — Саякская, 2 — Калмакэмельская, 3 — Кусакская, 4 — Монису, 5 — Краснооктябрьская; 6—9 — линейные грабенообразные зоны: 6 — Тастыйская, 7 — Котырасская, 8 — Итурудинская, 9 — Кызылудукская

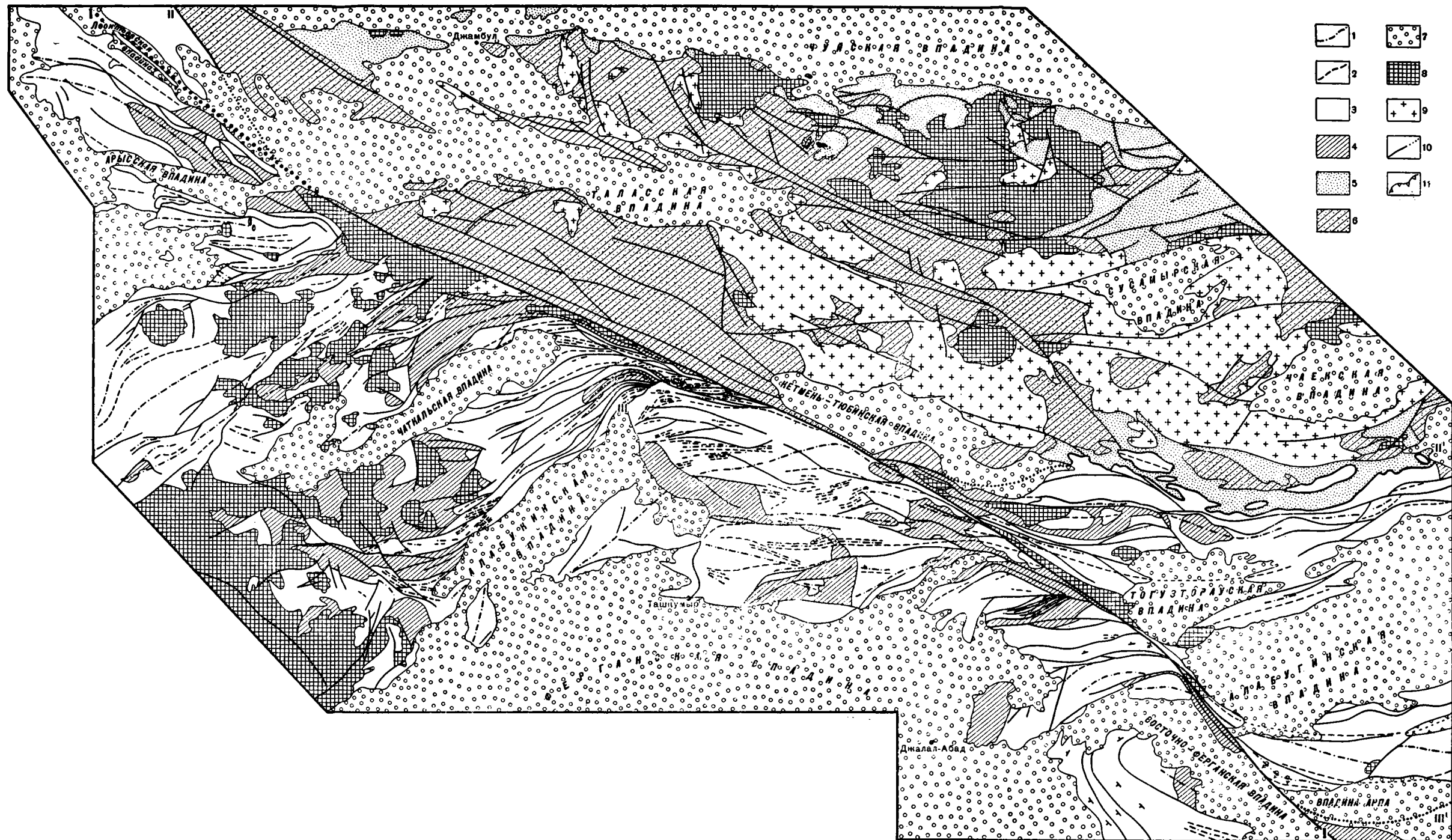


Фиг. 2. Геологическая карта Саянской синклинали и района гор Тюлькули и Калмакэмель.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнекаменноугольные (?) — нижнепермские гранитоиды; 3 — верхнекаменноугольная — нижнепермская (?) толща андезитовых порфиритов и их туфов; 4 — дайки и силлы диорит-порфирита; 5 — верхнекаменноугольные диориты; 6 — липаритовые вулканические тела и жилы кварцевых порфиритов в Тастыйской зоне, пластовые тела и жилы гранит-аплита в Саянской синклинали; 7 — верхняя толща архарлинской свиты; 8 — нижняя толща архарлинской свиты; 9 — верхняя толща керегетасской свиты; 10 — нижняя толща керегетасской свиты (в Тастыйской зоне отложения керегетасской свиты нерасчлененные); 11 — базальные горизонты керегетасской свиты в Саянской синклинали; 12—16 — отложения калмакэмельской свиты: 12 — нерасчлененные, 13 — толща Г в Калмакэмельской синклинали, 14 — толща В в Калмакэмельской синклинали и верхняя толща в Тастыйской зоне, 15 — толща Б в Калмакэмельской синклинали, 16 — толща А в Калмакэмельской синклинали и нижняя толща в Тастыйской зоне; 17 — отложения кемельбекской и каркаралинской свит; 18 — турнейские отложения; 19 — фаменско-турнейские отложения нерасчлененные; 20 — девонские отложения нерасчлененные; 21 — фаменские отложения; 22 — эйфельские, живетские и франские отложения (на южном борту Саянской синклинали, возможно, также кобленцские); 23 — кобленцские отложения; 24 — жединские отложения; 25 — отложения девона и готландия, нерасчлененные; 26 — отложения готландия; 27 — докембрийские (?) образования; 28 — разрывы; 29 — элементы залегания; 30 — маркирующие горизонты; 31 — местоположение геологических разрезов; 32 — вулканические жерла и трещины, по которым происходили извержения

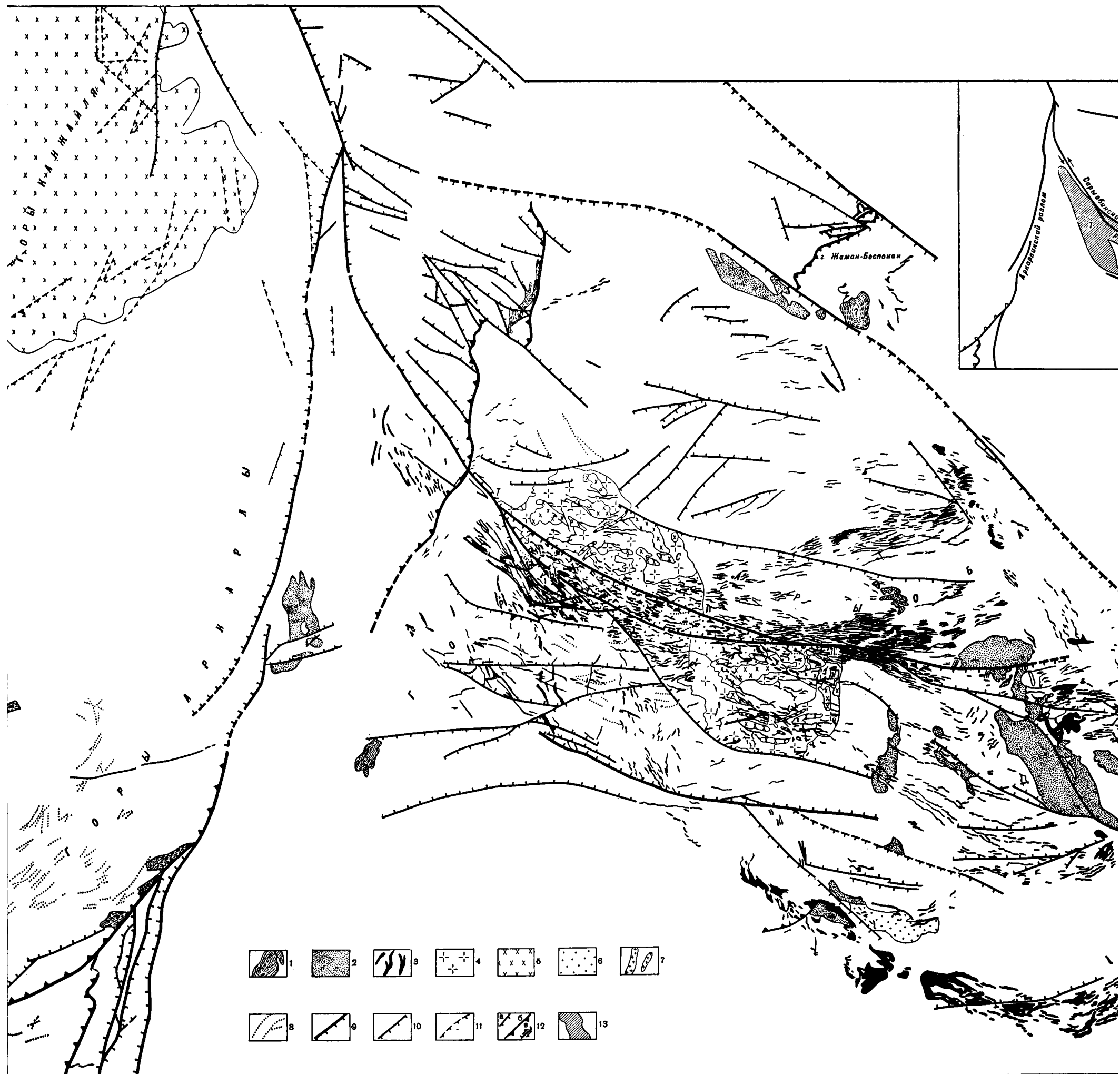


Фиг. 5. Линия Таласо-Ферганского сдвига от р. Карабура в Таласском Алатау до впадины Арпа.
 В пунктах 1—2 отмечены горизонтальные смещения современных форм рельефа



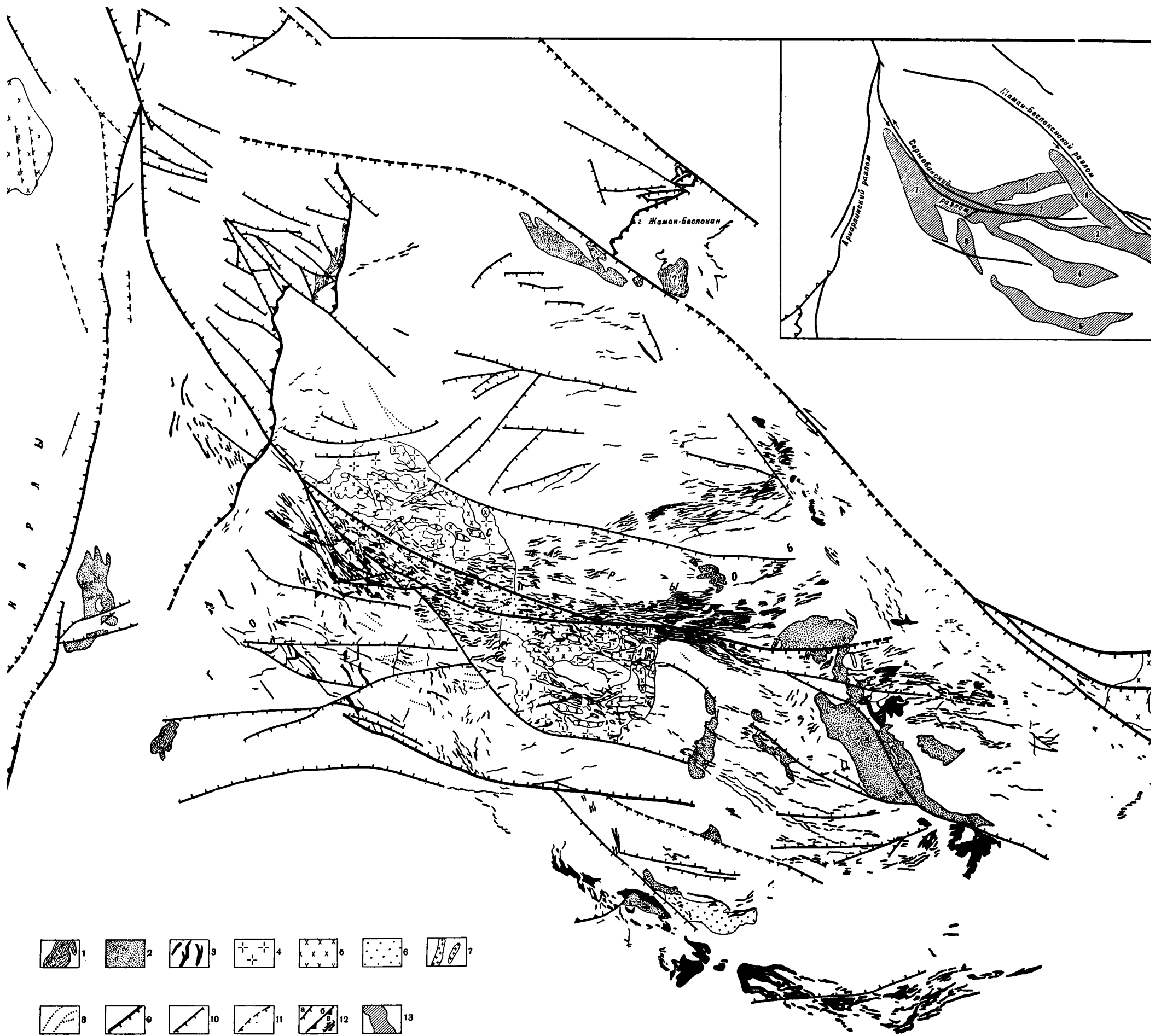
Фиг. 14. Структурная схема части Тянь-Шаня, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому (I—I')

Срединный и Южный Тянь-Шань, герцинские структурные формы: 1 — оси антиклиналей; 2 — оси синклиналей; 3 — пермские, каменноугольные и девонские отложения; 4 — силурийские, нижнепалеозойские и докембрийские отложения. Северный Тянь-Шань: 5 — каменноугольные и девонские отложения; 6 — нижнепалеозойские и докембрийские отложения; 7 — мезо-кайнозойские отложения; 8 — герцинские интрузии; 9 — каледонские и докембрийские интрузии; 10 — разломы; 11 — тектонические границы мезо-кайнозойских впадин. II — II' — главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву; III—III' — граница Срединного и Южного Тянь-Шаня



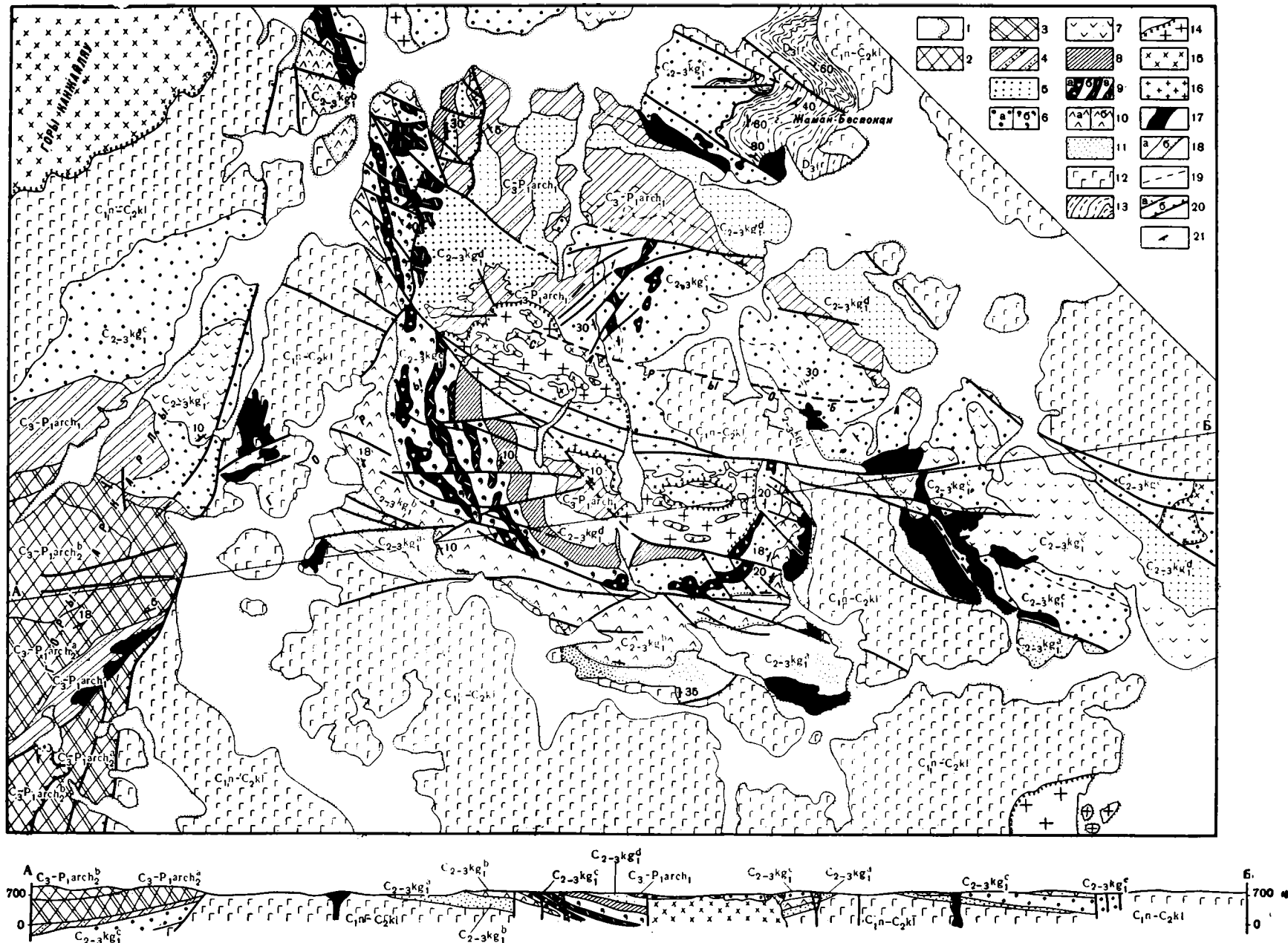
Фиг. 5. Карта интрузивных образований и разломов гор Сарьуба. Составила И. Г. Щерба.

Субвулканические интрузии трахилипаритовых порфиров: 1 — лакколитоподобные тела; 2 — штоки; 3 — дайки; 4—6 — гипабиссальные интрузии гранодиоритов; 4 — кровля массива гранодиоритов; 5 — гранодиорит, 6 — граносениит; 7 — дайки гранит-порфиров; 8 — дайки гранодиоритов; 9—12 — разломы: 9 — региональные разломы; 10 — местные нарушения; 11 — разломы, скрытые под четвертичными отложениями; 12a — сбросы, 12b — надвиги; 12c — сдвиги; 13 — зоны даек (на врезке)



Фиг. 5. Карта интрузивных образований и разломов гор Сарыюба. Составила И. Г. Щерба.

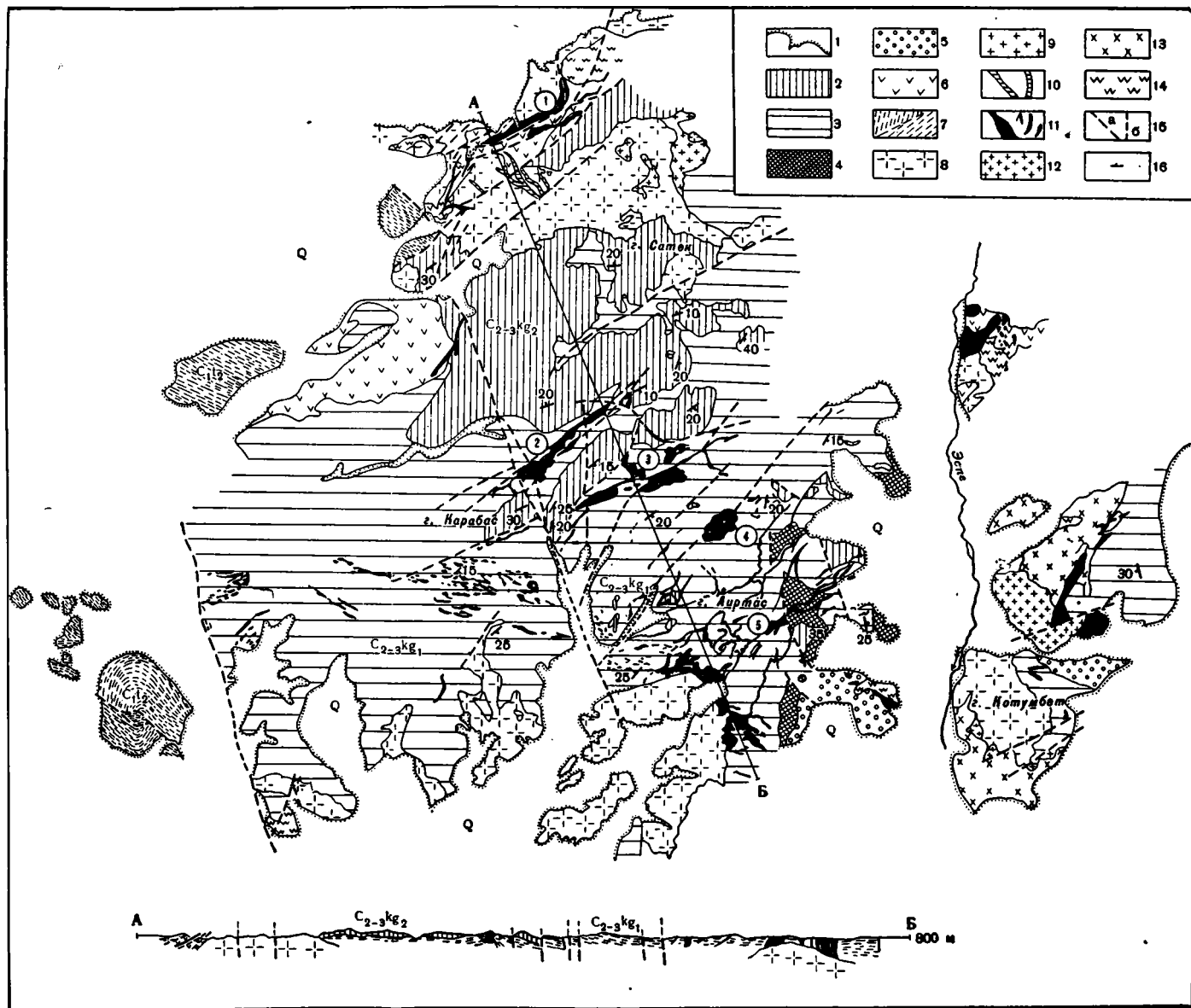
Субвулканические интрузии трахилипаритовых порфиров: 1 — лакколитообразные тела; 2 — штоки; 3 — дайки; 4—6 — гипабиссальные интрузии гранодиоритов; 4 — кровля массива гранодиоритов; 5 — гранодиорит, 6 — граносиенит; 7 — дайки гранит-порфиров; 8 — дайки гранодиоритов; 9—12 — разломы: 9 — региональные разломы; 10 — местные нарушения; 11 — разломы, скрытые под четвертичными отложениями; 12a — сбросы, 12b — надвиги; 12в — сдвиги; 13 — зоны даек (на врезке)



Фиг. 2. Геологическая карта гор Сарыуба (без нанесения даек), составила И. Шерба.

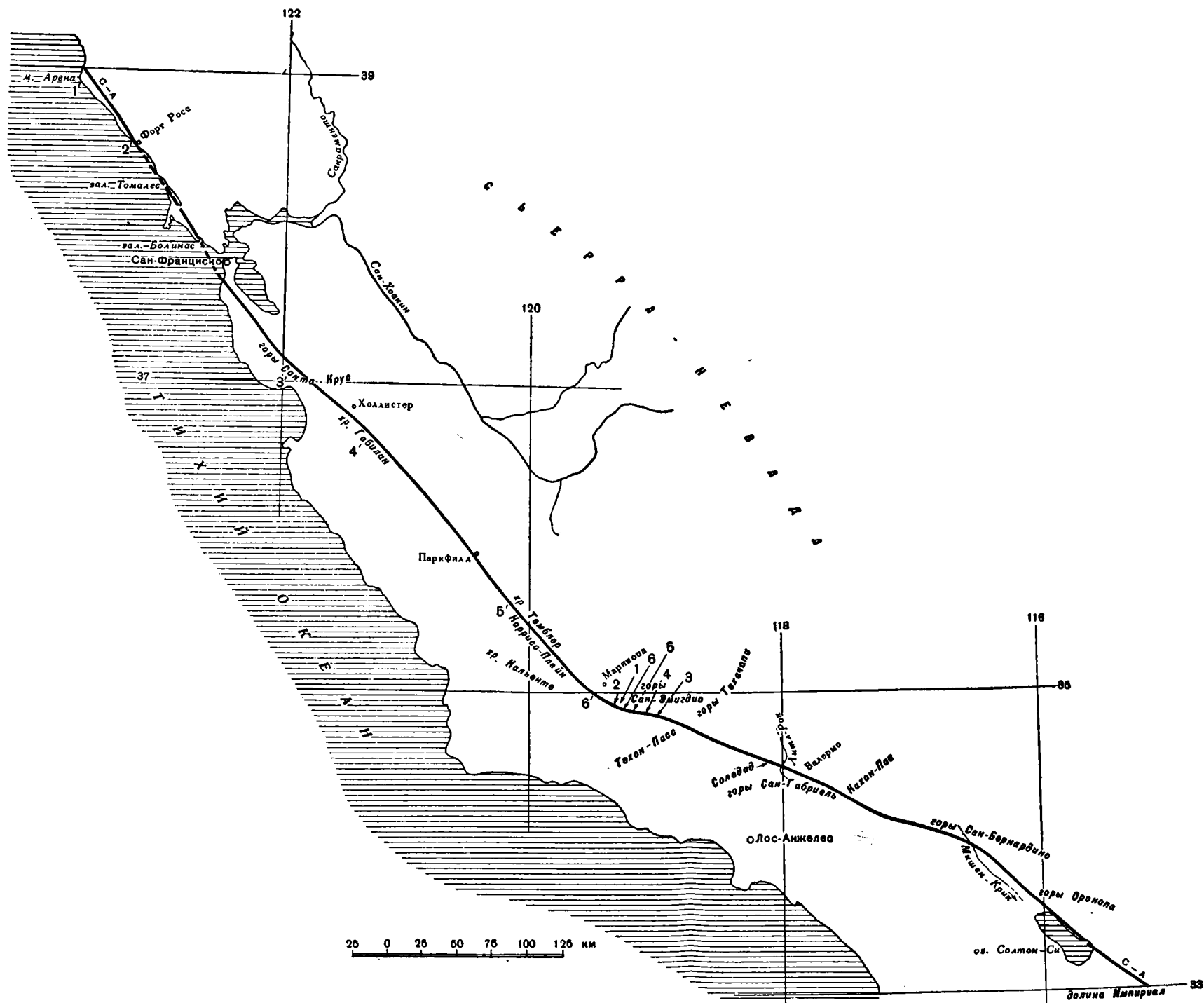
1 — контур распространения четвертичных отложений; 2—4 — Архандлинская свита ($C_3 - P_1 arch$); 2 — туфы кварцевых порфиров ($C_3 - P_1 arch_1$), 3 — туфы, изредка гравелиты ($C_3 - P_1 arch_2$), 4 — песчаники, брекчи, кварцевые порфиры ($C_3 - P_1 arch_3$); 5—11 — Кергеасская свита: 5 — андезитовые порфириты ($C_2 - 3 kg^d$), 6a — туфы андезитовых порфиритов ($C_2 - 3 kg^c$), 6б — брекчи, туфы плагнопорфиров ($C_2 - 3 kg^a$), 7 — покров андезито-дацитовых порфиритов ($C_2 - 3 kg^b$); 8 — глубокая брекчия плагнопорфиров ($C_2 - 3 kg^c$); 9a — прослой кварцевых порфиров среди плагнопорфиров ($C_2 - 3 kg^c$); 10a — плагно-

порфиры ($C_2 - 3 kg^b$), 10б — туфы плагнопорфиров ($C_2 - 3 kg^b$), 11 — песчаники, конгломераты, брекчи ($C_2 - 3 kg^a$). 12 — Калмакэмельская свита ($C_{1n} - C_2 kl$) — андезитовые порфириты; 13 — Франский ярус — известняки, песчаники ($D_3 fr$); 14—17 — интрузивы: 14 — кровля массива гранодиоритов; 15 — гранодиориты, 16 — граносенииты, 17 — штокообразные субвулканические интрузии трахилпаритовых порфиров; 18 — границы между пачками: а — без размыва, б — с размывом; 19 — границы между горизонтами; 20 — разломы: а — сбросы и сдвиги, б — надвиги; 21 — элементы залегания



Фиг. 4. Геологическая карта гор Чубарайгыр, включая долину р. Эспе. Составила В. В. Коптева.

1 — контур распространения четвертичных отложений; 2 — игнимбриты верхнекергетасской свиты; 3 — туфы, различные вулканические брекчи ортофиров и песчаники нижнекергетасской подсвиты; 4 — туфы и брекчи с прослоями лав плагиопорфиров нижнекергетасской подсвиты; 5 — кварцевые порфиры нижнекергетасской подсвиты; 6 — андезитовые порфиры калмакэмельской свиты; 7 — песчано-сланцевая толща турне; 8 — биотитовые граниты послевержнепалеозойского возраста; 9 — краевые и прикровельные части биотитовых гранитов; 10 — гранитпорфировые дайки биотитовых гранитов; 11 — субвулканические дайки, купола и силлы трахилипаритпорфиров; 12 — субвулканический купол кварцевых порфиров, связанный с трахилипаритпорфирами; 13 — роговообманковобиотитовые граниты; 14 — окварцованные участки; 15 — разломы: а — среди палеозойских пород, б — под четвертичными отложениями; 16 — элементы залегания. Линия А—Б — линия геологического разреза. Цифры на карте (в кружках): 1 — зона расслаивания и надвига; 2 — зона внедрения субвулканической интрузии, 3 — центральная активная зона гор Чубарайгыр, 4 — зона внедрения изометричной субвулканической интрузии, 5 — Аиртасская зона



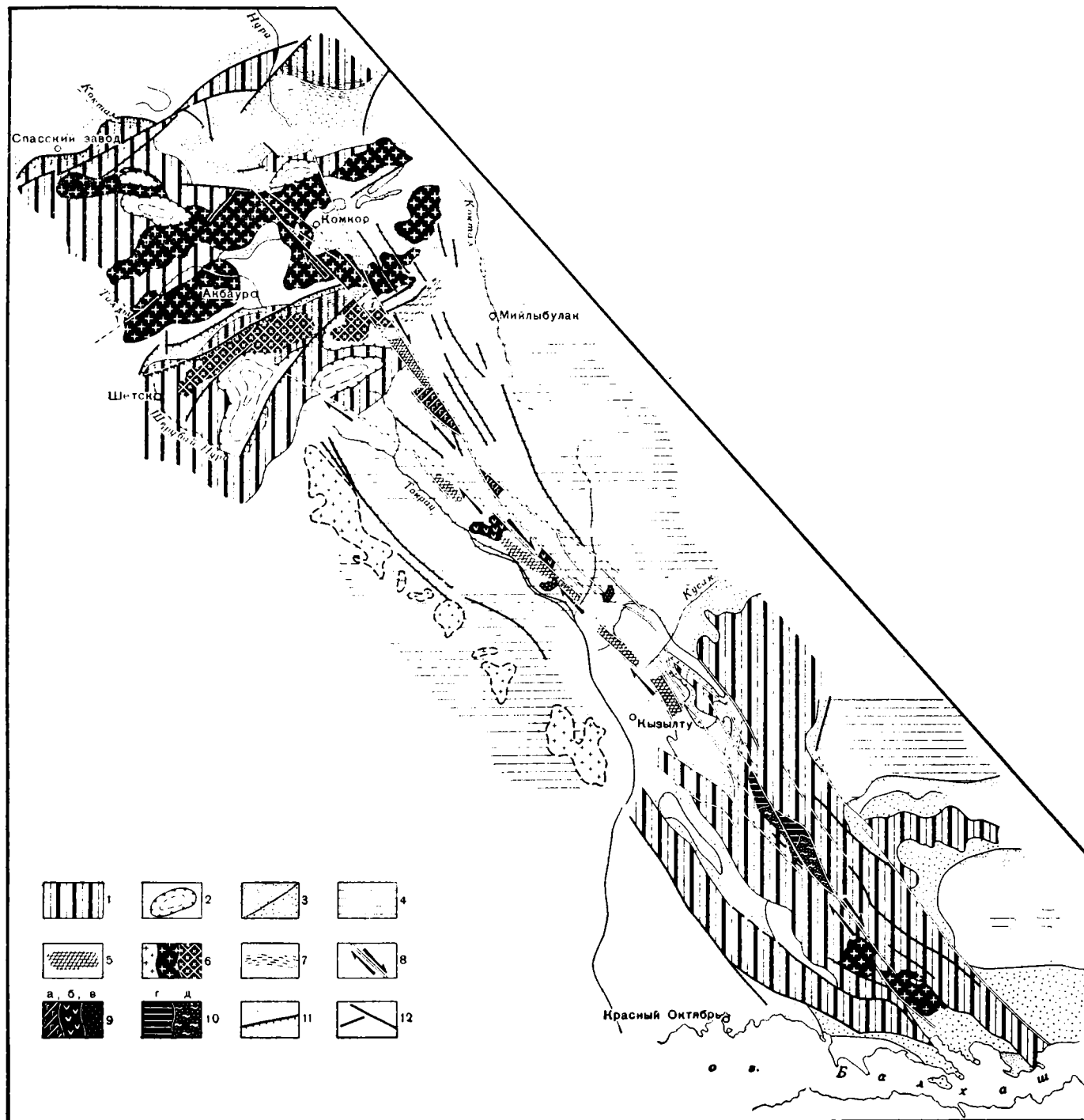
Фиг. 1. Линия сдвига Сан-Андреас (С.-А.) в Калифорнии. Амплитуды горизонтальных смещений по сдвигу, по М. Л. Хиллу (1954).

Смещения; 1-1 — пород францисканской группы, 2-2 — меловых отложений, 3-3 — эоценовых отложений, 4-4 — нижнемиоценовых отложений, 5-5 — верхнемиоценовых отложений, 6-6 — плейстоценовых отложений



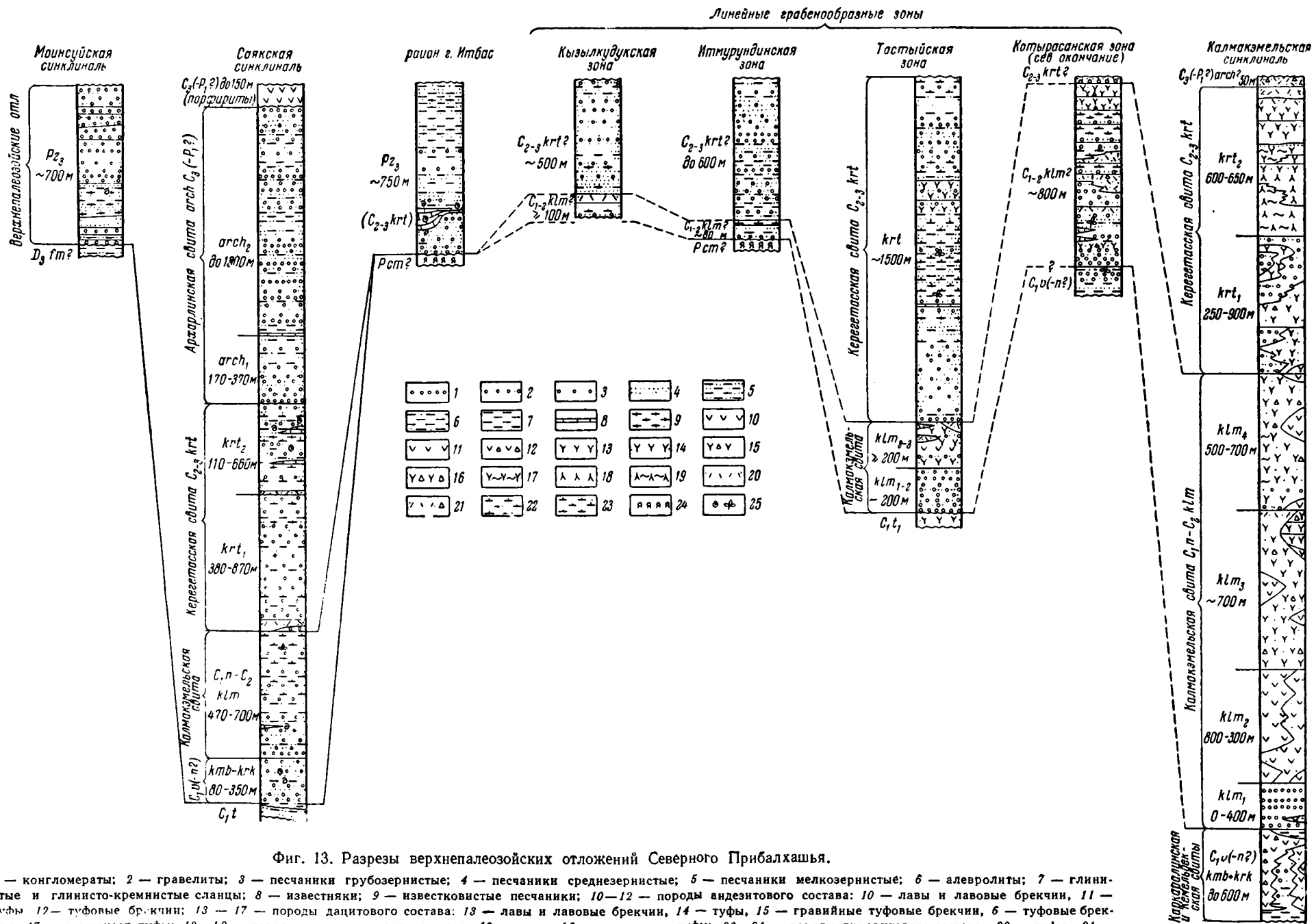
Фиг. 1. Карта крупных разломов Казахстана и Средней Азии. Составил А. И. Суворов, 1960 г.

1 — разломы без подразделений; 2 — надвиги; 3 — сдвиги; 4 — сбросы и взбросы. Тонким [пунктиром выделены опущенные крылья разломов]. Главные разломы: АК — Акканбурлуцкий, БА — Барлыкколь-Атансорский, АГ — Ангревсорский, КД — Кандинский, КР — Кирейский, ЗР — Западно-Улутавский, СП — Спасский, УС — Успенский, АД — Акджальский, АБ — Акбастауский, ЖШ — Жамшинский, АТ — Актасский, АА — Аягуз-Ащисуйский, ЧГ — Чингизский, ДН — Джалаир-Найманский, ДЖ — Джунгарский, ГК — Главный Каратауский, АС — Арамсинский, АКТ — Актюзский, ЧК — Чилико-Кеминский, ЗИ — Занлийский, КБ — Кумбельский, ТФ — Таласо-Ферганский, ГТШ — Главный Тянь-Шаньский, ЦТ — Центрально-Терекский, АТБ — Атбашинский, ЮФ — Южно-Ферганский, ТР — Туркестанский, ЗР — Зеравшанский, СГ — Северо-Гиссарский, ЮГ — Южно-Гиссарский, ВШ — Вахшский, ДК — Дарваз-Каракульский, ММ — Момукский, УП — Упрангский, АЯ — Акбайтальский [Язгулемский], ЮМ — Южно-Мургабский



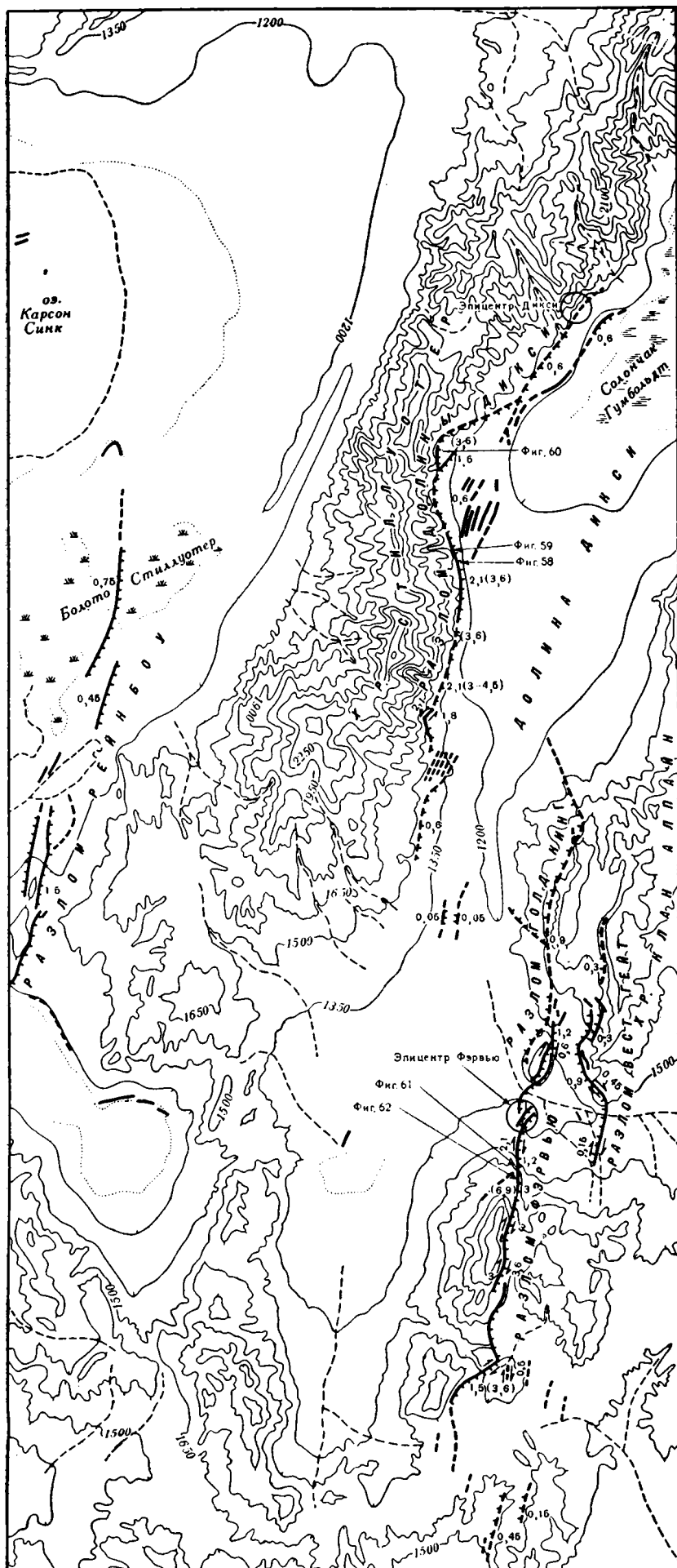
Фиг. 2. Геологическая схема Актаской зоны разломов. Составил А. И. Суворов по работам 1956—1961 гг.

1 — зоны поднятий с преимущественным развитием силура, нижнего палеозоя, участками докембрия; 2 — контуры наложенных мульд, заполненных образованиями $D-C_1$, местами C_2 (в пределах поднятий); 3 — зоны прогибов и впадин, заполненных образованиями D_2-C_1 (мелкие точки) и D_{1-2} (крупные точки); 4 — область преимущественного распространения вулканогенных толщ верхнего палеозоя; 5 — окраинные грабены сбросо-сдвиговой зоны, заполненные эффузивами верхнего палеозоя; 6 — герцинские разновозрастные гранитоиды; 7 — зоны динамометаморфизма; 8 — региональные сдвиги и сбросо-сдвиги; 9 — смещенные по сдвигам маркирующие пачки в эффузивах верхнего палеозоя: а — основного состава, б — среднего состава, в — туфопесчаники; 10 — смещенные по сдвигам образования ордовика (г) и нижнего палеозоя (д); 11 — надвиги, взбросо-сдвиги, сдвигаго-надвиги; 12 — неподделанные разломы



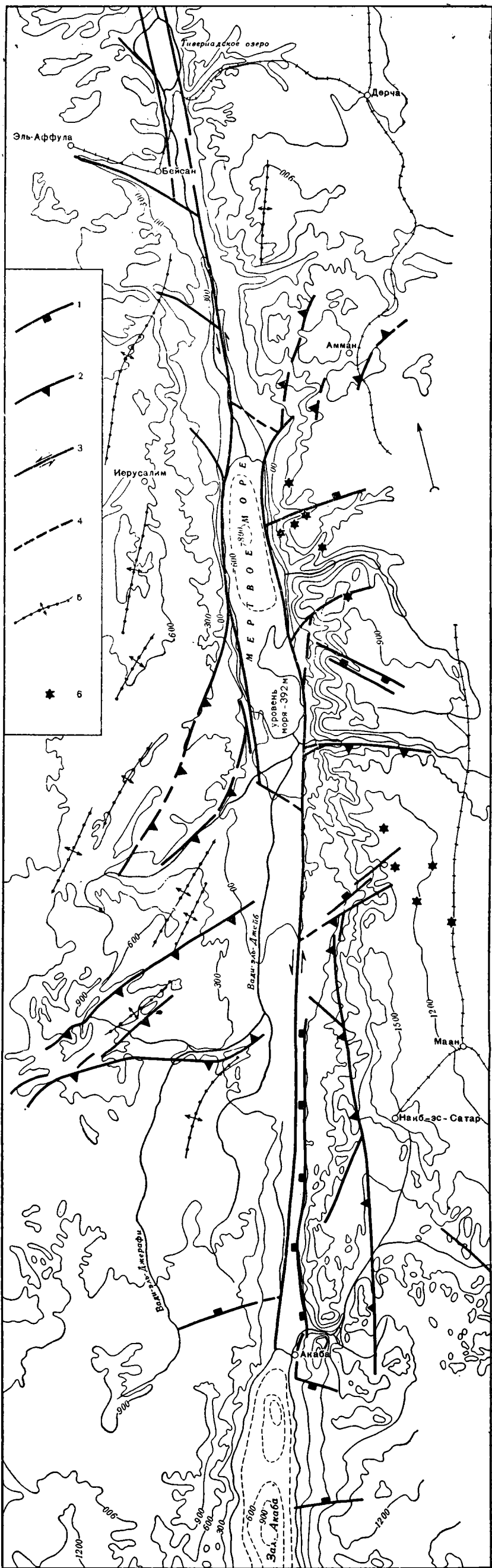
Фиг. 13. Разрезы верхнепалеозойских отложений Северного Прибалхья.

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники грубозернистые; 4 — песчаники среднезернистые; 5 — песчаники мелкозернистые; 6 — алевролиты; 7 — глинистые и глинисто-кремнистые сланцы; 8 — известняки; 9 — известковистые песчаники; 10—12 — породы андезитового состава: 10 — лавы и лавовые брекчии, 11 — туфы; 12 — туфовые брекчии; 13 — 17 — породы дацитового состава: 13 — лавы и лавовые брекчии, 14 — туфы, 15 — гравийные туфовые брекчии, 16 — туфовые брекчии, 17 — спекшиеся туфы; 18—19 — породы трахидацитового состава: 18 — лавы, 19 — спекшиеся туфы; 20, 21 — породы липаритового состава: 20 — туфы, 21 — гравийные туфовые брекчии; 22 — витрокристаллокластические кислые туфы; 23 — туффиты; 24 — яшмы; 25 — фаунистические и растительные остатки



Фиг. 56. Трещины, образовавшиеся при землетрясениях 1954 г. в районе хребта Стиллаутер, Невада (Slemmons, 1957).

Штрихи обращены в сторону опущенного крыла. Цифры, расположенные вертикально, характеризуют величину вертикального перемещения (в метрах); цифры в скобках — высота обрыва («скажущееся перемещение»); цифры вдоль линии разлома против стрелок, показывающих направление сдвига, — величина сдвигового перемещения (в метрах). Пунктир — участки трещин, не изученные при наземных исследованиях



Фиг. 71. Разломы в окрестностях Мертвого моря (Quennell, 1958).

1 — сбросы, 2 — надвиги, 3 — сдвиги, 4 — скрытые разломы, 5 — оси крупных складок, 6 — вулканы

