

В.Г. Трифонов

# ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

71

В.Г. Трифонов

# ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

*Труды, вып. 361*

---



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА  
1983



Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.G. Trifonov

LATE QUATERNARY TECTONICS

Transactions, vol. 361

Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 361).

Рассматриваются пояса позднплейстоцен-голоценовых тектонических нарушений, развивающиеся в разных структурных и кинематических условиях: рифтовая система Исландии (раздвижение океанической коры), азиатская часть Альпийско-Азиатского орогена (сжатие континентальной коры), подвижный пояс запада Северной Америки (сдвиг на границе континента и океана). Выявлены особенности и общие черты строения и развития подвижных поясов. Сложность их строения нарастает с увеличением мощности земной коры, причем пояса сжатия построены сложнее поясов раздвигания и сдвига. Установлена дисгармония между позднечетвертичными структурами разных слоев литосферы, предполагающая дифференцированность их перемещений. Показано, что в течение неоген-четвертичного времени наследовались основные тенденции развития, но отдельные подвижные зоны могли мигрировать. Выявленные закономерности важны для понимания тектоники более древних геологических эпох и долгосрочного сейсмического прогноза.

Табл. 3, ил. 85, библиогр.: с. 204–220 (527 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников*, член-кор. АН СССР *П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*А.В. Пейве*

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*V. G. Gerbova, V. A. Krashennikov*, cor. member of the USSR Acad. of Sci. *P. P. Timofeev*

Responsible editor

*A. V. Peive*

## ВВЕДЕНИЕ

### ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предлагаемая работа посвящена исследованию строения и кинематики молодых подвижных поясов литосферы путем изучения морфологии позднечетвертичных тектонических нарушений, глубины их заложения, пространственных соотношений и степени унаследованности от новейших, т.е. неоген-четвертичных, структур.

Представление о разделении земной коры на линейно вытянутые активные области (подвижные пояса и зоны, где концентрируются складчатые и разрывные структуры) и области слабой активности (кратоны, плиты, блоки) сложилось в конце прошлого — начале нынешнего столетия главным образом трудами французских геологов. Была выявлена важная роль крупных разломов в строении подвижных зон, были установлены значительные горизонтальные перемещения по некоторым из них. Г. Штилле [1964, с. 64] писал, что процессы разрывообразования и складчатости обусловлены не саморазвитием геосинклинали, а "приходящим извне импульсом", т.е. рассматривал подвижные пояса как области взаимодействия плит. Глобальная увязка выявленных смещений производилась на первых порах в рамках гипотезы контракции, позднее — гипотезы дрейфа континентов. Однако серьезная критика последней гипотезы (Л.С. Берг, Н.С. Шатский, В.В. Белоусов) привела к почти полному ее отрицанию советскими учеными и многолетнему признанию ведущей роли вертикальных перемещений блоков.

Новые аспекты рассматриваемого научного направления оформлялись по мере накопления историко-тектонических, структурных, геофизических и петрологических данных. А.В. Пейве [1945] ввел в геологическую практику понятие глубинных разломов, а позднее [1960] разделил их на глубинные надвиги, сдвиги и сбросы, связал с ними разные типы складчатых деформаций и показал ведущую роль горизонтальных движений в процессах структурообразования. Н.П. Херасков [1967] подчеркнул, "что разделение на стабильные области и подвижные пояса следует рассматривать как проявление в земной коре одного общего закона деформации твердых тел" (с. 391), и сформулировал этот закон следующим образом: "При любой деформации твердого и вязкого тела возникает разделение его на зоны, в которых сосредоточиваются преимущественно деформации, и разделяющие эти зоны слабо деформирующиеся блоки, причем в таких зонах и блоках могут быть выделены зоны и блоки низшего порядка" (с. 228).

Разделение литосферы на области слабой активности и подвижные пояса и зоны признано во всех современных тектонических концепциях. Доказательства важной роли горизонтальных тектонических движений привели к возрождению и широкому признанию мобилистических концепций. Среди них наиболее разработана теория тектоники плит [Новая..., 1974], согласно которой литосфера представляет собой совокупность плит, или крупных плоских блоков, которые движутся по астеносфере или вместе с ней от зон спрединга к зонам субдукции вдоль трансформных разломов. Эта теория объясняет многие эмпирически установленные закономерности, но, будучи в основе своей теорией геофизической, не дает удовлетворительного объяснения некоторым важным структурным наблюдениям и обобщениям. К их числу относятся

данные о тектонической расслоенности литосферы, о значительной ширине и сложности строения континентальных подвижных поясов, с развитием которых связаны деформации взаимодействующих плит. Очевидно, требуются дальнейшие исследования структурных проявлений и кинематики взаимодействия плит в подвижных поясах.

Описывая результаты таких исследований, автор пользуется в основном традиционными терминами. В подвижные пояса, в соответствии с представлениями Н.П. Хераскова [1967], обособляются области высокой тектонической активности, характеризующиеся проявлениями интенсивных и контрастных движений в изучаемый интервал времени. Обычно это регионы, где суммарная скорость относительных перемещений превышает 1 см/год. Области низкой активности, характеризующиеся проявлениями слабых движений того же возраста, называются плитами. Краевая часть плиты перемещается вместе с ней, но в результате движения и взаимодействия с соседней плитой испытывает значительные деформации и смещения, т.е. по морфологическим признакам входит в состав подвижного пояса. Подвижные пояса разделяются на подвижные зоны и относительно стабильные блоки. Таким образом, подвижные пояса и зоны, с одной стороны, и относительно стабильные плиты и блоки — с другой, понимаются как структурно-кинематические категории рассматриваемого временного интервала, а не категории историко-тектонические. Плиты могут охватывать как земную кору или ее верхнюю часть, так и всю толщу литосферы. Подвижные зоны образованы структурами — совокупностями тектонических нарушений, связанных пространственной общностью. Под тектоническим нарушением понимается разрывное или складчатое искажение формы геологического объекта, вызванное действием тектонических сил и обладающее обозримыми размерами. Прочие структурно-геологические термины, используемые в работе, комментариев не требуют.

Для определения глобальных закономерностей распределения и строения подвижных поясов и зон большое значение имеет создание тектонической модели на основе наиболее близкого к современности отрезка геологической истории.

Новейший этап тектонического развития Земли, под которым обычно понимается неоген-четвертичное время [Шульц, 1948; Николаев, 1949], в активных областях проявился орогенезом, наиболее полно отражающим динамику тектонических процессов. Особенности новейшего этапа позволяют применять для изучения тектоники методы структурной геоморфологии и палеомагнетизма. В сочетании с собственно геологическими методами они весьма эффективны для исследования истории вертикальных движений континентальных блоков, однако трудности корреляции горизонтальных движений на континентах, оценок их амплитуд и скоростей в разные эпохи в значительной мере сохраняются. Этим определяется особый интерес к современным движениям, изучаемым геодезическими, сейсмологическими и геолого-геоморфологическими методами. Исследованиями в эпицентральных областях катастрофических землетрясений [Лукьянов, 1963, 1965; Гоби-Алтайское..., 1963; Рихтер, 1963; Живая..., 1966; Сеймотектоника..., 1968; Pavoni, 1961, 1964; Allen, 1962, 1975; Proceedings..., 1968; Wallace, 1968a, 1978; Borrego..., 1972; Tchalenko et al., 1974; Tchalenko, Braud, 1974; и др.) обнаружено сходство структурного выражения современных движений при землетрясениях с более ранними подвижками в тех же зонах, что имеет большое значение для понимания природы тектонических движений и создаваемых ими нарушений. Изучение современных движений дает возможность выявить как вертикальную, так и горизонтальную составляющие, но оно может проводиться лишь на ограниченных территориях и охватывает слишком короткий интервал наблюдений (как правило, не больше 200 лет), который из-за неравномерности проявления тектонических процессов во времени и в пространстве не позволяет определить разнообразные формы реализации и средние в геологическом масштабе времени скорости движений.

Морфологическое выражение тектонических процессов в деформациях земной поверхности обусловлено, с одной стороны, продолжительностью их действия, а с другой — соотношением с интенсивностью денудационных процессов. В этом смысле

оптимальным временным интервалом, достаточным для реконструкции современной кинематической картины и изучения ее структурного выражения в подвижных зонах, является поздний плейстоцен и голоцен — последние 100 000 лет. За это время происходит усреднение индивидуальных подвижек и находят структурное выражение общие тенденции тектонического развития. Вместе с тем формы проявления как горизонтальных, так и вертикальных движений в деформациях поверхности не успевают разрушиться эрозией и могут быть определены количественно. Позднечетвертичные нарушения широко распространены в областях новейшей тектонической активности, заметно отличаются от более древних нарушений и картируются достаточно надежно. Возможности применения методов детального геолого-геоморфологического анализа [Вегманн, 1957], радиоуглеродных, археологических и исторических датировок позволяют выделять, картировать и измерять позднечетвертичные смещения с точностью, недоступной для более древних эпох. Эти возможности и методические особенности изучения позднечетвертичных перемещений позволили Ю.А. Мещерякову обособить их от современных и новейших и "закрепить за движениями поздне- и послеледниковой эпохи название молодых движений земной коры" [1961, с. 44].

При описании новейших и молодых образований автор принял следующие нижние рубежи систем, отделов и ярусов: миоцена — 26 млн. лет, верхнего миоцена, к которому отнесены сарматский и эоцический ярусы, — 10 млн. лет, плиоцена — 5,5 млн. лет, верхнего плиоцена — 3,3 млн. лет (граница палеомагнитных эпох Гильберта и Гаусса), четвертичной системы — 1,8 млн. лет (основание палеомагнитного эпизода Гилса) [Берггрен, 1974; Сох, 1969]. Четвертичная система разделена на эоплейстоцен, нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен. Их границы проведены на рубежах 0,7–0,9 (граница палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес или чуть ниже), 0,4, 0,1 и 0,01 млн. лет [Никифорова и др., 1976]. К верхнему плиоцену относится ачкагыльский ярус Прикаспия [Трубихин, 1974], к эоплейстоцену — апшеронский ярус Прикаспия [Меннер и др., 1972], калабрийские отложения Средиземноморья [Nakagawa et al., 1974], первые следы покровного оледенения Исландии. Нижний плейстоцен включает днестровский (гюнц-миндельский) термальный максимум и окское (миндельское) оледенение. Сюда относятся бакинские отложения [Меннер и др., 1972], а также вахшская свита Таджикистана [Геохронология СССР, 1974]. В составе среднего плейстоцена различаются лихвинский (миндель-рисский) термальный максимум и среднерусский (рисский) ледниковый комплекс. Им отвечают нижнехазарские отложения Прикаспия, образования предпоследнего оледенения и в значительной мере илякская свита Средней Азии. К верхнему плейстоцену относятся отложения микулинского (рисс-вюрмского) межледниковья с радиологическими определениями возраста 69 и 65 тыс. лет и валдайский (вюрмский) ледниковый комплекс. Радиоуглеродный возраст вюрмского интерстадиала — 29–26 тыс. лет и "главного вюрма" — 26–11,8 тыс. лет [Ричмонд, 1974]. В Прикаспии позднему плейстоцену отвечают отложения позднехазарской, ранне- и позднехвалынской трансгрессий. Радиоуглеродные определения возраста раннехвалынского отложений — 70–60 тыс. лет(?), а позднехвалыньских — 31–9,7 тыс. лет [Геохронология СССР, 1974]. В Средней Азии им соответствуют образования последнего оледенения, голодностепский, душанбинский и алмаатинский комплексы отложений террас. С послеледниковыми отложениями голоцена в Прикаспии коррелируются послехвалынская регрессия, стадии новокаспийской трансгрессии (6,4–1,4 тыс. лет), дербентская регрессия (1,3–1,2 тыс. лет) и эпизоды более молодых трансгрессий [Геохронология СССР, 1974]. В Средней Азии к голоцену относятся поймы, I и нередко II надпойменные террасы, а в Туркмении II надпойменная терраса обычно является позднехвалынской.

Для указания времени активности нарушения или структуры к ним добавляется возрастное определение (например, "новейшая структура", "молодое, или позднечетвертичное, нарушение"). Оно не означает времени зарождения нарушения или струк-

туры: они могли возникнуть ранее и развиваться вплоть до рассматриваемого временного интервала.

Структурные проявления молодых движений и вопросы методики их изучения рассматривались многими авторами. Значительная часть работ посвящена вертикальным перемещениям [Гроссгейм, 1949; Николаев, 1949; Вегманн, 1957; Мещеряков, 1961; Чистяков, 1961; Горелов и др., 1968; Певнев и др., 1968; Гзовский, Никонов, 1969; Никонов, 1970, 1977; Костенко, 1972; Белоусов, 1976; Gilbert, 1890; Morisawa, 1972; Wallace, 1977, 1978], но горизонтальные движения по разломам также охарактеризованы в ряде работ [Курдюков, 1953, 1956; Веллман, 1957; Ранцман, 1963; Ранцман, Пшенин, 1967; Буртман, 1964; Войтович, 1969; Захаров, 1969; Тораринссон, 1970; Никонов, 1975; Wallace, 1949, 1968a; Hill, Dibblee, 1953; Nobble, 1954; Pavoni, 1964; Wellman, 1966; Einarsson, 1967; Sich, 1978a]. Однако целостного описания методики не было. Отдельные вопросы, например способы выявления надвигов, этапность перемещений по разрывам, оценка скоростей движений, использование аэрокосмических материалов, требовали дальнейшей разработки.

В советской литературе подробно охарактеризован специфический класс молодых нарушений — палеосейсмодислокации [Живая..., 1966; Сеймотектоника..., 1968; Карта..., 1968; Солоненко, 1973; Кучай, 1972, 1977, 1981; Никонов, 1977; Хилько и др., 1978; Nikonov, 1975]. Изучение и картирование палеосейсмодислокаций является частью более общей проблемы сопоставления молодых нарушений и сейсмичности. Были попытки связывать сейсмичность и интенсивность молодых смещений прямой зависимостью. Однако на примере разлома Сан-Андреас было показано [Allen, 1968; Wallace, 1970], что интенсивные молодые и современные движения могут происходить и без сильных землетрясений. Вопрос о соотношении молодых тектонических нарушений и сейсмичности нуждался в дальнейшем изучении.

Недостаточно рассматривался в предшествовавших работах и важнейший вопрос о кинематике и интенсивности позднечетвертичных тектонических движений крупных подвижных зон, разделяющих плиты и блоки литосферы. Такие обобщения делались для запада США [Лукиянов, 1965; Hill, Dibblee, 1953], но они учитывали неполные данные. Для азиатской части Альпийско-Азиатского орогенического пояса существовали лишь основанное на дешифрировании аэрофотоснимков обобщение Г.В. Веллмана [Wellman, 1966] и весьма мелкомасштабная схема А.А. Никонова [1977]. Не проводилось и систематического сопоставления позднечетвертичных нарушений с неоген-четвертичной структурой. Эти вопросы также требовали дополнительного изучения.

**Основные задачи**, решаемые в данной работе, следующие.

1. Выяснение структурных проявлений и кинематики взаимодействия плит в молодых подвижных поясах путем изучения морфологии и пространственных соотношений позднечетвертичных тектонических нарушений.
2. Сравнительный анализ молодых структурных элементов разных слоев литосферы путем определения глубин заложения позднечетвертичных структур и подвижных зон.
3. Определение степени унаследованности позднечетвертичных структур путем их сопоставления с неоген-четвертичными структурами.

Решение этих задач требовало доработки методики изучения молодых нарушений.

**Объектами исследований** выбраны рифтовая система Исландии, азиатская часть Альпийско-Азиатского орогенического пояса и подвижный пояс запада Северной Америки. В рифтовой системе Исландии происходит раздвигание плит с океанической корой. Развиваются структуры растяжения и сдвига, расположение которых обусловлено геометрией взаимодействующих плит. В азиатской части Альпийско-Азиатского пояса ведущим является процесс сближения плит со сформированной континентальной корой. Характерны структуры сжатия и сдвига с локальными проявлениями растяжения. Геометрия и особенности движения плит обуславливают сложность и изменчивость динамической обстановки. В подвижном поясе запада Северной Америки

взаимодействуют блоки с континентальной и океанической корой. Сочетаются черты строения двух предыдущих областей, но преобладают сдвиговые нарушения и деформации и резко проявлена дисгармония строения разных слоев литосферы.

Три указанные области хорошо изучены и хотя не исчерпывают всего разнообразия условий взаимодействия плит, но представляют разные типы как кинематики взаимодействия, так и строения литосферы. Поэтому на примере этих областей представлялось возможным изучить общие закономерности процесса.

#### МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ НАРУШЕНИЙ

В литературе неоднократно обсуждалась информативность аэрокосмических снимков для изучения позднечетвертичных тектонических нарушений [Трифонов и др., 1973; Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974; Шульц, 1975, 1978; Иванова, Трифонов, 1976; Трифонов, 1976а; Wellman, 1966; Slemmons, 1967; Wallace, Moxham, 1967; Thorarinsson et al., 1973; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Molnar, Tapponnier, 1975; Геологическое..., 1978].

Молодые нарушения четко проявлены в ландшафте тектонически активных областей и поэтому хорошо видны на космо- и аэроснимках. Комплекс таких снимков используется для решения разных задач. Одна из них — прямой поиск и диагностика позднечетвертичных разрывов. На мелкомасштабных космических изображениях, полученных с искусственных спутников серии "Метеор" (разрешение на местности порядка 1 км) прямыми линиями фотометрического контраста представлены крупные новейшие разломы. Контрастность выражения зоны разлома на снимке дает основание предполагать развитие в ней позднечетвертичных нарушений. Для выявления и картирования разрывов, нарушающих молодые отложения и формы рельефа, используются более крупномасштабные изображения типа Ландсат (ERTS) (рис. 1, вкл.) или "Салют-4" с разрешением на местности около 100 м. Однако, за исключением наиболее крупных сдвиговых смещений и изгибов речных долин (порядка 1 км и более) и общего направления вертикального смещения, достоверную информацию о морфологии разрывов, особенно мелких, с таких снимков получить трудно. Нужны более крупномасштабные космические фотоснимки (типа "Союз-22") и аэрофотоснимки. На них по соотношению линии разрыва со средне- и позднечетвертичными формами рельефа различаются крутые и пологие нарушения (рис. 2, 3). По систематическому искривлению русел пересекаемых речных и овражных долин с большей или меньшей уверенностью предполагаются сдвиговые смещения (рис. 4). Иногда можно определить общее направление вертикальных подвижек (см. рис. 2, 3). Дешифрируются соотношения и общий рисунок молодых нарушений в зоне разлома (см. рис. 2). Картируются центры извержений и соотношения разновозрастных лавовых потоков.

Тот же ряд разномасштабных космо- и аэроснимков используется для изучения молодых складчатых деформаций. Наиболее мелкомасштабные космические изображения позволяют заметить области замыкания крупных и сложно построенных новейших поднятий, именно в таких областях можно ожидать развитие позднечетвертичных складок. На крупномасштабных космических снимках фотометрические контрасты, определяемые степенью обводненности и характером растительности молодых поверхностей подгорных равнин, помогают распознавать складчатые изгибы таких поверхностей, а иногда и отдельные складки. На аэрофотоснимках позднечетвертичные антиклиналы подгорной равнины нередко определяются по расположению сети временных водотоков. Они могут огибать локальные поднятия (рис. 5, а, б), продолжающийся рост которых иногда находит отражение в расщеплении единого водотока на несколько русел, причем относительно молодые отстоят дальше от оси поднятия, чем более древние. В других случаях русла, начинаясь на оси поднятия, расходятся в стороны от него (см. рис. 5, в, г).

Таким образом, использование снимков разного масштаба и различного разрешения на местности позволяет выделить на мелкомасштабных изображениях области по-

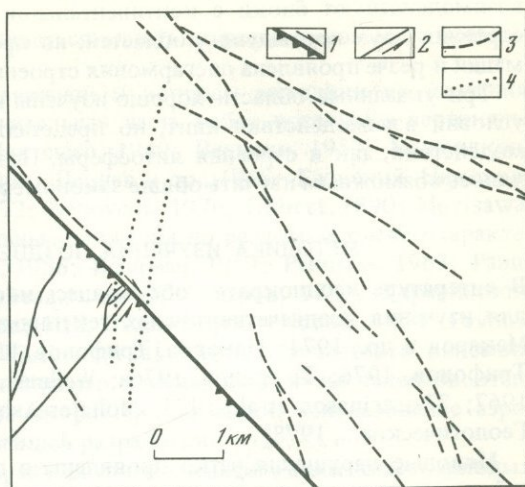


Рис. 2. Аэрофотоснимок [ Трифионов, 1976а ] и схема дешифрирования зоны Главного Копетдагского разлома юго-восточнее сел. Пароу

1 — Главный Копетдагский разлом (правый взбросо-сдвиг), активный в позднечетвертичное время; 2 — сопряженные молодые левые сдвиги; 3 — параллельные и оперяющие молодые разрывы и трещины с неизвестным направлением перемещения; 4 — линии кяризов

тенциального развития молодых нарушений и, выбирая перспективные для изучения объекты, конкретизировать и детализировать намеченную картину с помощью все более крупномасштабных изображений и, наконец, наземных наблюдений.

Вопросы полевого изучения позднечетвертичных складчатых деформаций, как и вертикальных смещений по разломам, подробно рассмотрены предшествовавшими исследователями [Гроссгейм, 1949; Чистяков, 1961; Горелов и др., 1968; Певнев и др., 1968; Никонов, 1970, 1977; Костенко, 1972; Белоусов, 1976]. Признаками воздымающихся складчатых структур служат локальное возрастание глубин врезов современных водотоков, высот террас, резкое сужение долины, поймы, русла. Погружающиеся структуры характеризуются противоположными признаками. На молодые вертикальные подвижки указывают также изменения характера эрозионного расчленения поверхности, фаций аллювия, расщепление террас, расположение и строение конусов выноса, распределение песков и такыров в пустыне. Для количественного определения молодых вертикальных смещений необходимо знать первичный наклон деформируемых поверхностей. В горных областях он оценивается по косвенным признакам, основанным на современном уклоне долин и тенденциях их эволюции. Поэтому особенно важны те уровни рельефа, первичное положение которых было близко к горизонтальному. Таковы береговые террасы морей и озер.

Для выделения молодых надвигов, взбросов и сбросов определяется положение сместителя и измеряется вертикальное смещение по разлому. Способ измерения вертикального смещения в общем сходен с определением молодых складчатых деформаций. Наиболее чутким индикатором вертикальных смещений являются небольшие речные и овражные долины, пересекающие зону разлома. Если вертикальная составляющая перемещения была противоположной уклону оврага, он на время мог оказаться подпруженным. Выше разлома долина расширялась и в ней отлагались относительно тонкие осадки. В современном продольном профиле такая подвижка фиксируется выположенным участком (рис. 6, в). Если вертикальное перемещение происходило в направлении уклона оврага, нарушенный профиль равновесия может восстанавливаться по-разному. В одних случаях формируется дополнительный врез в поднятом крыле и прежнее днище становится овражной террасой (рис. 7, в), в других — после подвижки происходит врез в обоих крыльях, но возникшая терраса в поднятом

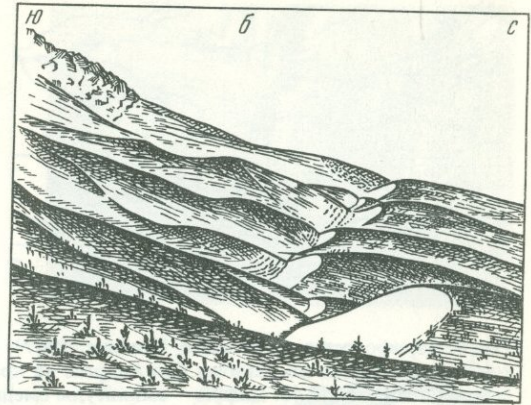


Рис. 3. Молодой надвиг на левобережье р. Шерлок между хребтами Гяурсадаг и Халац, наклоненный на юг под углом  $30^\circ$

*а* — аэрофотоснимок [Трифонов, 1976а];  
*б* — общий вид сбоку (рисунок П.В. Флоренского); *в* — продольный профиль оврага на пересечении с надвигом



крыле оказывается выше, чем в опущенном (рис. 7, *з*). Но чаще всего речных или овражных террас не возникает. Приразрывный уступ довольно быстро разрушается, и обломочный материал переотлагается ниже по течению. Имевшая место деформация сохраняется в повышенной крутизне участка продольного профиля в зоне пересечения оврага с молодым разрывом (см. рис. 6, *а*, *б*; 7, *д*). Непосредственно возле надвига или взброса нередко происходит дополнительное воздымание поднятого крыла, превышающее его воздымание в части, удаленной от разрыва. Такой принадвиговый вал мог на время подпруживать долину и вызывать последствия, аналогичные образованию уступа во встречном направлении.

Молодые **сдвиговые** смещения по разломам определяются по систематическим резким горизонтальным изгибам современных русел, террас, водоразделов и других элементов рельефа независимо от общего уклона местности. Долины разного времени заложения нередко смещены на различные расстояния, что отражает многократность подвижек. Смещенные верховья могут перехватываться соседними водотоками, а обезглавленные низовья отмирать или становиться элементом новой долины. Для отождествления смещенных участков древних долин исследуются их индивидуальные особенности: ширина, поперечный профиль, распределение характерных фаций. Иногда таким путем выявляется несколько последовательных стадий движения. В качестве реперов, по которым определяются амплитуды подвижек, используются также древние постройки (рис. 8, *VI*) и ирригационные системы (рис. 8, *I-V*).

Особенности развития долин в условиях длительных сдвиговых перемещений рассмотрел Р.Е. Уоллес [Wallace, 1968а] на примере горной долины с заметным и более или менее выдержанным продольным уклоном и хорошо разработанным руслом (рис. 9). Сдвиговое смещение временно преградило поток в точке *В*, вызвав усиленное накопление аллювия выше разрыва, а вблизи точки *А* возник уступ. Со временем запруда в *В* оказалась прорванной и произошел врез в аллювий *С*. В процессе прогрессирующего перемещения участок русла *А-В* удлиняется, причем уменьшается его продольный уклон. Такие выположенные участки долин типичны для зон сдвигов. В них уменьшается эрозия и усиливается накопление аллювия. По прошествии времени низовья следующего оврага *Д* оказываются вблизи верховьев первого водотока и перехватывают его. Перехвату способствует то обстоятельство, что в процессе движения расстояние *С-Д* уменьшается и градиент высот на этом участке в противоположность участку *А-В* возрастает. Новообразованная долина перехвата, в свою очередь, испытывает правое смещение и претерпевает ту же эволюцию, что и первый водоток.

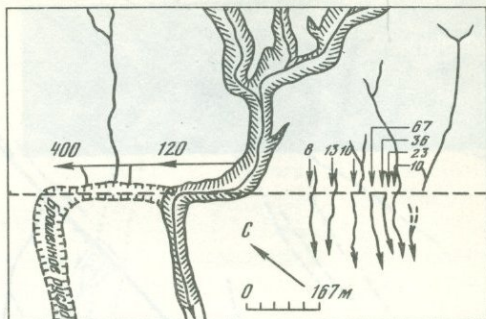
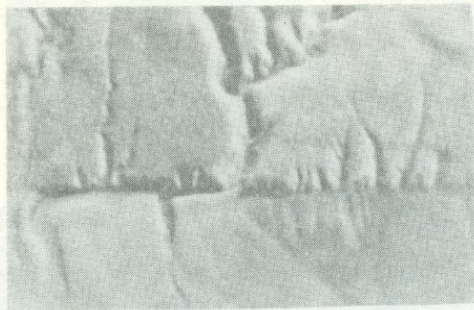


Рис. 4. Аэрофотоснимок [Wallace, Moxham, 1967] и схема дешифрирования [Wallace, 1968a] водотоков, смещенных по разлому Сан-Андреас на краю равнины Карризо в 66 км юго-восточнее пересечения с дорогой № 46. Цифры – амплитуды смещений (в м)

Длительное движение, при котором разобщенные участки первичных долин становятся элементами новых долин и вновь смещаются, сглаживает их индивидуальные особенности. По этой причине, а также из-за непрерывной эрозии редко удавалось достоверно определить геоморфологическим путем смещения более 1 км. Они лишь иногда выявляются в самых крупных и сравнительно редких долинах, которые трудно спутать с соседними более мелкими оврагами.

При пологом уклоне оврага и в тех случаях, когда разлом проходит по подошве склона, потоку нередко бывает легче пропилить новое русло напротив верховьев, чем следовать вдоль разлома за своим смещенным участком. При этом прежний выход потока на равнину оказывается в стороне, образуя специфическую выемку – “карман”. В Дарваз-Алайской зоне (см. ниже) зафиксировано несколько прислоненных один к другому карманов, отражающих последовательные стадии движения [Кучай, Трифонов, 1977]. К описанным формам близки овраги с асимметричными конусами выноса, материал которых последовательно омолаживается с одной стороны конуса. Они возникают тогда, когда материал, выносимый оврагом, разгружается непосредственно ниже пересекаемого сдвига, подвижки по которому происходят одновременно с формированием конуса.

Небольшая вертикальная подвижка, особенно поднятие нижней части нарушаемой долины, может существенно исказить картину сдвиговых смещений, вызвав повороты потока вдоль разлома как влево, так и вправо (в зависимости от особенностей рельефа). Такие ложные смещения чаще происходят в направлении общего уклона местности и имеют разную амплитуду независимо от возраста смещенных оврагов. Нередко по указанным признакам их удается отделить, но гарантировать полное исключение невозможно. Ошибки, связанные с ложными смещениями, уменьшаются при массовых замерах сдвинутых водотоков.

Время начала движений устанавливается по возрасту нарушенных отложений, форм рельефа или древних сооружений. Иногда удавалось выяснить и время окончания процесса. Так, на некоторых участках Яванского сдвига в Афгано-Таджикской депрессии фиксируются смещения долин начала позднего плейстоцена, а соседние овраги, заложившиеся в конце позднего плейстоцена и голоцене, оказываются несмещенными. В большинстве случаев было невозможно определить верхний возрастной предел и выявленные смещения относились ко всему интервалу времени от эпохи формирования нарушенных объектов поныне.

К прямым методам определения возраста деформированных образований относятся радиологические, прежде всего радиоуглеродный, археологические и исторические. В оптимальных случаях это позволяло, например, определить время подвижек по разломам на основе радиоуглеродных датировок смещенных террас. Но чаще террасы и другие молодые образования отражали позднечетвертичные перемещения

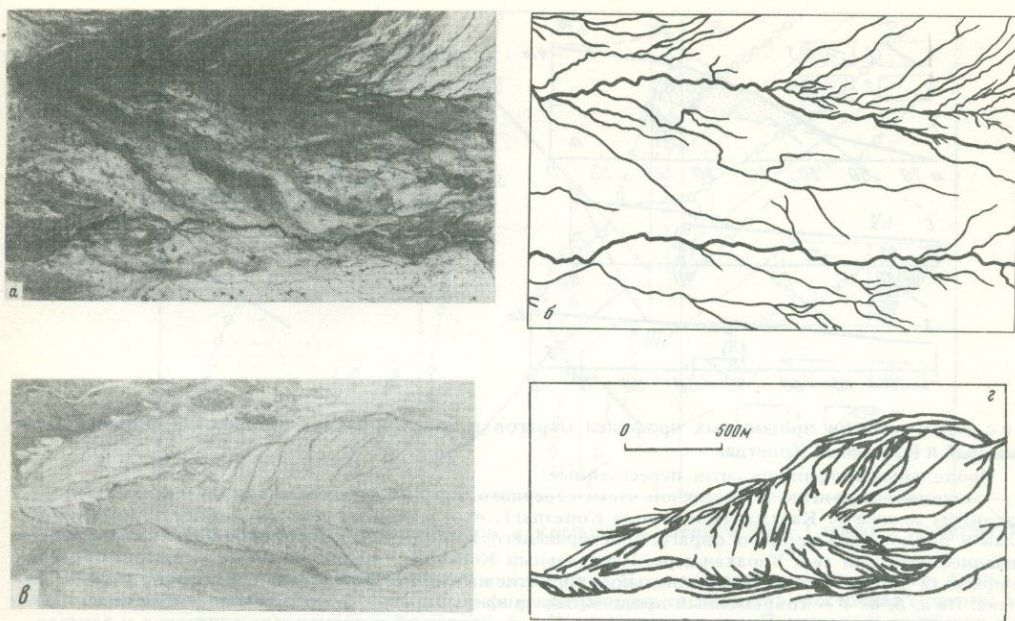


Рис. 5. Молодые антиклинали Западного Копетдага

а, б — аэрофотоснимок молодой антиклинали [Иванова, Трифионов, 1976] и схема дешифрирования временных водотоков в долине р. Гяурли между сел. Зирик и юго-западным окончанием хр. Кюрендаг; в, з — аэрофотоснимок молодой антиклинали и схема дешифрирования временных водотоков в районе ж.-д. ст. Шаумян на северо-восточном продолжении Малого Балхана

лишь косвенным образом, и, чтобы использовать их для установления возраста подвижек, требовались дополнительные допущения. Так, радиоуглеродные датировки отложений вдоль разлома Сан-Хасинто в эпицентральной зоне землетрясения гор Боррего, Калифорния [Vorrego..., 1972] продемонстрировали примерно постоянную скорость вертикальной компоненты перемещения в течение последних 3000 лет (рис. 10). Однако использование полученных цифр для определения амплитуд и скорости горизонтальной составляющей движения может основываться лишь на допущении, что соотношение сдвиговой и вертикальной компонент в прошлом было таким же, как при землетрясении гор Боррего в 1968 г.

Использование археологических данных весьма разнообразно. По ним в зоне Главного Копетдагского разлома определен возраст сдвиговых смещений дворцовых построек, крепостных стен и древних ирригационных систем (см. рис. 8), а в Дарваз-Алайской зоне на северо-западном обрамлении Памира — древней каменной кладки. Возраст лавовых потоков вулканической цепи оз. Аллагиляр на Малом Кавказе установлен по тому, что они перекрывают наскальные рисунки III—II тысячелетий до н.э., а урартийские (?) скотоводческие постройки I тысячелетия до н.э. прислонены к краю потока, т.е. сооружены позднее [Мкртчян и др., 1969]. Дж.М. Лис [1957] применил археологические и исторические данные для определения времени региональных и локальных складкообразовательных движений в Месопотамии.

Чаще данные для прямых определений возраста отсутствуют, но геологические и геоморфологические наблюдения позволяют установить относительный возраст смещений по последовательности образования деформированных элементов рельефа, прежде всего речных и овражных террас. Они коррелируются с датированными отложениями и формами рельефа, иногда удаленными на значительные расстояния. На большом удалении возраст даже заведомо одних и тех же террас мог изменяться и поэтому датируется лишь в широких пределах возраста террасовых комплексов. Отождествление террас наиболее надежно осуществляется путем непосредственного

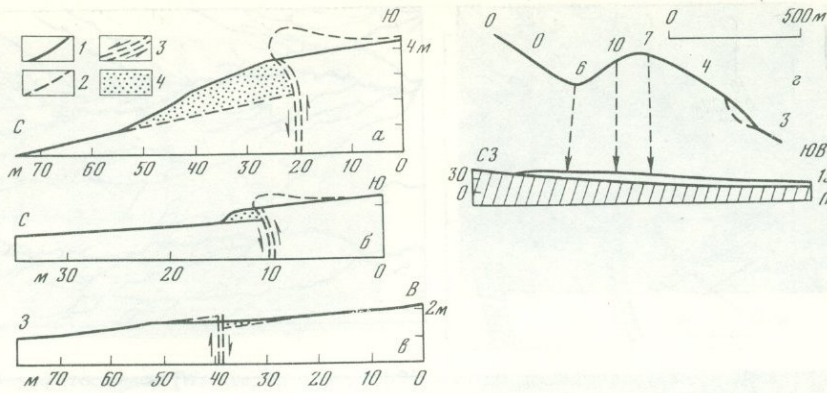


Рис. 6. Деформации продольных профилей оврагов в зонах молодых разрывов и складок. Центральный и Восточный Копетдаг

Продольные профили оврагов, пересеченные:

*а* — молодым надвигом в восточной части северного крыла Гяурской антиклинали, *б* — молодым надвигом южнее г. Каахка (Восточный Копетдаг), *в* — молодым сбросом южнее г. Каахка; *г* — план и продольный профиль оврага, простирающегося вдоль изогнутого молодого разрыва северо-западнее развалин сел. Карахан-дере, Центральный Копетдаг; цифры на плане — высота овражной террасы (в м); видно ее антиклинальное поднятие на надвиговом, северо-восточном отрезке разрыва. На *а*, *б*, *в*: 1 — современный продольный профиль оврага; 2 — положение дна оврага сразу после деформации; 3 — молодой разрыв; 4 — переотложенный материал

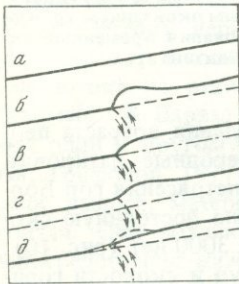


Рис. 7. Схема преобразования продольного профиля оврага в результате надвигового перемещения

*а* — продольный профиль оврага до надвигового перемещения; *б* — то же сразу после перемещения (пунктир — прежнее положение русла оврага); *в* — формирование нового вреза (штрих-пунктир) в поднятом крыле и возникновение овражной террасы на уровне прежнего дна оврага; *г* — формирование нового вреза (штрих-пунктир) в обоих крыльях разрыва, высота овражной террасы на уровне прежнего дна оврага в поднятом крыле больше, чем в относительно опущенном; *д* — размыв принадлежащей части поднятого крыла и переотложение размывшего материала (точки) в опущенном крыле (пунктир — прежние положения русла оврага), деформация проявляется в увеличенной крутизне продольного профиля оврага в зоне его пересечения с разрывом

прослеживания, но нередко в разных долинах они разобщены и их корреляция основывается на сопоставлении всей лестницы террас.

Другой путь установления относительной хронологии нарушений учитывает степень сохранности приразломных образований. Р.Е. Уоллес [Wallace, 1977] исследовал развитие молодых сбросовых уступов в западной части Большого Бассейна США и показал, что со временем происходит их выполаживание за счет как эрозии верхней части уступа, так и аккумуляции продуктов разрушения внизу. Самые свежие уступы, не древнее первых тысяч лет, характеризуются в рыхлых отложениях наклоном около  $35^\circ$  и резким изломом в верхней части. Уступы, возникшие около 12000 лет назад, имеют наклон  $20-25^\circ$ , а значительно более древние уступы выполаживаются до  $8-9^\circ$ . Постепенно сглаживается верхний излом уступа. Указанные наклоны разновозрастных уступов нельзя безоговорочно экстраполировать на другие районы, поскольку наклоны зависят как от литологии осадков, так и от климатических условий. Однако общий подход использовался для возрастного разделения не только сбросовых уступов, но и форм рельефа, возникших в зонах надвигов и сдвигов.

При определении средних скоростей молодых движений за продолжительные интервалы времени выясняется, было движение синхронным с формированием данного объекта или отделялось от него значительным интервалом времени. Упомянутые карманы и асимметричные конусы выноса, один край которых моложе другого,

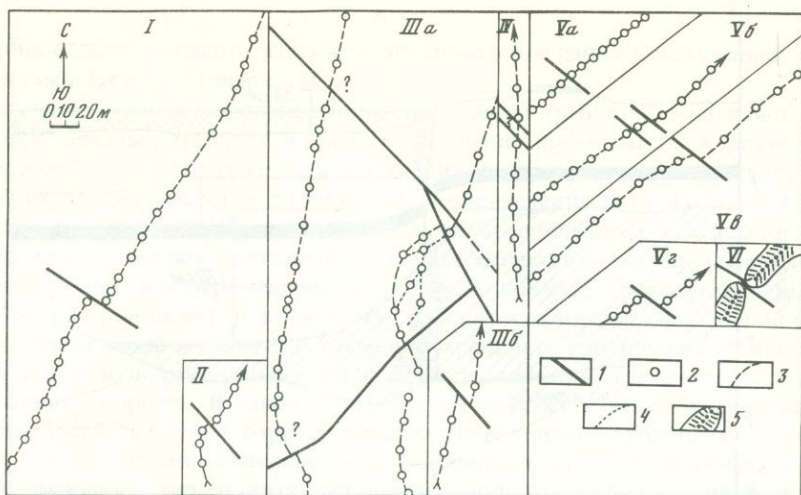


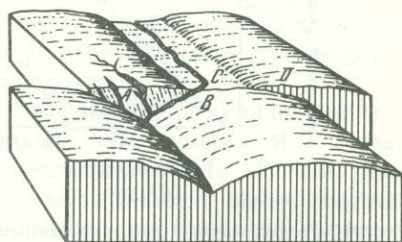
Рис. 8. Сдвиговые смещения линий кяризов и крепостной стены в зоне Главного Копетдагского разлома

Линии кяризов: *I* — между г. Казанджик и сел. Ушак; *II* — на левобережье долины р. Адждидере; *III* — юго-восточнее сел. Пароу (*a* — западная и центральная системы, *b* — восточная система; центральная и восточная системы древнее западной); *IV* — восточнее сел. Пырнуар; *V* — вблизи развалин античного города Старая Ниса (Центральный Копетдаг, система *a* моложе систем *b* и *в*, которые, в свою очередь, моложе системы *г*); *VI* — остатки вала крепости Чугундор (Восточный Копетдаг). *1* — современные разрывы; *2* — кяризы; *3* — подземные галереи, соединяющие кяризы; *4* — участки подземных галерей, выстроенные вместо разрушенных; *5* — вал крепости Чугундор

Рис. 9. Схема сдвигового смещения горной долины

[Wallace, 1968a]

Объяснение в тексте



очевидно, формировались в процессе сдвиговых перемещений [Кучай, Трифонов, 1977]. Напротив, древние постройки и ирригационные системы сооружались до подвижек. Последнее справедливо и для большинства смещенных водотоков. При расчете скоростей движений их смещения относились к интервалу времени, следующему за эпохой их формирования.

При массовых замерах сдвиговых смещений вдоль таких зон разломов, как Дарваз-Алайская или Сан-Андреас, некоторые величины амплитуд смещений встречаются чаще других. Нередко удается доказать, что одинаковые амплитуды относятся к формам рельефа близкого возраста. Выявленные максимумы смещений являются в значительной мере результатом неравномерного развития эрозионной сети, которая энергичнее формируется, углубляется и перестраивается в эпохи усиленного врезания. Но есть данные (см. часть четвертую), указывающие на усиление движений в те же эпохи. Поэтому отнесение движений к интервалам времени, следующим за формированием смещенной долины, вероятно, справедливо во многих случаях, но не всегда. Иногда движение начинается в ту же эпоху усиленного врезания, когда возникает соответствующее русло, и отделено от его формирования весьма малым промежутком времени.

Для определения кинематики взаимодействия плит и крупных блоков литосферы наряду с картированием и измерением смещений в подвижных зонах проводилось

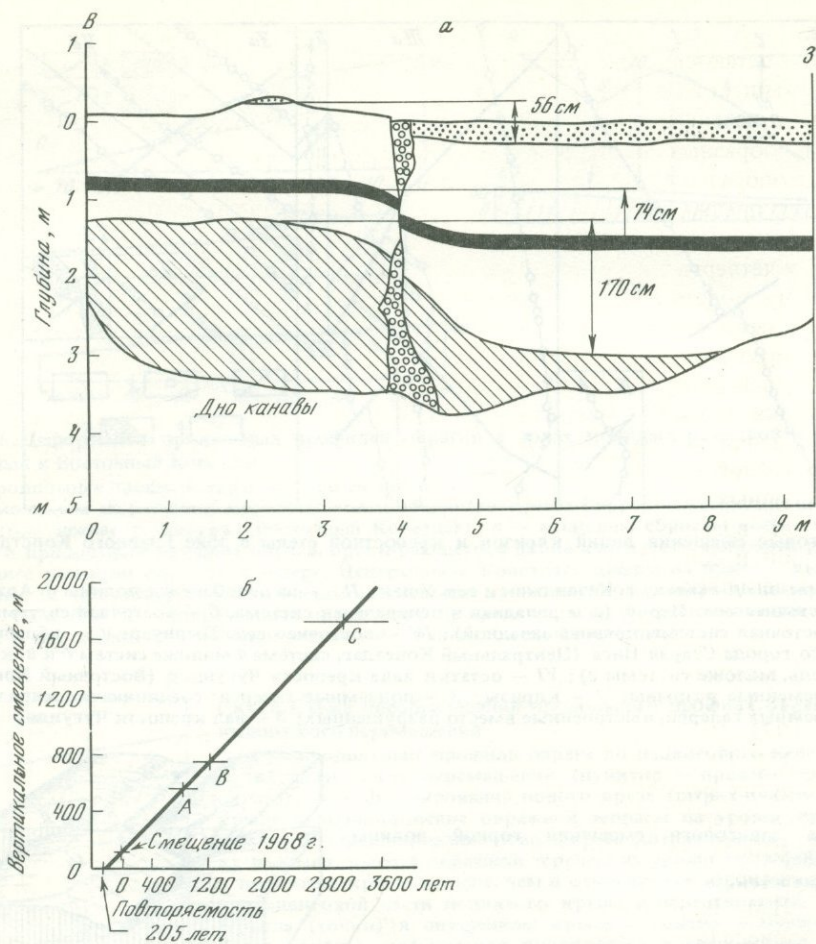


Рис. 10. Разрез канавы (а), вскрывшей разлом Койот-Крик (зона Сан-Хасинто) в эпицентральной области землетрясения гор Борrego 9 апреля 1968 г., и построенный на основании этого разреза график (б) зависимости вертикального смещения от длительности подвижки (по данным М.М. Кларка [Воггено..., 1972])

Кружки — зона разлома, прочие обозначения — разновозрастные слои

исследование пространственных соотношений структурных элементов и их относительных перемещений по методу парагенезисов структур, предложенному А.В. Лукьяновым [1965; Буртман и др., 1963].

Сопоставление геолого-геоморфологических, сейсмологических, геофизических, петрологических и гидрохимических данных и результатов дешифрирования космических снимков разного масштаба позволяет оценить глубины заложения молодых подвижных зон [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974; Ананьин, Трифонов, 1976; Геологическое..., 1978; Макаров, Шукин, 1979]. При этом наряду с зонами, отчетливо выраженными на поверхности и проникающими на большие или меньшие глубины, устанавливаются по косвенным признакам (сейсмичность, тепловой поток, вулканические и гидротермальные проявления) зоны, активные на глубине, но слабо или почти не выраженные на поверхности. Данные о глубинах, на которых те или иные подвижные зоны наиболее активны, дают возможность сопоставлять молодые структуры разных слоев литосферы, выявить черты их сходства и различия. Из-за неполноты и неоднозначности интерпретации данных о глубинном строении такие

сопоставления остаются гипотетическими, но совпадение данных, полученных разными методами, повышает их достоверность.

Итак, изучение молодых тектонических нарушений требует комплексного использования разнообразных методов и средств получения информации. Аэрокосмические снимки целесообразно применять для выделения и картирования позднечетвертичных нарушений, их предварительной диагностики и определения мест наиболее эффективных наземных наблюдений. Наземное изучение деформированных и смещенных элементов рельефа и четвертичных отложений позволяет установить тип нарушений, направление и величину молодых перемещений. С помощью прямых (радиоуглеродный, археологический и исторический) и косвенных (геолого-геоморфологическая корреляция смещенных образований и сравнение степени сохранности нарушений) методов с большей или меньшей точностью определяется возраст движений, а по возрасту и амплитуде — их средняя скорость. В наиболее изученных случаях удается устанавливать скорости перемещений за разные отрезки позднего плейстоцена и голоцена. Комплексное применение геолого-геоморфологических, сейсмологических, геофизических, петрологических данных и результатов дешифрирования космических снимков разного масштаба дает возможность гипотетически оценить глубину заложения молодых подвижных зон и сопоставить структуры разных слоев литосферы, выявляя случаи их согласного или дисгармонического развития.

Материалы, положенные в основу монографии, получены автором в процессе многолетних полевых исследований молодых тектонических нарушений Кавказа (1967, 1968 гг.), Копетдага (1962, 1968, 1969 гг.), Афгано-Таджикской депрессии и Памира (1973—1977 гг.), Джунгарского Алатау (1970 г.), Монголии (1980 г.), Исландии (1971—1973 гг.) и запада США (1976, 1978 гг.). Для анализа молодых нарушений других регионов, а также неотектоники и глубинной структуры широко использовались литературные данные и аэрокосмические снимки.

В полевых работах на территории СССР в разные годы совместно с автором участвовали Р.А. Агамирзоев, О.С. Деревянко, А.В. Долицкий, Т.П. Иванова, М.Л. Копп, В.К. Кучай, Л.М. Расцветаев, С.Ф. Скобелев, П.В. Флоренский, И.В. Щукина. Для успешного проведения полевых работ в Исландии большое значение имели помощь и поддержка участников Советской комплексной геолого-геофизической экспедиции АН СССР, и прежде всего ее руководителя В.В. Белоусова, Ю.Б. Гладенкова, А.В. Горячева, В.И. Кононова, Н.А. Логачева, Б.Г. Поляка, а также консультации и практические советы исландских специалистов К. Саймундссона, Тр. Эйнарссона, С. Тораринссона, Г. Палмасона и Т. Эйнарссона. Л.Х. Латтман, П. Молнар, Р. Уессон и Р.Е. Уоллес помогли автору выполнить полевые работы в штатах Калифорния, Невада и Юта США. В процессе этих работ ряд интересных геологических объектов показали автору К.Р. Аллен, М.К. Блейк, Р.Д. Браун, М.М. Кларк, А.М. Сарна-Возжицкий, К. Си, А. Дж. Сильвестер и Д. Херд. Весьма полезными были консультации и обсуждения результатов исследований с Н.А. Штрейсом, Г.П. Горшковым, И.Е. Губиным, С.А. Захаровым, Т.П. Ивановой, П.Н. Кропоткиным, В.К. Кучаем, В.И. Макаровым, Е.Е. Милановским, П. Молнаром, Н.И. Николаевым, П.Н. Николаевым, П.Е. Оффманом, А.С. Перфильевым, Ю.М. Пушаровским, Р.Е. Уоллесом, П.В. Флоренским, С.С. Шульцем мл., Ю.К. Щукиным, Р.А. Агамирзоевым, Т. Атуотер, М.А. Ахметьевым, А. Барнесом, В.С. Буртманом, У. Гамильтоном, А.Ф. Грачевым, А.Х. Лакенбруком, Л.Х. Латтманом, Н.В. Лукиной, Е.Х. МакКи, Н.Н. Павони, А.К. Певневым, В.С. Пономаревым, Т.Г. Раутиан, С.Ф. Скобелевым, Р.Б. Смитом, С.Л. Соловьевым, Дж. Стюартом, Р. Уессоном, Р.С. Уильямсом мл., В.Е. Хаинном, П. Хосбаяром, В.А. Швольманом. Большую практическую помощь в оформлении работы оказали Г.И. Волчкова, Е.Л. Знаменская, А.И. Кожурин, В.Н. Питомцев, Н.Р. Салахетдинов, Б.П. Шорин-Константинов, А.Л. Юшин. На всех стадиях исследования и обработки материалов автору помогали советы и рекомендации академика А.В. Пейве. Всем перечисленным лицам автор выражает глубокую признательность.

## РИФТОВАЯ СИСТЕМА ИСЛАНДИИ

### ГЛАВА ПЕРВАЯ

#### ОБЗОР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все более возрастающий в последние годы интерес к геологии Исландии связан с общим повышением интереса к геологии океанов и вызван тем, что Исландия находится на продолжении срединно-океанической рифтовой системы. Это определяет важнейшую задачу геологических исследований в Исландии: поиски наземного выражения рифтовой системы и выяснение на ее примере особенностей строения, развития и механизма образования океанических рифтовых структур.

Геологическое изучение Исландии отражено в трудах Г. Къяртанссона [Kjartansson, 1960—1969], Тр. Эйнарссона [Tr. Einarsson, 1958, 1962, 1965, 1967, 1968, 1971], С. Тораринссона [Thorarinsson, 1937, 1960, 1967a, b, 1969], Дж. Уокера [Walker, 1960, 1965; Bödvarsson, Walker, 1964], Р.В. ван Беммелена и М. Руттена [Bemmelen, Rutten, 1955; Rutten, 1971], Г. Сигвалдасона [Sigvaldason, 1964, 1968], Г. Палмасона [Palmason, 1971], П. Уорда [Ward, 1971], К. Саймундссона [Saemundsson, 1974], Тор. Эйнарссона [Th. Einarsson, 1968] и других ученых. Важнейшие результаты выполненных исследований суммированы в опубликованных сводках [Ахметьев и др., 1978; Исландия... , 1979; Palmason, Saemundsson, 1974], поэтому здесь нет необходимости их подробно анализировать. Ограничимся кратким обзором состояния проблемы.

Исландия сложена вулканическими породами и в меньшей степени продуктами их ледниковой и водной переработки. Древнейшие вулканические образования имеют радиологический возраст 16 млн. или, возможно 18 млн. лет [Palmason, Saemundsson, 1974, fig. 3]. Растительные остатки, найденные в древнейших слоях, определены М.А. Ахметьевым [Ахметьев и др., 1978] как позднеолигоценые — раннемиоценовые. Вулканическая деятельность продолжается до сих пор. Раньше предполагалось, что в интервале времени примерно между 10 и 3 млн. лет имел место перерыв в накоплении вулканических продуктов, отвечавший эпохе планации. Сейчас найдены вулканические серии, имеющие промежуточный радиологический возраст [Palmason, Saemundsson, 1974]. Непрерывность породообразования подтверждается, по мнению М.А. Ахметьева [Ахметьев и др., 1978], и особенностями эволюции ископаемой флоры. По-видимому, начиная с миоцена вулканическая деятельность происходила в Исландии без значительных перерывов, хотя зоны вулканизма разных эпох могли и не совпадать территориально [Saemundsson, 1974]. Среди вулканических пород Исландии резко преобладают лавы и вулканогенно-осадочные толщи базальтового состава (более 90%). За исключением крайних северной и южной частей острова, вулканизм и накопление вулканических продуктов происходили в континентальных условиях, как наземных, так и подводных. На севере Исландии, на п-ове Тъеднес [Эйнарссон, Гладенков, 1973; Bardarsson, 1925; Th. Einarsson, 1968] и на юге, в районе пос. Вик [Askelsson, 1960], развиты морские образования.

Для понимания структуры острова большое значение имели стратиграфические исследования. Они охватили прежде всего упомянутые разрезы морских отложений и позднее распространились на континентальные вулканические толщи. При расчленении последних использовались данные измерений остаточной намагниченности горных пород [Th. Einarsson, 1958, 1962, 1971; Wensink, 1964]. Были выполнены, хотя и

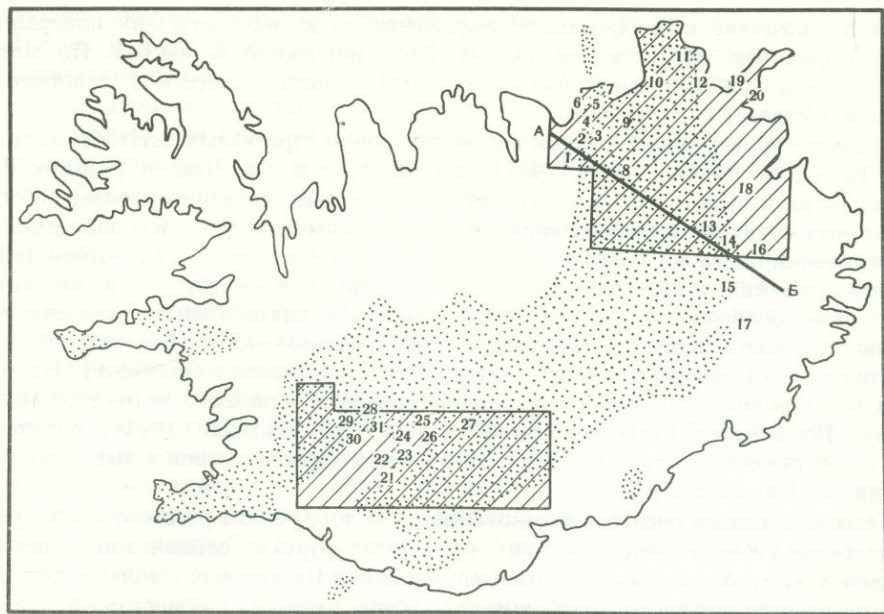


Рис. 11. Схема расположения невулканических зон Исландии (показаны крапом)

Заштрихованные контуры — области, изображенные на рис. 15, 17; А-А — линия профиля (см. рис. 21). Цифры — номера и местоположение стратиграфических разрезов (см. рис. 22, 23, 32)

далеко не в требуемом объеме, определения радиологического возраста пород [Palmason, Saemundsson, 1974, fig. 3; Saemundsson, Noll, 1974; Aronson, Saemundsson, 1975; и др.]. Однако общего, достаточно детального сопоставления разрезов разных районов до работ комплексной экспедиции АН СССР сделано не было.

В процессе стратиграфических, вулканологических и тектонических исследований составлялись геологические карты отдельных районов. Г. Кьяртанссон [Kjartansson, 1960—1969] свел данные о южной и западной частях страны на единую геологическую карту масштаба 1:250 000. Несмотря на весьма грубое и порой неверное стратиграфическое расчленение доголоценовых образований эта карта передает ряд закономерностей структурного рисунка невулканической зоны, особенно в областях молодой тектонической и вулканической активности. Более полно новый накопленный материал сведен на геологических и структурных картах К. Саймундссона [Saemundsson, 1972, 1974; Palmason, Saemundsson, 1974], однако и эти карты много теряют из-за недостаточности стратиграфического расчленения плиоцен-четвертичных толщ. Обращает на себя внимание также слабое отражение на упомянутых картах и в описаниях к ним доголоценовых разрывных нарушений. Исключением в этом смысле являются работы Тор. Эйнарссона (по геологии п-ова Тьеднес) и Тр. Эйнарссона (по геологии более южных районов), а также ряд других, в основном недавно опубликованных карт, построенных с использованием палеомагнитных данных.

В основе структурного районирования Исландии (рис. 11) лежит деление ее на области распространения неогеновых платобазальтов и области накопления позднеплиоценовых и четвертичных вулканитов — невулканические зоны. Крупнейшей среди них является Срединно-Исландская невулканическая зона, раздваивающаяся в южной части страны.

Уже в первых работах по геологии Исландии отмечались черты структуры Срединно-Исландской зоны, указывающие на ее формирование в условиях растяжения: зияющие трещины, кратерные цепи, грабены, вытянутые по простиранию зоны [Nielsen, 1929]. Дж. Уокер [Bödvarsson, Walker, 1964], считая внедрение даек главным отражением растяжения земной коры в Исландии и рассматривая современные зияющие

трещины в качестве поверхностного выражения даек, не достигших поверхности, определяет среднюю скорость растяжения Исландии около 6 мм/год. По мнению С. Тораринссона [1970], сделавшего подобный подсчет, скорость голоценового растяжения достигает 1–2 см/год.

Дж. Уокер, проводивший детальные исследования третичных платобазальтов на востоке Исландии [Walker, 1960, 1965], и И. Гибсон и Дж. Пайпер [Gibson, Piper, 1972] обосновали вывод о сокращении мощности и выклинивании лавовых потоков и базальтовых серий по мере удаления от неовулканической зоны и о последовательном прислонении более молодых потоков и серий к более древним. Принимая ширину зоны вулканических извержений примерно постоянной в разные эпохи, эти авторы считают такие особенности геологического строения платобазальтов связанными с длительно происходившим раздвижением. Оно реализовалось образованием даек, количество которых возрастает вниз по разрезу. Г. Бодварссон и особенно Г. Палмассон провели всестороннее изучение глубинного строения и теплового потока территории Исландии. По мнению Г. Палмассона [Palmason, Saemundsson, 1974], полученные данные также свидетельствуют о раздвижении земной коры примерно поперек простирающейся Срединно-Исландской зоны.

Приведенные данные послужили основанием для того, чтобы рассматривать Срединно-Исландскую неовулканическую зону в качестве отрезка осевой зоны спрединга литосферных плит Атлантического океана. Срединно-Исландская зона не находится, однако, на непосредственном продолжении соседних отрезков океанической рифтовой системы. Затухая к северному побережью острова, неовулканическая зона здесь далеко отстоит к востоку от южного окончания хр. Кольбейнсей. На юге Исландии неовулканическая зона разделена на две ветви, причем ее восточная ветвь затухает вблизи южного побережья и также отстоит к востоку от подводного продолжения рифтовой системы — хр. Рейкьянес.

Обобщение данных о распространении эпицентров землетрясений в Исландии и вблизи нее [Tryggvason et al., 1958; Sykes, 1967; Ward, 1971; Palmason, Saemundsson, 1974] выявило приуроченность эпицентров к полосам между затухающей на севере и юге Исландии Срединно-Исландской неовулканической зоной и соседними отрезками океанической рифтовой системы. Микроземлетрясения приурочены главным образом к тем же полосам, хотя имеют место и в других частях неовулканической зоны [Ward et al., 1969]. Выделенные полосы простираются на запад-северо-запад, почти широтно. Определение механизмов очагов землетрясений указало на наличие правого сдвига вдоль северной полосы [Sykes, 1967] и левого вдоль южной [Ward, 1971]. Изложенные данные послужили основанием для отнесения этих образований к категории трансформных зон, получивших название Тьорнесской на севере Исландии и Рейкьянесской — на юге. П.Л. Уорд [Ward, 1971], наиболее полно охарактеризовавший трансформные зоны Исландии, отмечает их сложное геологическое строение и значительную ширину — несколько десятков километров.

Несмотря на убедительность приведенных сейсмологических данных, остается сомнение в существовании указанных трансформных разломов, поскольку они слабо выражены на поверхности, и едва ли это обстоятельство можно объяснить, подобно П.Л. Уорду, действием эрозии и накоплением вулканических продуктов. Вдоль Рейкьянесской трансформной зоны местами простираются долины, отрезки береговой линии, вероятно предопределенные трещиноватостью, единичные разрывы и магмоподводящие трещины [Ward, 1971], но они теряются в массе нарушений "рифтового" направления. Полнее "трансформное" направление структур проявлено в Тьорнесской зоне. Согласно С. Тораринссону [Thorarinsson, 1937], здесь сочетаются прямолинейные отрезки тектонически обусловленных долин и участков побережья субмеридионального и северо-западного простираний. К. Саймундссон [Saemundsson, 1974] показал, что в Тьорнесской зоне преобладают нарушения и вулканические цепи "рифтового" направления, которые в отличие от аналогичных образований собственно рифтовой зоны сравнительно непротяженны, но, как и на западном борту рифта,

удревняются с востока на запад. Южным ограничением Тьорнесской зоны является Хусавикская система разрывов, простирающаяся на северо-западе в южной части п-ова Тьёднес и продолжающаяся на смежную часть шельфа. Различия в возрасте пород и вулканических цепей по обе стороны Хусавикских разрывов дали К. Саймундссону основание предполагать сравнительно молодой (не древнее 0,7 млн. лет) правый сдвиг на 5 км в районе о-ва Гримсей и почти 60-километровое правое смещение вдоль всей Тьорнесской зоны за длительное время ее существования. Последняя цифра представляется, однако, недостаточно обоснованной.

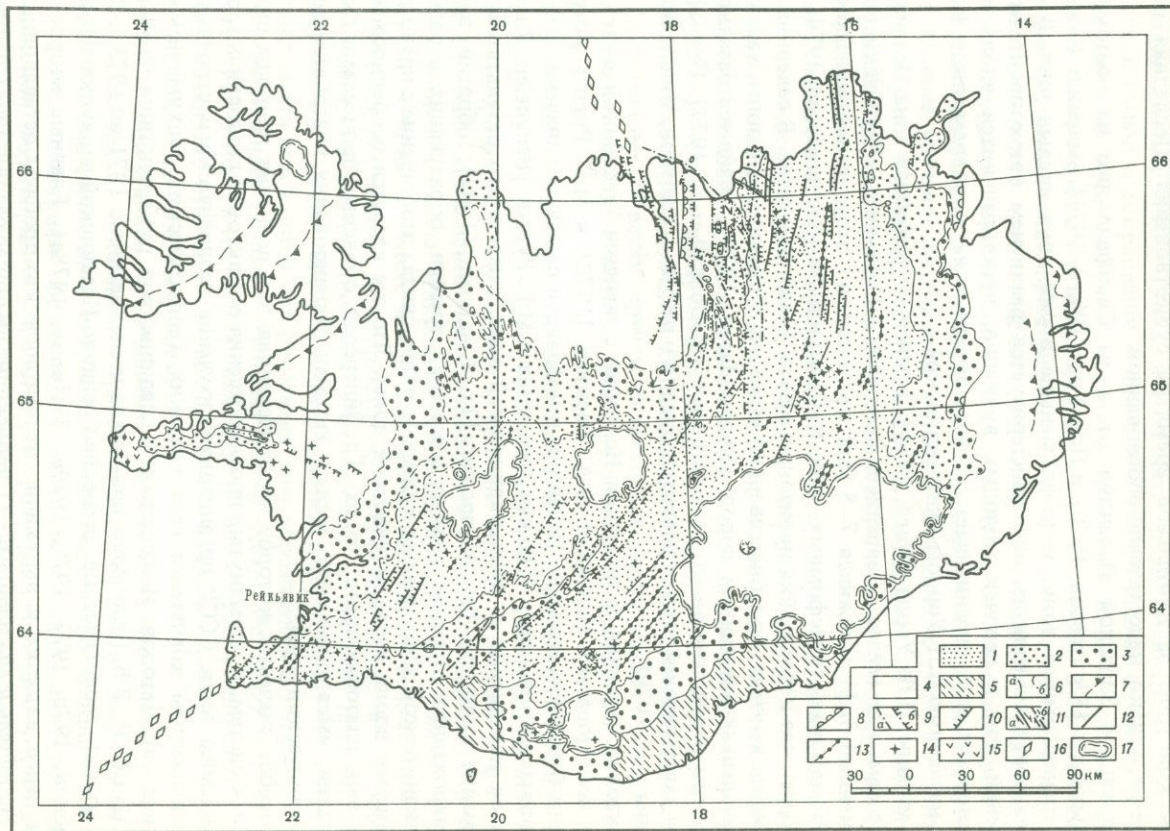
Наконец, в Западной Исландии от п-ова Снайфедльснес на восток-юго-восток Х. Сигурдссон [Sigurdsson, 1970] и П.Л. Уорд [Ward, 1971] выделили Снайфедльснесскую трансформную зону, которая меньше и уже двух предыдущих. В отличие от них она почти асейсмична, но характеризуется развитием как относительно древних нарушений, так и цепочек молодых вулканов, простирающихся вдоль зоны. Снайфедльснесская зона ограничивает с севера западную ветвь современного Исландского рифта, названную П.Л. Уордом Тингведдирской.

По мнению П.Л. Уорда [Ward, 1971], в миоцене рифтовая зона Исландии находилась не там, где сейчас, а западнее: на линии Рейкьянес — Лаунгйёкюдль — Скага. Современный рифт заложился 7—8 млн. лет назад, и с этого времени началось развитие трех упомянутых трансформных зон. К. Саймундссон [Saemundsson, 1974] убедительно показал, что перестройка произошла около 4 млн. лет назад. В северной части древнего рифта, которая, подобно северной части неовулканической зоны, характеризуется синклиналим залеганием пород [Saemundsson, 1974], найдены базальты с радиологическим возрастом около 5—6 млн. лет [McDougall et al., 1977]. Они сформировались на завершающей стадии развития древнего рифта [Белоусов, Милановский, 1975; Исландия. . . , 1979].

Трактовку строения и эволюции Исландии с позиции "тектоники плит" разделяют не все исследователи Исландии. В.А. Баскина [1972] и М.Г. Руттен [Rutten, 1971] отмечали блоковое строение Исландии и придавали решающее значение вертикальным движениям земной коры. Р.В. ван Беммелен и М.Г. Руттен [Bemmelen, Rutten, 1955], признавая растяжение в неовулканической зоне, считали его результатом сводового воздымания острова. Тр. Эйнарссон [Tr. Einarsson, 1967], обратив внимание на эшелонированное строение многих открытых трещин, образующих в разных частях неовулканической зоны правые кулисные ряды, связал это явление с правосдвиговыми смещениями вдоль неовулканической зоны. Что же касается особенностей залегания неогеновых платобазальтов, то их Тр. Эйнарссон объяснил процессами складчатости и планации, имевшими место между эпохами формирования платобазальтов и пород неовулканической зоны.

То особое значение, которое имеет Исландия для познания природы океанических рифтовых систем, и упомянутые противоречия в трактовке геологии острова побудили Академию наук СССР организовать изучение геологического строения Исландии с использованием комплекса геологических, геофизических, геохимических и гидрогеологических методов. Исландская экспедиция под руководством члена-корреспондента АН СССР В.В. Белоусова проводила исследования с 1971 по 1973 г. В ее составе автор изучал геологическое строение Срединно-Исландской неовулканической зоны [Трифонов, 1976, 1977, 1978, 1979а; Trifonov, 1978а]. Главные вопросы, которые стояли перед автором и вытекали из тектонических проблем, остававшихся нерешенными, сводились к следующему: 1) происходит ли общее раздвижение Срединно-Исландской зоны, и если да, то как оно происходит? 2) какова геологическая структура поперечных зон нарушений, как они зародились и развиваются?

Для того чтобы ответить на эти вопросы, автор прежде всего проанализировал наиболее хорошо сохранившиеся и доступные для изучения голоценовые и позднестепенные нарушения и структурные формы, которые затем сравнил с более древними образованиями. Полученные результаты излагаются ниже.



МЕХАНИЗМ РАЗДВИГАНИЯ  
СРЕДИННО-ИСЛАНДСКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

## ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ РАЗДВИГАНИЕ

В осевой части Срединно-Исландской зоны (рис. 12) широко распространены продольные (субмеридиональные) голоценовые тектонические нарушения типа трещин растяжения (раздвигов), сбросов и сбросо-раздвигов.

Зияющие трещины растяжения с неровными, "рваными" краями и обычно полузасыпанным дном иногда протягиваются непрерывно на расстояния до первых километров, а чаще разделены на отдельные отрезки протяженностью до сотен метров. Характерны сочетания нескольких трещин, ветвящихся и надстраивающих одна другую. Ширина зияния — от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. В последнем случае величина зияния обычно превышает величину растяжения при образовании трещин, возрастая от обрушения со стенок последней блоков и обломков пород, разобщенных мелкими трещинами, простирающимися вдоль основного нарушения. Именно эти обломки, осыпаясь в трещину, уменьшают ее глубину.

Сбросы выражены уступами, вдоль которых происходит обрушение обломков пород поднятого крыла. Последнее затрудняет определение наклона сместителя. В тех случаях, когда сместитель удастся измерить, он достаточно крут и нередко приближается к  $90^\circ$ . Амплитуда голоценовых сбросов, измеренная по смещениям поверхностей голоценовых лавовых потоков, обычно не превышает нескольких метров. Вдоль одного из разрывов западнее Тейстарейкира (восточный обрыв горы Кистюфедль) зафиксировано опускание по сбросу восточной части позднеплейстоценовой троговой долины до 50 м, но это может быть суммарным эффектом перемещений не только за голоцен, но и за самый конец плейстоцена.

Сбросы обычно сопровождаются раздвигами как по основному сместителю, так и по мелким трещинам, простирающимся вдоль него. С таким раздвиганием связаны специфические присбросовые формы. Иногда это примыкающий к основному сместителю блок пород, наклоненный в сторону опущенного крыла (рис. 13, а). Но более характерен небольшой встречный сброс и заключенный между ним и основным сбросом протяженный грабен шириной до 20—30 м (рис. 13, б). Под действием эрозии грабен теряет морфологическую определенность и становится узкой ложбиной в присбросовой части опущенного крыла. В неовулканической зоне удается наблюдать все стадии такого изменения.

Продольные раздвиги, сбросы, сбросо-раздвиги и сбросо-сдвиги, как справедливо отметил К. Саймундссон [Saemundsson, 1974], группируются в пределах неовулканической зоны в несколько пучков интенсивных линейных деформаций, разделенных участками, где подобные нарушения сравнительно редки. В северной части зоны нами выделяются четыре главных пучка: Восточный Тьеднес — Виндбелгьярфьядль,

Рис. 12. Структурно-геологическая карта Исландии. Составил В.Г. Трифонов (по данным Тр. Эйнарсона [Tr. Einarsson, 1958, 1962, 1968], Г. Кьяртанссона [Kjartansson, 1960—1969], К. Саймундссона [Saemundsson, 1974; Palmason, Saemundsson, 1974] М.А. Ахметьева, А.Р. Гептнера, Ю.Б. Гладенкова, Е.Е. Милановского [Ахметьев и др., 1978; Исландия..., 1979] и личным наблюдениям)

1 — плейстоцен и голоцен (моложе 0,7 млн. лет); 2 — верхний плиоцен и эоплейстоцен (3—0,7 млн. лет); 3 — нижний плиоцен (примерно 5,5—3 млн. лет); 4 — миоцен (18—5,5 млн. лет); 5 — четвертичные терригенные отложения; 6 — границы стратиграфических комплексов: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — маркирующие горизонты в миоцене; 8 — плиоценовые флексуры; 9 — плейстоценовые разрывы: а — с неизвестным направлением перемещения, б — сбросы; 10 — голоценовые сбросы и сбросо-раздвиги; 11 — сдвиги: а — голоценовые, б — плейстоценовые; 12 — голоценовые зияющие трещины; 13 — голоценовые и позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины; 14 — голоценовые и позднеплейстоценовые одиночные вулканы; 15 — голоцен-среднеплейстоценовые вулканы центрального типа с кислыми и средними дифференциатами; 16 — осевая часть подводного продолжения рифта; 17 — границы ледников

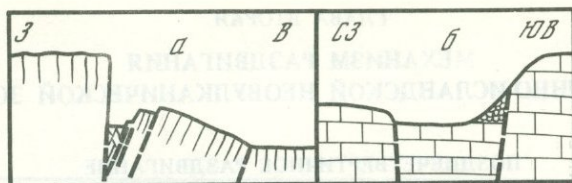


Рис. 13. Поперечные разрезы через голоценовые сбросо-раздвиги

*a* — сбросо-раздвиг, сопровождающийся приразрывной ступенью, наклоненной в сторону опущенного крыла (западнее церкви в Тингведлире); *b* — сбросо-раздвиг, сопровождающийся узким приразрывным грабеном в опущенном крыле (2, 3 км северо-западнее сел. Рейкьяхлид)

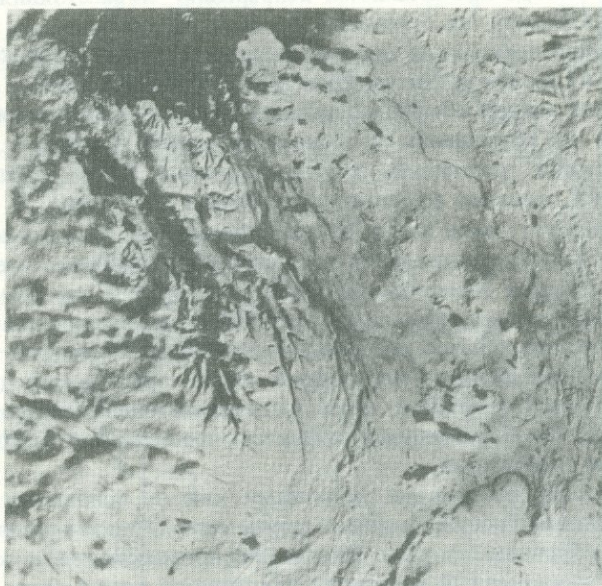


Рис. 14. Сканерное изображение северной части Срединно-Исландской зоны, полученное со спутника Ландсат-1 9 марта 1973 г.; спектральный канал 0,8–1,1 мкм [Исландия..., 1979]

Асхейди — Блауфьядль, Бликалон — Свейнагья, Хроссаборг — Аскья (рис. 14, 15 — вкл., 16). Такие же пучки есть на юге неовулканической зоны (рис. 17, вкл.).

Специфическую группу голоценовых структурных форм образуют вулканические постройки трех типов: крупные центральные вулканы, щитовые вулканы и зоны трещинных извержений. Вулканы двух последних типов обычно характеризуются базальтовыми излияниями (исключением являются системы смешанных трещинных извержений Геклы, несколько меньших по размеру кратерных цепей восточнее Геклы, и дацитовый вулкан в цепи кратеров севернее Лудента). В вулканах центрального типа наряду с базальтовыми, как правило, имели место извержения материала кислого и среднего состава.

В отличие от щитовых вулканов и зон трещинных излияний центральные вулканы характеризуются длительным развитием, продолжающимся поныне извержениями и термальными проявлениями [Saemundsson, 1972, 1974; Palmason, Saemundsson, 1974]. К числу центральных вулканов относятся постройки Аски [Sigvaldason, 1964, 1968] и Краблы [Saemundsson, 1974]. Если первые следы развития структуры Аски относятся к позднему плейстоцену, то структура Краблы начала развиваться по меньшей мере с конца среднего плейстоцена. Для них характерны кольцевые обрушения. В районе Аски (см. рис. 14, 15) отчетливо видны две вложенные одна в другую системы кольцевых обрушений, причем внутреннее кольцо, возникшее в XIX в. и

Рис. 16. Голоценовые разрывы и вулканические цепи района горы Намафьядль (средняя часть пучка Аскейди — Блауфьядль, Северная Исландия, аэрофотоснимок)



заполненное водами оз. Оскьюватн, смещено к юго-востоку относительно более древнего голоценового кольца. Высота сбросовых уступов, образующих эту кальдеру, достигает нескольких десятков метров. По западному и северному склонам вулкана выделяется прерывистая дугообразная депрессия, окружающая внешнее кольцо кальдеры на расстоянии 1—5 км от него. Хотя четких сбросовых уступов в депрессии не видно, можно предположительно рассматривать ее в качестве реликта третьего, самого внешнего уступа кальдеры. Возраст его — поздний плейстоцен — ранний голоцен.

Вдоль среднего уступа кальдеры прослеживается система зияющих трещин, сбросов и кратерных цепочек северо-северо-восточного простирания. Часть их совпадает с западным краем этого уступа, предопределяя его расположение и форму. На северо-востоке кальдеры видны конусы мелких вулканов извержения 1961 г. Большая их часть группируется в цепочку запад-северо-западного простирания, примерно на продолжении которой к востоку находится грабенообразная депрессия, пересекающая внешний склон вулкана. На южном борту депрессии видны две параллельные ее краю и прислоненные одна к другой цепочки вулканических жерл позднего плейстоцена — раннего голоцена. Наличие этой зоны нарушений определяет прямолинейность значительного участка северного ограничения кальдеры. В целом же с сочетанием северо-северо-восточных и более редких запад-северо-западных голоценовых нарушений связана частичная полигональность среднего уступа кальдеры.

К центральным вулканам приурочены мелкие эксплозивные кратеры типа Вити-Аскея и Вити-Крабла. Они отличаются от собственно вулканических кратеров характером залегания вулканических пород в стенках кратера и вокруг него.

К. Саймундссон [Saemundsson, 1974] считает, что центральные вулканы приурочены к срединным частям пучков линейных нарушений, где интенсивность последних особенно велика. Однако обращает на себя внимание то, что есть пучки, с которыми не связаны центральные вулканы, и вместе с тем на центральных вулканах и рядом с ними появляются нарушения, ориентированные косо к простиранию неовулканической зоны. Они относительно редки, но характерны, и вдоль одного из них расположена, в частности, упомянутая выше цепь вулканических аппаратов Аскей, возникших в 1961 г. Возможно, пересечение разрывов разных направлений также играет определенную роль в локализации центральных вулканов [Ward, 1971].

Щитовые вулканы до 10 км в поперечнике и высотой до первых сотен метров имеют один или несколько небольших котлообразных вершинных кратеров. Если кратеров несколько, то линейности в их расположении нет. Иногда в пределах одного кратера различается несколько вложенных одно в другое углублений (Тейстарейкья-бунга).

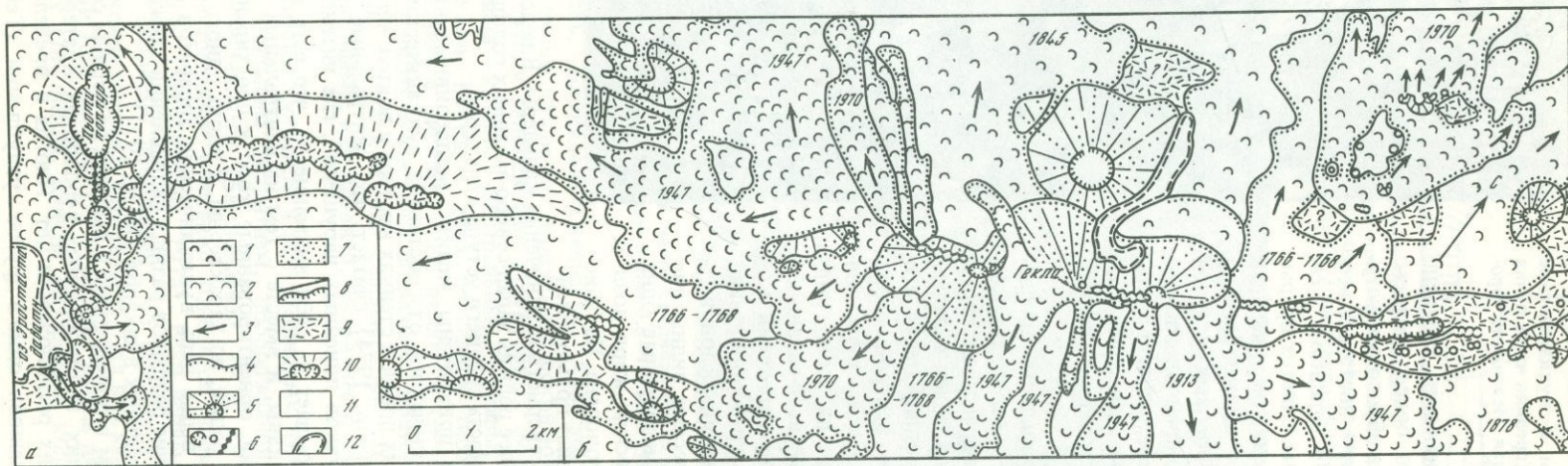


Рис. 18. Кратерные цепи и системы длительного развития

*a* — голоцен-позднеплейстоценовая кратерная цепь Эростадаватн — Лютиполлур; *б* — голоцен-позднеплейстоценовая кратерная система Гекла

1—8 — голоценовые образования: 1 — риолитовые лавовые потоки, 2 — базальтовые лавовые потоки, 3 — направление течения лав, 4 — границы голоценовых лавовых потоков, 5 — шлаковые конусы, 6 — кратеры и кратерные цепи, 7 — аллювиальные отложения, 8 — разрывы (зубчиками показано направление перемещения по сбросам); 9, 10 — позднеплейстоценовые образования: 9 — вулканиты формации Моберг, 10 — вулканические конусы и хребты с кратерами посередине; 11 — позднеплейстоценовые вулканические образования; 12 — границы оз. Эростадаватн на *a* и ледника на *б*. Цифры — годы излияния лавовых потоков

Местами наблюдаются скопления совсем мелких щитовых вулканов (до 1 км в поперечнике), причем линейность в их расположении также отсутствует.

Зоны трещинных излияний обычно выражены цепями шлаковых конусов с котлообразными кратерами посередине. Морфология цепей варьирует от отдельных конусов, расположенных на одной линии (Лудент и севернее), до небольшого двойного хребта, осевое понижение которого состоит из кратеров, разделенных лишь узкими перегорodkaми (Лудентсборгир). Если по какой-либо причине шлаковых конусов при извержении не возникало, зону трещинных излияний порой бывает трудно обнаружить, и ее положение реконструируется лишь по направлению излияния лав. Таковы отчасти зона трещинных извержений XVIII в. в районе Лейрхнюкура и одна из редких цепочек риолитовых вулканических жерл в центральном вулкане Торвайёкудль южнее оз. Эроस्ताдаватн.

С. Тораринссон [Thorarinsson, 1967b] высказал мнение, что формирование большей части кратерных цепей и извержения по ним происходили одноактно в течение сравнительно короткого отрезка времени (месяцы, редко годы): Он подтвердил это рядом примеров, среди которых, пожалуй, самым убедительным было образование кратерной цепи Лаки в 1783 г. [Thorarinsson, 1969]. Кажущаяся многоэтапность формирования некоторых кратеров этой цепи оказывается отражением отдельных стадий единого извержения.

Однако далеко не во всех случаях дело обстоит указанным образом. Так, от центрального вулкана Торвайёкудль на северо-восток протягивается кратерная цепь Эроस्ताдаватн — Льотиполлур (рис. 18, а). Она последовательно представлена: небольшим голоценовым риолитовым кратером; полуразрушенным кратером последней ледниковой эпохи; голоценовым кратером с вложенным в него хорошо сохранившимся "дочерним" вулканическим конусом с малым кратером посередине; тремя полуразрушенными кратерами последней ледниковой эпохи, нарушенными голоценовым сбросом. От края северного из этих кратеров протягивается цепочка мелких позднеголоценовых центров извержений, образующих узкую и неглубокую депрессию, ограниченную сбросами. Цепочка причленяется к системе слившихся раннеголоценовых кратеров Льотиполлур, на продолжении которой после небольшого перерыва различается система более крупных полуразрушенных голоценовых кратеров, прорезанных р. Тунгнау. Подобные одиночные и попарно слившиеся кратеры видны на продолжении рассматриваемой системы далее к северо-востоку. Все перечисленные кратерные формы находятся на одной линии и, кроме первой, сложены материалом базальтового состава. Их возраст — от позднего плейстоцена до позднего голоцена.

Гекла являет собой уникальный для Исландии пример зоны трещинных извержений, систематически поставлявших не только базальтовый, но и более кислый материал [Thorarinsson, 1967a,b]. В отличие от предыдущего примера, где отдельные вулканы образуют единую кратерную цепь, в районе Геклы имеет место сложное сочетание цепей и отдельных мелких центров извержений, возникших на разных стадиях развития этого крупного вулканического центра (рис. 18, б). Можно выделить, однако, главную систему кратерных цепочек, проходящую через основную вершину горы. Она начинается на северо-востоке раннеголоценовыми кратерами, далее возле основной вершины (высота 1491 м) имеет преимущественно позднеголоценовый и современный возраст, но еще юго-западнее вновь удревняется и на горе Селсундсфьядль представлена цепочками позднеплейстоценовых кратеров.

По-видимому, развитие кратерных цепей, а тем более систем из нескольких надстраивающих одна другую цепочек нередко происходит достаточно долго. Кстати, непосредственно рядом с горой Лаки, по которой названа упоминавшаяся кратерная цепь, обнаружены реликты параллельной цепочки кратеров, сложенной позднеплейстоценовыми гиакокластами.

Цепи конусов и вулканических кратеров нередко наследуются амагматическими трещинами растяжения (Лейрхнюкур, район западнее Лудента). На Дальгьядле, в

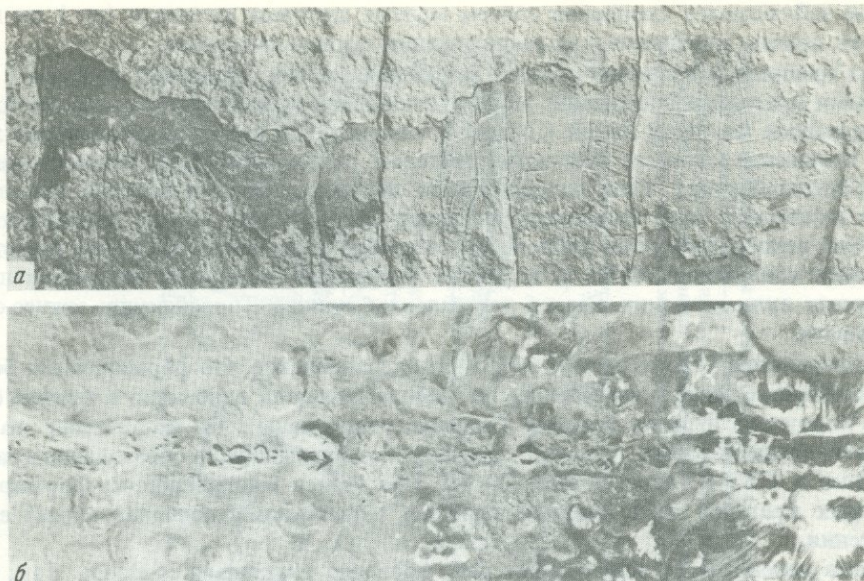


Рис. 19. Соотношения голоценовых разрывов и кратерных цепей [Трифонов, 1979а]

*a* — цепочка мелких лавовых вулканов вдоль голоценового сбросо-раздвига юго-восточнее щитового вулкана Веггьябунга (Северная Исландия, аэрофотоснимок); *б* — переход по простиранию кратерной цепи в грабен восточнее оз. Тоурисвати (Южная Исландия, аэрофотоснимок) — переход происходит на границе горного массива, сложенного позднеплейстоценовой формацией Моберг

Свейнагге, в районах восточнее Веггьябунга (рис. 19, *a*), возле Деттифосса и в ряде других мест трещинные извержения происходили непосредственно по раздвигам и сбросо-раздвигам, продолжаясь амагматичными участками таких нарушений. Наблюдались случаи перехода кратерных цепей по простиранию в грабены (см. рис. 19, *б*). Это позволяет считать зоны трещинных извержений разновидностью раздвигов и сбросо-раздвигов, под которыми неглубоко находился магматический очаг; поступавший из него материал достигал поверхности.

Позднеплейстоценовые образования представлены моренами и специфическим комплексом пиллоулав, гиалокластитов, гиалобрекчий и туфов преимущественно базальтового состава. Этот комплекс, выделенный под названием формации Моберг, был детально изучен Р.В. ван Беммеленом и М. Руттенем [Bemmelen, Rutten, 1955], пришедшими к выводу о его подледном образовании. Такое объяснение сейчас разделяется большинством исследователей, хотя Тр. Эйнарссон [Tr. Einarsson, 1962] высказывал мнение об ином (подводном и субазральном) происхождении ряда построек этого типа. В последние годы появилось стратиграфическое использование термина "формация Моберг" [Эйнарссон, Гладенков, 1973; Th. Einarsson, 1968]. К ней отнесены все вулканические образования моложе 0,7 млн. лет, но древнее позднего плейстоцена. В настоящей работе используется прежнее фациальное толкование формации Моберг и разделяется мнение о ее преимущественно подледном образовании.

Обособление и изучение разрывных нарушений позднего плейстоцена затруднено неопределенностью возрастной привязки разрывов. В восточной части п-ова Тьёднес предположительно относятся к позднему плейстоцену хорошо сохранившиеся разрывные уступы, запечатанные мореной последнего оледенения или подвергшиеся в то время ледниковой обработке. Некоторые из таких разрывов после позднеплейстоценового оледенения, вероятно, испытали повторные (голоценовые) подвижки и сейчас неотличимы от голоценовых разрывов, широко развитых на востоке Тьёднеса. Морфологически позднеплейстоценовые разрывы сходны с голоценовыми и относятся к числу сбросов и сбросо-раздвигов. Более обоснованно отнесение к позднему плейстоцену

сбросов в урочище Калдидалур юго-западнее ледника Лаунгйёкюдль на юге Исландии. Здесь у западного основания горы Хедагисхнукур наблюдается сброс, который смещает среднеплейстоценовые базальты, но перекрыт верхнеплейстоценовыми туфами и гиалокластитами. Амплитуда сброса до 10 м.

Интересные тектонические результаты дает изучение морфологии позднеплейстоценовых вулканов. Помимо того что позднеплейстоценовые вулканы формации Моберг участвуют в строении упомянутых выше центральных вулканов, они образуют постройки двух типов: вулканические хребты и столовые горы [Bemmelen, Butten, 1955; Sigvaldason, 1968]. Хребты состоят из сближенных вулканических конусов и имеют заостренную или плоскую вершину. В последнем случае их поперечное сечение близко к сечению столовых гор, которые представляют собой более изометричные постройки и в отличие от вулканических хребтов иногда перекрыты субэвральными базальтами, извергнутыми на заключительной стадии развития вулкана.

Залегание вулканических пластов и линз как в столовых горах, так и в хребтах чаще всего грубо повторяет их современный рельеф. Отмечаются небольшие осложняющие складки и надвиги, вероятно, оползневой происхождения. Нередко, однако, склоны вулканических построек подвергались настолько сильной эрозии, прежде всего ледниковой, что сейчас обнажают внутренние части вулканических построек, где залегание пластов и линз не соответствует современному рельефу (гора Хердубрейди). При этом обнаруживается, что пиллоулавы чаще всего приурочены к внутренним частям построек, тогда как гиалокластиты и туфы их облекают. Между обеими группами пород наблюдаются переходные разности, представленные "подушками" пиллоулавы и их обломками, заключенными в большее или меньшее количество гиалокластита.

Постройки формации Моберг прорваны дайками, совпадающими по составу с пиллоулавами (Леирхньюкур). Местами обнаруживаются нежки и цепочки нежков того же состава, регистрирующие положение разрушенных центров извержений (Сандахньюкур). В условиях лучшей сохранности на вершинах столовых гор нередко наблюдаются кратеры (горы Сатнаботнафьядль, Байарфьядль, Гайсафьедль в северной части неовулканической зоны). Иногда кратеры занимают всю вершину горы, усиливая сходство такой постройки с обычным вулканическим конусом. Кратеры и цепочки кратеров часто расположены и вдоль вулканических хребтов (Фьогруфьодль, рис. 20). Залегание вулканических пластов и линз в таких кратерах сходно с тем, что наблюдается в голоценовых кратерах. Очевидно, такие кратеры и кратерные цепи были центрами позднеплейстоценовых извержений. Местами их настолько много, что гребень вулканического хребта представляет собой лишь перемычку между соседними кратерами (Нордурнамур, отчасти Фьогруфьодль). От таких хребтов можно наблюдать всю гамму переходов к хребтам, оси которых пронизаны нежками и дайками, т.е. совпадают с местами извержений (Брайдравирки).

Учитывая специфику подледных извержений, Р.В. ван Беммелен и М.Г. Руттен отождествили столовые горы с щитовыми вулканами, а вулканические хребты — с зонами трещинных извержений голоцена. Если голоценовые щитовые вулканы не обнаруживают приуроченности к каким-либо определенным элементам структуры неовулканической зоны, то эруптивные трещины (зоны трещинных извержений) определенно тяготеют к упомянутым выше пучкам голоценовых нарушений. При всех неровностях рельефа, обуславливающих направление течения лавовых потоков, пучки линейных нарушений характеризуются в целом большими мощностями голоценового вулканического материала, нежели разделяющие их участки, где значительные мощности отмечаются лишь в непосредственной близости к щитовым вулканам. Та же пространственная приуроченность выявляется для позднеплейстоценовых вулканических построек. Отдельные столовые горы встречаются в разных частях неовулканической зоны, тогда как вулканические хребты и цепочки столовых гор приурочены к пучкам голоценовых нарушений или образуют параллельные им системы, вероятно представляющие собой современное выражение подобных позднеплейстоценовых пучков, ныне утерявших вулкано-текто-



Рис. 20. Позднеплейстоценовая кратерная цепь, сложенная вулканитами формации Моберг (Южная Исландия восточнее оз. Лангисйор, аэрофотоснимок)

ническую активность. Для позднеплейстоценовых вулканитов в силу специфики их образования мало характерны фации, существенно удаленные от центров извержений. Поэтому нарастание мощностей в пучках позднеплейстоценовых линейных нарушений выражено более отчетливо, чем в голоценовых пучках.

Морфология голоценовых и позднеплейстоценовых тектонических нарушений и вулканических построек показывает, что в Срединно-Исландской неовулканической зоне сейчас происходят характерные процессы рифтогенеза. Здесь имеет место горизонтальное растяжение коры, проявляющееся в образовании открытых трещин и сбросо-раздвигов, частично используемых магматическим материалом, извергающимся на поверхность. Средняя скорость растяжения, грубо подсчитанная на севере зоны путем суммирования раздвигания по отдельным разрывам, как служившим каналами извержений, так и амагматичным, близка для голоцена к 1 см/год. Голоценовое и позднеплейстоценовое растяжение было рассредоточено в широкой полосе (30–40 км для голоцена в северной части неовулканической зоны и почти 100 км в ее южной части), но в пределах полосы реализовалось преимущественно в сравнительно узких пучках продольных разрывов и трещин. Такие пучки служили основными подводящими каналами магмы, в них и вблизи них концентрировалась большая часть извергнутого вулканического материала. Голоценовые и позднеплейстоценовые разрывные нарушения и вулканические постройки исчерпывают все разнообразие структурных форм Срединно-Исландской неовулканической зоны. Сравнение с ними позволяет понять природу более древних образований этой зоны и характер ее тектонической эволюции.

#### РАЗВИТИЕ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ

Позднечетвертичные тектонические нарушения лучше всего сопоставляются с более древними структурными элементами в северной части неовулканической зоны, где допозднечетвертичные образования представлены достаточно полно, а общая структура зоны относительно проста.

Толщи пород, слагающих Срединно-Исландскую неовулканическую зону, объединены в настоящей работе под названием неовулканической серии. В северной части Срединно-Исландской зоны серия образована базальтовыми потоками и вулканогенными породами формации Моберг с горизонтами морен, тиллитов и флювиогляциальных отложений. Базальты и другие вулканиты основного состава чаще всего близки к толеитам. В центральных вулканах, как отмечалось выше, присутствуют в подчиненном количестве породы среднего и кислого состава. В единичных случаях они встречаются и вне структурно выраженных центральных вулканов, хотя и в непосредственной близости к ним (Тейстарейкир, Лудент). В северо-западной части зоны, на п-ове Тьёднес, развиты морские и прибрежно-морские осадки.

Древнейшие горизонты неовулканической серии имеют на востоке зоны радиоло-

гический возраст около 3 млн. лет [McDougall, Wensink, 1966] и, по данным палеомагнитных измерений, относятся к эпохе Гаусса. Без видимого несогласия, но возможно, с разрывом они залегают (Йокулсдалур, Лагарфльоут) на сравнительно мало мощной нижнеплиоценовой толще, которая в значительной мере представлена осадочными породами с растительными остатками [Ахметьев и др., 1978; Saemundsson, 1974]. Под ними покоятся мощные миоценовые вулканические серии, имеющие в верхней части радиологический возраст около 10–12 млн. лет [Saemundsson, 1974; Palmason, Saemundsson, 1974, fig. 3]. В западной части неовулканической зоны нижнеплиоценовые отложения развиты лишь на западе п-ова Тьёднес, где, по данным Ю.Б. Гладенкова [Эйнарсон, Гладенков, 1973; Ахметьев и др., 1978], морские слои с нижнеплиоценовой фауной с разрывом залегают на миоценовых (?) базальтах. В базальных горизонтах морской серии найдена нижнеплиоценовая флора [Ахметьев и др., 1978]. В более южных районах западной части Срединно-Исландской зоны и на крайнем севере (восточная часть п-ова Мельраккасльетта и южное побережье Тистиль-фьорда) разрезы неовулканической серии начинаются маломощным верхнеплиоценовым горизонтом в основании эоплейстоцена; непосредственно ниже лежат миоценовые (?) базальты.

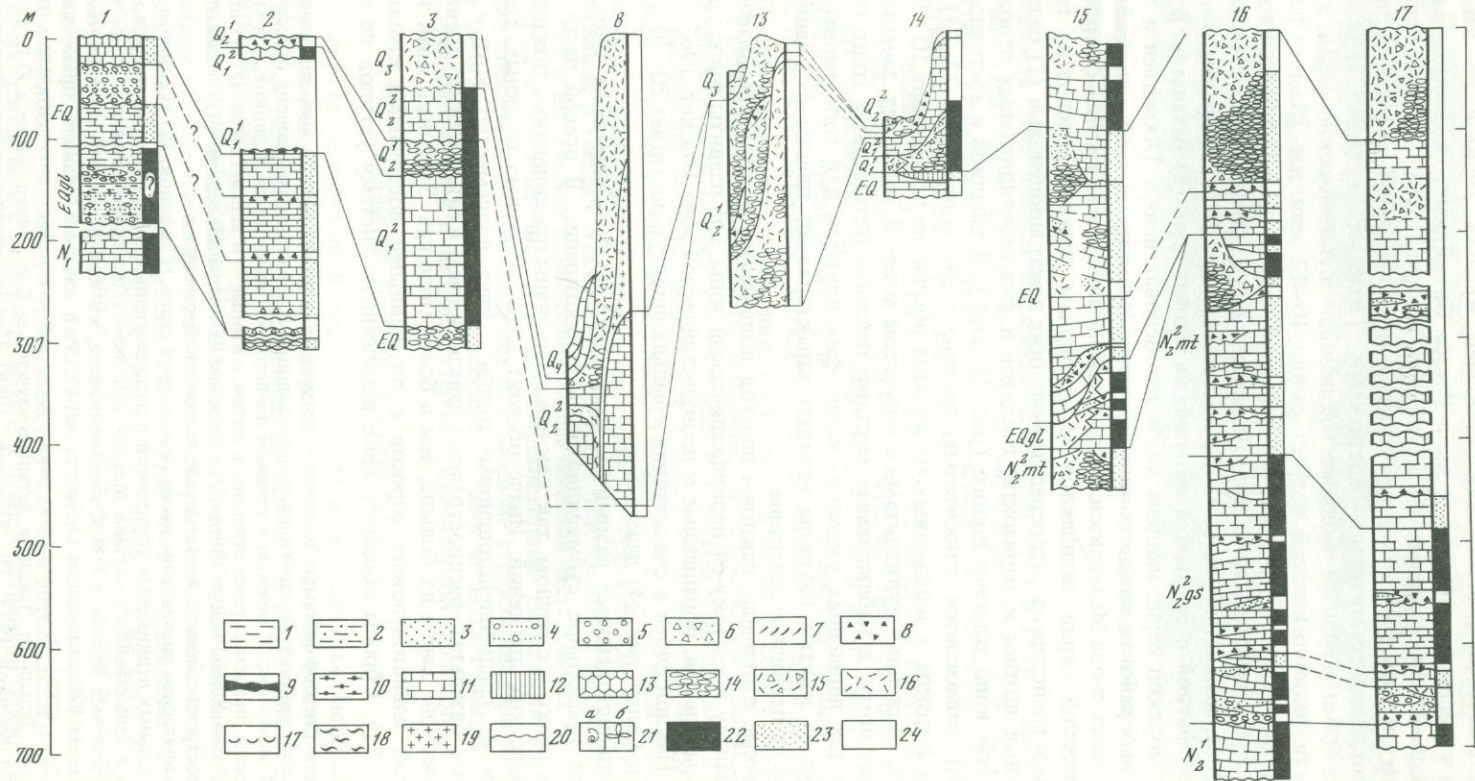
Базальтовые потоки и горизонты тиллитов и флювиогляциальных отложений неовулканической зоны залегают полого (рис. 21, вкл.). В западной и восточной краевых подзонах, где обнажаются относительно древние члены серии (рис. 22, 23), наклоны базальтовых потоков и ледниковых горизонтов обычно не превышают  $10^\circ$ . В центральной подзоне, сложенной вулканитами с возрастом менее 0,7 млн. лет, залегание близко к горизонтальному, а наблюдаемые местами наклоны базальтовых толщ не выходят за пределы тех первичных уклонов, какие фиксируются для голоценовых лавовых потоков. Более крутые наклоны нередко характеризуют пласты формации Моберг, но это также их первичное залегание.

Значительные вторичные наклоны пластов появляются лишь в сравнительно узких полосах к западу и востоку от неовулканической зоны, где развиты флексуры, у которых опущены крылья, обращенные к неовулканической зоне [Walker, 1965; Saemundsson, 1974]. Наклон слоев в смыкающих крыльях флексур достигает  $20\text{--}30^\circ$ , а местами (Лойгар на р. Селау, рис. 24) даже  $50^\circ$ .

Доверхнеплейстоценовые разрывные нарушения неовулканической зоны, как правило, имеют продольное субмеридиональное простирание. В осевой части зоны они выделяются редко и с трудом, так как замаскированы проявлениями позднечетвертичных тектонических движений. Иначе обстоит дело в краевых подзонах, где развиты плиоценовые и среднеплейстоценовые толщи<sup>1</sup>. Здесь повсеместно, хотя и реже, чем в миоценовых базальтах, распространены дайки, причем в относительно древних частях неовулканической серии их больше, чем в более молодых. Западный край зоны нарушен системой плейстоценовых сбросов с опущенными восточными крыльями (см. рис. 12, 15, 21). Сбросы образуют ярко выраженную систему уступов по западному

<sup>1</sup> В разрезе четвертичной системы Срединно-Исландской неовулканической зоны различались эоплейстоцен, нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен. К верхнему плейстоцену отнесен последний ледниковый комплекс. В нижнем и среднем плейстоцене различались ледниковые и межледниковые комплексы, причем первые отнесены к низам, а вторые — к верхам соответствующих отделов. Ледниковые комплексы могут состоять из нескольких генераций ледниковых отложений. Особенно сложно построен среднеплейстоценовый ледниковый комплекс.

Стратиграфическое расчленение неовулканической серии [Трифонов, 1978] основано на прослеживании отдельных ледниковых горизонтов и вулканогенных толщ с учетом специфики их строения, облика и вещественного состава. Широко использовались палеомагнитные измерения, выполненные в полевых условиях Г.М. Солодовниковым, а в камеральных — сотрудниками кабинета палеомагнетизма Геологического института АН СССР. В качестве эталона применялась шкала А. Кокса [Cox, 1969]. Немаловажную роль играло сопоставление континентальных толщ с морским разрезом Западного Тьёднеса, детально изученным Тор. Эйнарссоном и Ю.Б. Гладенковым [Эйнарсон, Гладенков, 1973; Th. Einarsson, 1968]. При сопоставлении вулканогенных толщ учитывались более ранние описания ряда разрезов [Tr. Einarsson, 1958, 1962, 1971; Wensink, 1964]. Разрезы района Краблы и Гунналфсвикурфьядля были предварительно показаны автору К. Саймундссоном.



борту долины Скьяльвандафлюот, постепенно уменьшаясь в амплитуде к югу. В западной подзоне развиты также сбросы (см. рис. 15, 21), у которых при общем наклоне пластов на восток опущены западные крылья. Амплитуды сбросов десятки — сотни метров. Наконец, западная подзона отделена от центральной позднечетвертичными сбросами Восточного Тьэднеса. Некоторые из них существовали уже в среднем плейстоцене.

В восточной подзоне разрывные нарушения подобного типа редки. Сближенные, местами сливающиеся воедино сбросы с опущенными западными крыльями (суммарная амплитуда — первые десятки метров) выявлены в районе пос. Торсхёби, откуда они протягиваются к югу, ограничивая с запада хр. Халдандухейди. Небольшой разрыв с опущенным западным крылом прослежен на востоке п-ова Мельраккаслетта. Наконец, вдоль восточного склона долины р. Йёкюлсау-ау-Фьёдлюм можно предполагать наличие более крупных разрывов, скрытых позднейшими "моберговыми" постройками. Они фиксируются резкими понижениями с востока на запад пологой кровли нижнеплейстоценовых базальтов. Амплитуда таких понижений 50—150 м.

Таким образом, северная часть неовулканической зоны представляет собой сложно построенный грабен с флексурно-сбросовыми ограничениями. Этот грабен асимметричен: западная подзона уже восточной и более нарушена разрывами.

В западной и восточной краевых подзонах широко распространены вулканические постройки, сложенные формацией Моберг. По данным палеомагнитных измерений, геологическим соотношениям и степени сохранности они разделяются на несколько генераций (см. рис. 15, 22, 23). Одновозрастные постройки формации Моберг чаще всего образуют вулканические хребты, вытянутые вдоль неовулканической зоны. Встречаются и изолированные столовые горы, нередко группирующиеся в цепочки, также простирающиеся вдоль неовулканической зоны. Для некоторых этапов (зоплейстоцен, средний плейстоцен) выделяется несколько примерно одновозрастных хребтов.

В целом более молодые "моберговские" постройки расположены ближе к оси неовулканической зоны, чем более древние, за исключением среднеплейстоценовых построек, которые распространены на более широкой площади восточной подзоны, чем постройки нижнего плейстоцена. В районе юго-восточнее Мёдрюдалюра видно последовательное прислонение все более молодых вулканических хребтов к более древним (от среднего к позднему плейстоцену). Омоложение происходит в сторону центра неовулканической зоны.

Рис. 22. Сопоставление стратиграфических разрезов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны — "центральное сечение"

1 — 3 — западный край неовулканической зоны: 1 — гора Фльотсхейди, 2 — гора Халсар — р. Скридугил (ферма Кламбрасел), 3 — гора Кистюфельд — Хамрахлид; 8, 13, 14 — срединная часть неовулканической зоны: 8 — район вулкана Крабла (по данным К. Саймундсона с дополнениями), 13 — горы Модрудале — Фьядльгардар, 14 — Йёкюлдалехейди; 15 — Йёкюлдалюр, южная часть [Wensink, 1964]; 16, 17 — восточный край неовулканической зоны: 16 — Йёкюлдалюр, северная часть [Wensink, 1964, с дополнениями], 17 — Фльотсдалур, возле фермы Клейф и горы Лаугарфельд [Wensink, 1964, с дополнениями]

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты и тонкозернистые песчаники; 3 — средне- и грубозернистые песчаники; 4 — гравелиты и пуддинги; 5 — конгломераты; 6 — осадочные брекчии; 7 — косая слоистость в песчаниках и конгломератах; 8 — тиллиты и морены; 9 — лигниты; 10 — диатомиты; 11 — массивные и плитчатые базальты; 12 — столбчатые базальты; 13 — трещиноватые базальты; 14 — подушечные лавы базальтов; 15 — брекчии подушечных лав, гиалобрекчии и туфовые брекчии преимущественно базальтового состава; 16 — гиалокластиты и туфы преимущественно базальтового состава; 17 — тожкие туфы; 18 — игнимбриты кислого и среднего состава; 19 — кислые экструзии; 20 — несогласное залегание; 21 — важнейшие места находок остатков фауны (а) и флоры (б); 22—24 — значения остаточной намагниченности горных пород (показаны на разрезах справа): 22 — нормальная, 23 — обратная, 24 — остаточная намагниченность неизвестна. Q<sub>4</sub> — голоцен; Q<sub>3</sub> — верхний плейстоцен; Q<sub>2</sub><sup>2</sup> — верхняя часть среднего плейстоцена; Q<sub>2</sub><sup>1</sup> — нижняя часть среднего плейстоцена; Q<sub>1</sub><sup>2</sup> — верхняя часть нижнего плейстоцена; Q<sub>1</sub><sup>1</sup> — нижняя часть нижнего плейстоцена; EQ — эоплейстоцен; EQbr — брейдвикская свита; EOG<sub>1</sub> — самая нижняя часть эоплейстоцена (эпизод Гилса); N<sub>2</sub><sup>2</sup> mt — верхняя часть верхнего плиоцена (эпоха Матуяма); N<sub>2</sub><sup>2</sup> g5 — нижняя часть верхнего плиоцена (эпоха Гаусса); N<sub>2</sub><sup>2</sup> t — верхняя часть тьорнесской свиты; N<sub>2</sub><sup>1</sup> t — нижняя часть тьорнесской свиты; N<sub>1</sub><sup>2</sup> — нижний плиоцен; (N<sub>1</sub><sup>2</sup>? — ) N<sub>1</sub><sup>1</sup> — нижний плиоцен, возможно, с верхами миоцена; N<sub>1</sub> — миоцен

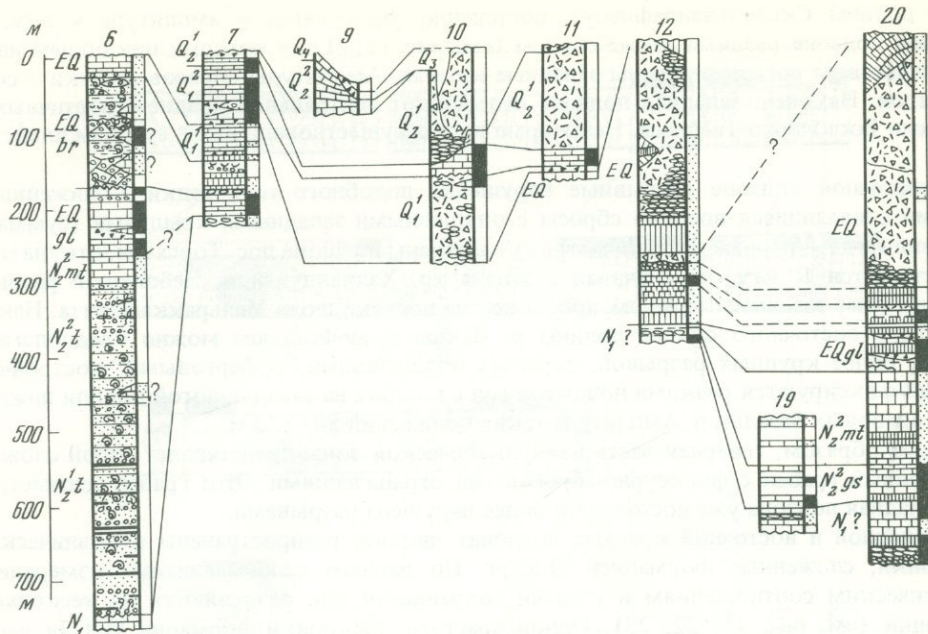


Рис. 23. Сопоставление стратиграфических разрезов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны — "прибрежное сечение"

6 — западный край неовулканической зоны: Северо-Западный Тьёднес [Ахметьев и др., 1978; Bardarsson, 1925; Th. Einarsson, 1968]; 7, 9-11 — срединная часть неовулканической зоны: 7 — Северо-Восточный Тьёднес, 9 — ферма Линдабрекка — урочище Асбирги, 10 — Западная Мельраккаслъетта, 11 — Северо-Восточная Мельраккаслъетта; 12, 19, 20 — восточный край неовулканической зоны: 12 — гора Видарфьядль, 19 — пос. Торсхёбн — урочище Бреккинахейди, 20 — южный склон горы Гунналфсвикурфьядль. Условные обозначения см. на рис. 22

Интересная особенность восточной подзоны — система субмеридиональных депрессий, разделенных плоскими или валобразными пологими возвышенностями. Последние сложены субазральными базальтами нижнего—среднего плейстоцена и эоплейстоцена и едва ли представляют собой реликты вулканических построек. Как депрессии, так и часть возвышенностей облекаются тиллитами заключительной стадии среднеплейстоценового оледенения. Довольно крутой наклон тиллитов на границах депрессий и возвышенностей дает основание предполагать, что депрессии являются грабенообразными тектоническими понижениями, вероятно синхронными среднеплейстоценовому вулканизму. Они распространены восточнее главных среднеплейстоценовых вулканических цепей, а один из грабенов находится на северном продолжении вулканической цепи западной части п-ова Мельраккаслъетта. По-видимому, эти грабенообразные депрессии тождественны системам амагматичных голоценовых трещин растяжения, сбросов и мелких грабенов, развитых на продолжении магмоподводящих трещин центральной подзоны или обрамляющих с запада и востока область их распространения.

Рассмотрим особенности залегания субазральных базальтов. В восточной части п-ова Мельраккаслъетта нижнеплейстоценовые базальты имеют мощность 20—30 м. В центре полуострова их мощность, вероятно, достигает многих десятков метров. Подобное нарастание мощности к центру неовулканической зоны отмечается и для среднеплейстоценовых базальтов. На берегу р. Йёкюлсау-ау-Фьёдлюм вблизи Линдхофди их мощность не превышает 10—15 м, а северо-западнее достигает нескольких десятков метров (например возле водопада Деттифосс). Аналогичное нарастание мощности эоплейстоценовых базальтов, по-видимому, имеет место в западной подзоне между Фльотсхейди и Лаунгватнсхейди (район фермы Кламбрасел). Таким образом, увеличение мощности



Рис. 24. Флексура на восточном борту Срединно-Исландской неовулканической зоны, вскрытая вдоль р. Селау, Северо-Восточная Исландия

1 — пласты базальтов; 2 — дайки; 3 — разрывы. Разрез обнажен в обрывы II цокольной террасы левого берега р. Селау. Слагающие поверхность террасы флювиогляциальные и моренные четвертичные отложения не показаны. Чтобы сохранить реальные углы падения базальтов и даек, разрез был перестроен вкрест простирания пород

к центру неовулканической зоны, выявленное Дж. Уокером для миоценовых базальтов Восточной Исландии, присуще и базальтам неовулканической серии.

Однако наряду с этим намечается и другая тенденция. В западной части зоны разрез неовулканической серии начинается 60-метровой пачкой осадочных пород и покрывающих их базальтов эпизода Гилса (см. рис. 22, разрез 1)<sup>1</sup>. Немного восточнее (р. Лаксау в районе пос. Бруарфоссар) осадочная пачка сокращается до 1–2 м, но базальты эпизода Гилса еще присутствуют. Далее на восток (см. рис. 22, разрез 2) неовулканическая серия начинается уже с обратно намагниченных слоев эоплейстоцена. В западной части Мельраккаслетты (см. рис. 23, разрез 10) мощность нижнеплейстоценовых базальтов (20–30 м) существенно меньше, чем в центральной части этого полуострова. Подобные изменения мощности отдельных базальтовых пачек регистрируется и, по данным Х. Венсинка [Wensink, 1964], в районе Йёкулсдалюра. В более крупном масштабе они повторяются в северо-восточной части зоны, где на крайнем востоке (см. рис. 23, разрез 20) в основании неовулканической серии залегает верхнеплиоценовая толща мощностью 120–130 м, а западнее (см. рис. 23, разрез 12) она почти полностью выклинивается. Следовательно, уменьшение мощностей отдельных лавовых пачек происходит не только от осевой части неовулканической зоны, но и по мере приближения к ней. Иначе говоря, отдельные базальтовые пачки имеют форму линз, вытянутых по простиранию неовулканической зоны, но сокращающихся и выклинивающихся в обе стороны вкрест ее простирания. В этом отношении залегание базальтов сходно с залеганием вулканитов формации Моберг, хотя в последней из-за особенностей образования такая линзовидность выражена гораздо более резко.

Таким образом, в плиоцен-четвертичной структуре Срединно-Исландской зоны наблюдаются те же структурные элементы, что и среди молодых (голоцен-позднеплейстоценовых) образований. Преобладающим типом разрывных нарушений являются раздвиги, выраженные дайками, и сбросы. С позднеплейстоценовыми сходны, хотя и подверглись большей эрозии, древние вулканические постройки формации Моберг. Сложенные ими вулканические хребты и цепи столовых гор, очевидно, фиксируют положение пучков древних трещин растяжения, служивших магмоподводящими каналами. Как и в позднем плейстоцене, между такими пучками находились вулканы, сформировавшие изолированные столовые горы.

К сожалению, лишь изредка удается обнаружить центры извержений доверхнеплейстоценовых субазральных базальтов. Большая часть их относится к концу среднего плейстоцена. Это главным образом реликты щитовых вулканов, реже — проблематичные остатки зон трещинных извержений. По ним нельзя воссоздать полную картину расположения древних вулканов. Однако залегание в виде линз, удлинённых вдоль неовулканической зоны, роднит позднеплиоценовые и плейстоценовые базальты с голоценовыми. В голоцене наиболее утолщенные части линз, как правило, отвечают пучкам магмоподводящих трещин и разрывов. Вероятно, и в прошлом их структур-

<sup>1</sup> Этот и другие упоминаемые ниже разрезы неовулканической серии описаны автором ранее [Трифонов, 1978] и здесь не приводятся.

ное положение было таким же. Как и в позднем плейстоцене—голоцене, в каждую более древнюю эпоху чаще всего существовало геологически одновременно несколько пучков магмоподводящих нарушений.

Итак, есть все основания экстраполировать результаты изучения голоцен-позднеплейстоценовых образований на более древние этапы развития неовулканической зоны и считать ее наземным продолжением срединно-океанической рифтовой системы. Развитие зоны в прошлом, как и сейчас, по-видимому, происходило в условиях горизонтального растяжения. Дополнительным проявлением раздвигания было образование серии анатетических сбросов, утонявших и растягивавших охваченные ими горизонты земной коры западной части зоны.

Определить истинную амплитуду раздвигания неовулканической зоны с момента ее заложения поныне не представляется возможным. Можно, однако, предположить, что при всех изменениях ширины зоны активного вулканизма от эпохи к эпохе в среднем она оставалась такой же, как сейчас. И если сейчас расстояние между крайними линзовидными утолщениями древних горизонтов неовулканической серии на западе и востоке зоны, т.е. крайними пучками магмоподводящих трещин и разрывов, близко к 70 км, то при современной ширине зоны 30–40 км суммарное растяжение могло достигать той же величины. Рассчитанная отсюда средняя скорость растяжения за 3 млн. лет близка к голоценовой скорости 1 см/год. Эта оценка сугубо гипотетична, тем более что в истории неовулканической зоны, вероятно, существовали эпохи ускорения и замедления этого процесса, что можно предполагать исходя из разного количества вулканического материала, извергнутого на разных стадиях развития зоны в единицу времени. Вместе с тем приведенная цифра меньше скорости раздвигания за соизмеримый отрезок времени, рассчитанной по распределению полосовых магнитных аномалий для сопредельных подводных участков срединно-океанической рифтовой системы [Vine, 1966].

## ГЛАВА ТРЕТЬЯ

### МОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ТРАНСФОРМНЫХ ЗОН ИСЛАНДИИ

Как было показано в "Обзоре тектонических исследований", Тьорнесская и Рейкьянесская трансформные зоны на севере и юге Исландии были выделены по сейсмологическим данным [Ward, 1971]. В этих зонах возрастает плотность эпицентров микроземлетрясений; к ним приурочены все сильные ( $M \geq 5$ ) землетрясения Исландского региона; анализ механизмов очагов указывает на правый сдвиг вдоль Тьорнесской и левый — вдоль Рейкьянесской зоны.

Таким образом, обе зоны могут быть интерпретированы как зоны активных глубинных нарушений, простирающиеся в близком к широтному направлении и связывающие рифтовую зону Исландии с соседними отрезками срединно-океанической рифтовой системы.

Протяженность Тьорнесской зоны достигает 100 км, а Рейкьянесской — 150 км. Ширина зон, судя по расположению эпицентров землетрясений (рис. 25), не намного уступает их длине: у первой она равна 80 км, у второй — 50 км. Следовательно, обе зоны не могут рассматриваться как единичные разломы, а представляют собой системы нарушений, занимающие обширную площадь.

Вторая особенность Тьорнесской и Рейкьянесской зон состоит в том, что их общая субширотная ориентировка, вероятно, отражающая простирающие глубинные структурных элементов, не проявляется непосредственно в геологической структуре поверхности.

Чтобы понять эту структуру, рассмотрим прежде всего молодые тектонические нарушения обеих зон.

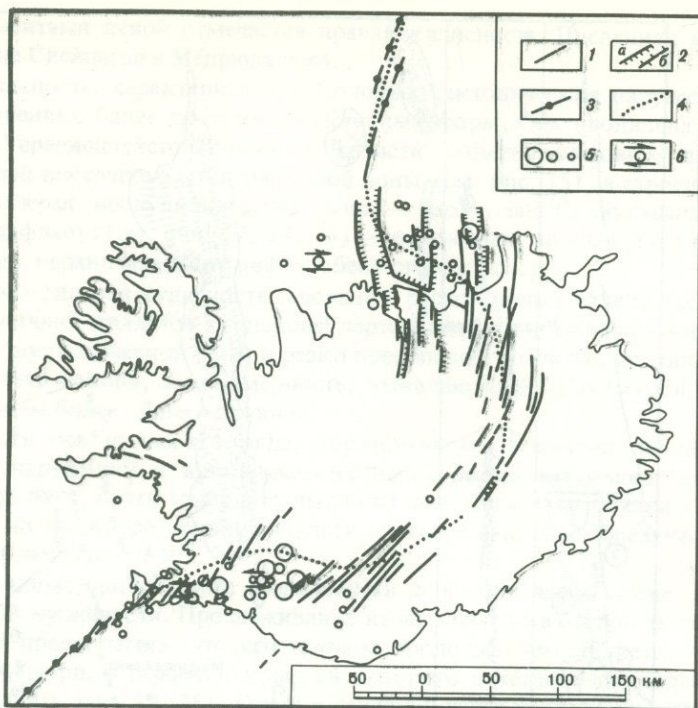


Рис. 25. Эпицентры сильных землетрясений и ряды эшелонированно расположенных структур Исландии

1 — голоценовые и позднеплейстоценовые нарушения; 2 — плейстоценовые сбросы (а) и эоплейстоцен-позднеплиоценовые вулканические системы (б); 3 — осевые части подводных рифтовых отрезков; 4 — оси рядов эшелонированно расположенных структур; 5 — эпицентры землетрясений с магнитудой  $M \geq 7$ ,  $7 > M \geq 6$ ,  $6 > M \geq 5$  [Ward, 1971]; 6 — механизмы очагов землетрясений [Sykes, 1967; Ward, 1971]

#### ЭШЕЛОНИРОВАННЫЕ СИСТЕМЫ МОЛОДЫХ НАРУШЕНИЙ

Тр. Эйнарссон [Einarsson, 1967] отметил правокулисное строение молодых голоценовых трещин Исландии и на основании этого пришел к выводу о правосдвиговом перемещении вдоль Срединно-Исландской неовулканической зоны. Однако, согласно данным Э. Тритгвасона [Tryggvason, 1968], левозешелонированное расположение разрывов и трещин п-ова Рейкьянес указывает на глубинный левый сдвиг с некоторой растягивающей компонентой. Левая кулисность характерна и для вулканических цепей подводного продолжения неовулканической зоны этого полуострова [Тр. Einarsson, 1968].

В связи с противоречивостью приведенных данных было выполнено специальное исследование эшелонированных систем Исландии [Nakamura, 1970]. На примере голоценовых разрывов, трещин и вулканических цепей грабена Тингведдир и п-ова Рейкьянес К. Накамура показал, что здесь широко развиты нарушения с элементами как правой, так и левой кулисности. Первые приурочены к западным, а вторые — к восточным бортам грабенов, днища которых наклонены на юг. Это, по мнению К. Накамуры, указывает на образование эшелонированных систем в связи с неравномерно распределенным вдоль оси грабена проседанием. После работ К. Накамуры было признано [Ward, 1971], что эшелонированное строение и расположение отдельных нарушений и их сочетаний не может служить доказательством сдвиговых перемещений в Исландии. Исследования автора показали, однако, ошибочность последнего утверждения.

Молодые, т.е. голоценовые и позднеплейстоценовые, тектонические нарушения и

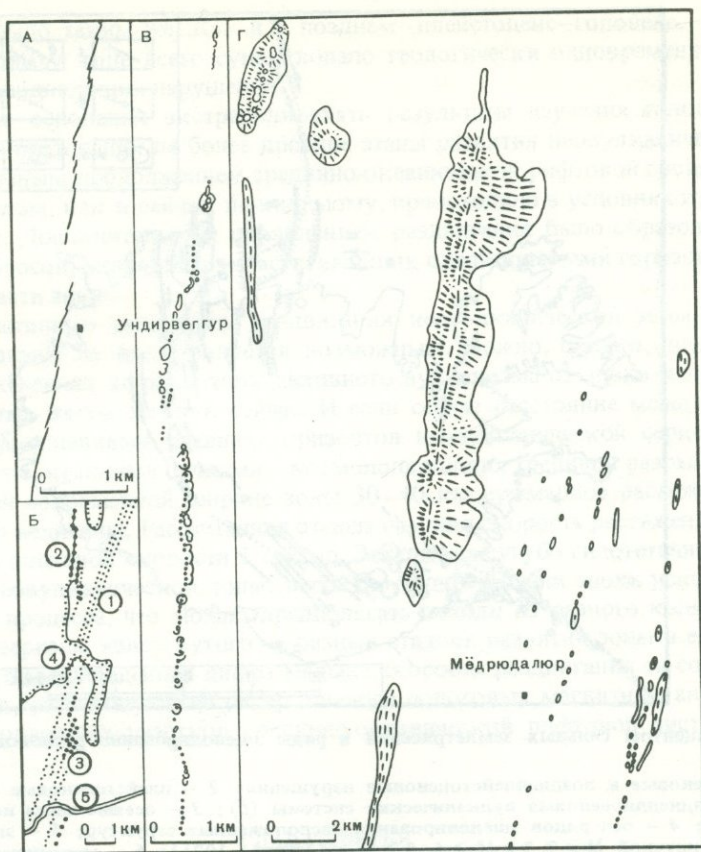


Рис. 26. Эшелонированное расположение элементов структуры северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны

А — голоценовая трещина растяжения южнее фермы Ходль (Келдухвери); Б — голоценовые грабены, голоценовые и позднплейстоценовые магмоподводящие трещины в районе Намафьядля — Леирхьюкура: 1 — днища голоценовых грабенов; 2 — голоценовые магмоподводящие трещины; 3 — позднплейстоценовые магмоподводящие трещины и цепочки жерл; 4 — граница позднеголоценовых лав; 5 — автомобильная дорога; В — система голоценовых кратерных цепей между Хвердфьядлем и Лудентом (район оз. Мивати); Г — система позднплейстоценовых вулканических построек (формация Моберг) в районе Мёдрюдалюра

цепочки вулканов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны, как уже отмечалось, группируются в пучки. Они расположены эшелонированно друг относительно друга и образуют правый кулисный ряд (см. рис. 12, 15). В отдельных пучках часто обнаруживаются правокулисные ряды более мелких порядков. Они представлены эшелонированно построенными трещинами растяжения, сочетаниями мелких грабенов, голоценовых и позднплейстоценовых вулканических цепей (рис. 26).

Западнее Тейстарейкира и в северной части пучка Бликалоун—Свейнагья некоторые элементы структуры имеют левокулисное расположение друг относительно друга. Западнее Тейстарейкира такая кулисность носит сугубо местный характер, проявляется лишь в строении отдельных трещин растяжения и, по-видимому, обусловлена особенностями залегания пород с разными прочностными свойствами. В пучке Бликалоун—Свейнагья масштаб явления крупнее. Здесь, восточнее и северо-восточнее Асбирги, местами отмечается левая кулисность в расположении вулканических цепей и сопровождающих их сбросо-раздвигов и трещин растяжения. Они находятся на восточном борту крупного современного грабена Ахсар-фьорд и, вероятно, подчиняются закономерности, которую подметил К. Накамура. Однако даже в указанном участке рифта

наряду с элементами левой отмечается правая кулидность. Последняя имеет место и южнее, в районе Свейнагы и Мёдрюдалюра.

Правая кулидность, характерная для молодых тектонических нарушений, повторяется в соотношениях более древних структурных форм. Она проявлена во взаимном расположении среднеплейстоценовых и отчасти эоплейстоценовых вулканических построек и цепей восточного края рифтовой зоны (см. рис. 15), в строении зоны сбросов западного края неовулканической зоны — вдоль зал. Скъяульванди и долины р. Скъяульвандафльоут (см. рис. 12, 14, 15) — и, наконец, во взаимном расположении мелких флексур, ограничивающих рифт с обеих сторон (см. рис. 12).

Таким образом, правая кулидность строения и расположения отдельных структурных форм и их сочетаний является важнейшей чертой тектоники северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны и резко преобладает здесь над проявлениями левой кулидности. Иначе говоря, закономерность, выявленная К. Накамурой, оказывается лишь осложнением более общего правила.

Если провести ось кулисного ряда, образованного главными пучками молодых тектонических нарушений и вулканических цепей рассматриваемого района, то она опишет плавную дугу, почти меридиональную на юге, где эта ось близка к простиранию самих пучков, но на севере отклоняющуюся к северо-западу и образующую с простираниями пучков угол около  $40^\circ$ .

Батиметрия подводного хребта Кольбейнсей в южной части также обнаруживает признаки правой кулидности. Прослеживание на юг элементов осевой части этого рифта дает основание предполагать, что его южным продолжением является четвертичный грабен зал. Эйя-фьорд, в строении крыльев которого отчетливо проявлена та же правая кулидность (см. рис. 12, 25). Как и в северной части неовулканической зоны, ось этого кулисного ряда, на севере почти совпадающая с простиранием хр. Кольбейнсей, по мере продвижения к югу все более отклоняется на юго-восток. Дополненные субмеридиональным грабеном долины р. Фньоускау и расположенной севернее позднеплиоцен-эоплейстоценовой вулканической цепью района о-ва Гримсей [Saemundsson, 1974] рассмотренные кулисные ряды сливаются. Ось образованного таким образом единого кулисного ряда очерчивает S-образный изгиб, в средней части простирающийся на запад-северо-запад (см. рис. 25).

На юге Исландии соотношения структурных форм представляются зеркально противоположными. В обеих ветвях неовулканической зоны отдельные молодые нарушения и вулканические цепи группируются в пучки, которые в совокупности образуют грандиозный левый кулисный ряд (см. рис. 12, 17). В деталях строения пучков наблюдаются элементы как правой, так и левой кулидности. В грабенообразных структурах, например в грабене Тингведдир, как справедливо отмечал К. Накамура, трудно отдать предпочтение нарушениям с правой или с левой кулидностью. Но вне таких структур элементы левой кулидности заметно преобладают, будучи проявленными в строении как отдельных трещин растяжения, так и вулканических систем (рис. 27).

Ось кулисного ряда, образованного основными пучками молодых разрывов и трещин Южной Исландии, как и на севере страны, очерчивает S-образный изгиб (см. рис. 25). На востоке, в районе ледника Ватнайёкюдль, ось ряда, по-видимому, простирается на запад-юго-запад, западнее отгибается до широтного и даже запад-северо-западного направления, но в западной ветви неовулканической зоны вновь становится запад-юго-западной и, наконец, юго-западной в северной части хр. Рейкьянес. Здесь ось ряда постепенно приближается к направлению хребта и проявления левой кулидности исчезают.

Эшелонированное расположение разрывных нарушений, по которым происходит растяжение рифтовых зон, свидетельствует о наличии в них сдвиговой компоненты тектонических движений, правой на севере Исландии и левой на юге. На окончаниях рифтовых зон, где оси кулисных рядов близки к простираниям самих рифтов, сдвиговая компонента, по-видимому, подчинена растяжению. Однако даже здесь она проявляется не только в эшелонированном расположении сбросо-раздвигов, но и в сдвиго-

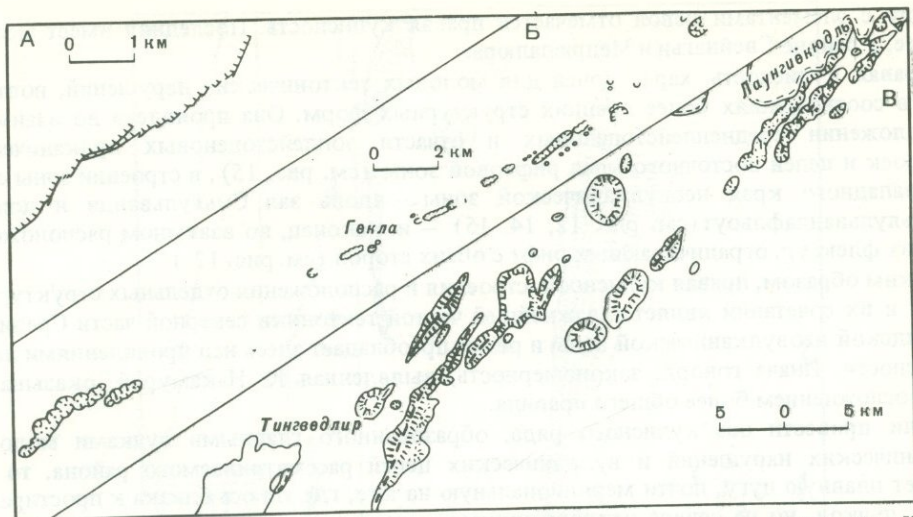


Рис. 27. Эшелонированное расположение элементов структуры южной части Срединно-Исландской неовулканической зоны

А — голоценовый сбросо-раздвиг на юге п-ова Рейкьянес; Б — система главных кратеров и кратерных цепей вулкана Гекла (голоценовые кратеры оставлены белыми, позднелейстоценовые обозначены точками); В — система позднелейстоценовых вулканических построек (формация Моберг) между ледником Лаунгвюдаль и Тингвёлдиром; двойной линией (сплошной и пунктирной) обозначена граница ледника

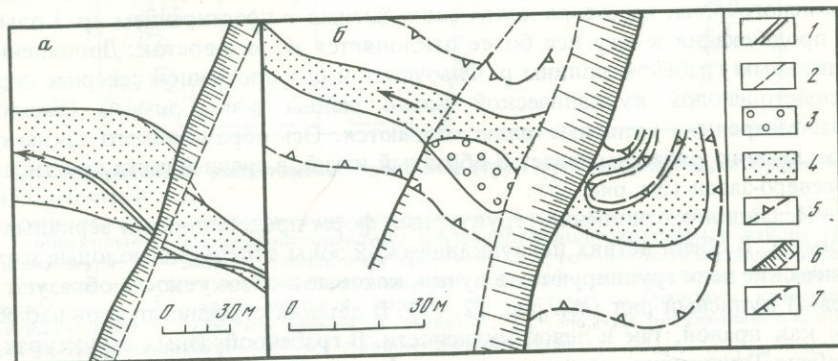


Рис. 28. Субмеридиональные голоценовые правые сдвиги северо-восточнее оз. Мивати (Северная Исландия)

а — в 1,1 км юго-западнее высоты 570 м на хр. Далтыадль; б — в 2,3 км северо-западнее сел. Рейкьяхлид

1 — современное русло; 2 — граница голоценового дна оврага после последнего перемещения; 3 — приразломная депрессия, возникшая в овраге благодаря его подпруживанию оперяющим разломом; 4 — голоценовое дно оврага; 5 — бровка склона оврага; 6 — разрывный уступ; 7 — оперяющий сброс

вом смещении вдоль некоторых голоценовых разрывов. На севере неовулканической зоны наблюдаются правосдвиговые смещения. Так, в 1,1 км юго-западнее вершины 570 м на хр. Далтыадль (рис. 28, а) правосдвиговое смещение голоценового оврага примерно на 12 м сочетается с опусканием восточного крыла разрыва на 9 м, а в 2,3 км северо-западнее Рейкьяхлида (см. рис. 28, б) при опускании западного крыла разрыва на 13 м правосдвиговое смещение голоценового оврага близко к 5 м. В южной части зоны по одной из зияющих трещин западного борта грабена Тингвёлдир отмечен 3-метровый левый сдвиг элементов голоценового лавового потока.

В средних частях S-образных изгибов кулисных рядов сдвиговое перемещение

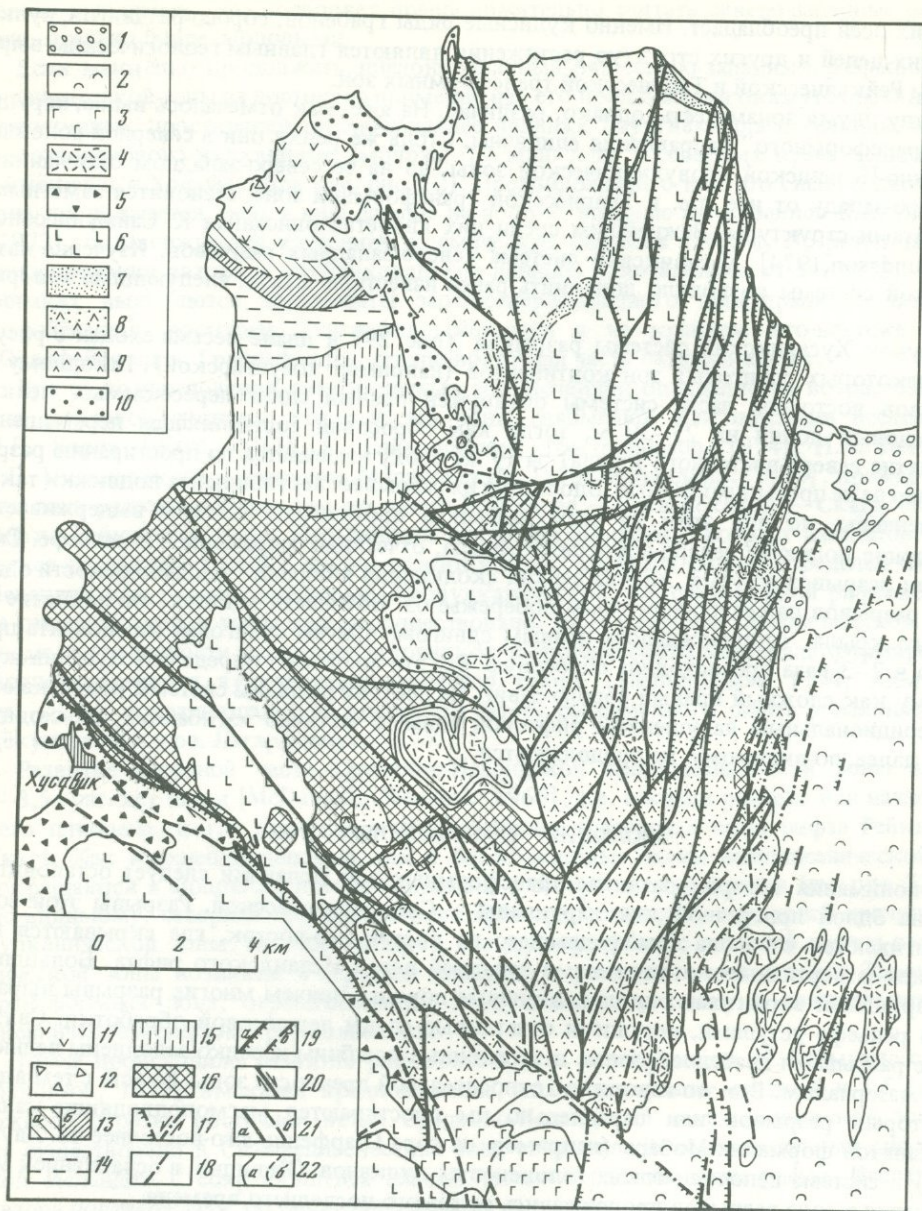


Рис. 29. Геологическая карта по-ова Тьёднес (Северная Исландия). Составили Ю.Б. Гладенков и В.Г. Трифонов (по данным Тр. Эйнарсона [Tr. Einarsson, 1965], Тор. Эйнарсона [Th. Einarsson, 1968], К. Саймундссона [Saemundsson, 1974] и личным наблюдениям)

1, 2 — голоцен: 1 — терригенные отложения, 2 — базальты; 3 — верхняя часть среднего плейстоцена, базальты; 4, 5 — нижняя часть среднего плейстоцена: 4 — формация Моберг, 5 — тиллиты; 6 — верхняя часть нижнего плейстоцена, базальты; 7 — нижняя часть нижнего плейстоцена, тиллиты и водно-ледниковые отложения; 8 — нижний плейстоцен — эоплейстоцен нерасчлененные; 9, 10 — эоплейстоцен: 9 — преимущественно базальты, 10 — осадочная брейдавическая свита; 11, 12 — нижняя часть эоплейстоцена: 11 — базальты палеомагнитного эпизода Гилса, 12 — тиллиты и водно-ледниковые отложения Фурувик; 13 — верхний плиоцен, преимущественно базальты: а — обратно намагниченные (палеомагнитная эпоха Матуйяма), б — нормально намагниченные (палеомагнитный эпизод Олдувей?); 14, 15 — морская осадочная тьорнесская свита: 14 — верхний плиоцен, 15 — нижний плиоцен; 16 — миоцен, преимущественно базальты; 17 — голоценовые сбросы и свдвиги; 18 — голоценовые разрывы с невыясненным направлением перемещения и трещины растяжения; 19 — плейстоценовые сбросы: а — достоверные, б — предполагаемые; 20 — плейстоценовые свдвиги; 21 — плейстоценовые разрывы с невыясненным направлением перемещения: а — достоверные, б — предполагаемые; 22 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые

вдоль их осей преобладает. Именно кулисные ряды грабенов, сбросо-раздвигов, вулканических цепей и других структур растяжения являются главным геологическим выражением Рейкьянесской и Тьорнесской трансформных зон.

Между двумя зонами есть, однако, различие. На юге, как отмечалось выше, нарушения "трансформного" направления единичны. Столь же редки они в северной половине Срединно-Исландской неовулканической зоны, но на ее северо-западном окончании и к северо-западу от нее, т.е. в Тьорнесской трансформной зоне, становятся заметными элементами структуры. Важнейшим среди них является описанная К. Саймундссоном [Saemundsson, 1974] Хусавикская система северо-западных разрывов. Изучение автором этой системы позволило дополнить ранее известные факты следующими материалами.

Рисунок Хусавикской системы разрывов (рис. 29) в плане весьма сходен с рисунком некоторых сдвиговых зон континентов (например Джунгарской). По одному из разрывов восточной части системы обнаружен правый сдвиг пересекаемых мелких голоценовых долин на 25—30 м, тогда как сбросовая составляющая перемещения (поднятие северо-восточного крыла) за ту же эпоху изменяется по простиранию разрыва и нигде не превышает 8—10 м. Вдоль других разрывов вертикальные подвижки также переменчивы, но при этом на всем наземном протяжении системы выдерживается суммарное поднятие северо-восточного крыла, отчетливо выраженное в рельефе. Смещители разрывов крутые. Анализ зеркал скольжения и борозд вдоль плоскости одного из разрывов на северо-восточном побережье оз. Ботнсватн показал, что поднятие северного крыла сопровождалось правым сдвигом, причем сдвиговая компонента примерно в 2—3 раза превосходила сбросовую. Все это позволяет определить Хусавикскую систему как сложный правый сбросо-сдвиг. На востоке разрывы системы примыкают к субмеридиональным нарушениям рифтовой зоны, а частично изгибаются, переходят в них и далее, по-видимому, не продолжают.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ТРАНСФОРМНЫХ ЗОН

Для понимания истории развития трансформных зон Исландии следует остановиться еще на одной поперечной зоне нарушений — Снайфедльснесской. Разрывы этой зоны протягиваются от п-ова Снайфедльснесс на восток-юго-восток, где скрываются под плиоцен-четвертичными отложениями западной ветви Исландского рифта. Большинство нарушений затрагивают лишь неогеновые породы, причем многие разрывы выражены в рельефе уступами, несущими отчетливые следы ледниковой обработки. Связанные с разрывами грабенообразные и эрозионные ложбины нередко заполнены ледниковым материалом. Все это говорит об относительной древности зоны. Вместе с тем вдоль некоторых разрывов или параллельно им простираются магмоподводящие каналы вулканических формации Моберг (например на горе Старфедль юго-восточнее оз. Лаунгаватн) и система цепочек мелких голоценовых вулканов. Очевидно, в ослабленной мере движения в зоне разрывов продолжались до самого последнего времени.

Как голоценовые кратерные цепи, так и более древние нарушения, подвергшиеся ледниковой обработке, простираются немного наискось к простиранию зоны и образуют правый кулисный ряд. Для относительно древних нарушений это особенно хорошо видно в районе оз. Лаунгаватн, (рис. 30, вкл.), где к ним примыкает система многочисленных мелких разрывов и трещин, протягивающаяся с юго-юго-запада вдоль края западной ветви неовулканической зоны. В области смыкания этих двух систем большинство нарушений "рифтового" направления затухает, причем, как правило, первыми затухают самые западные разрывы и трещины, а более восточные продолжают далее к северу. По существу, разрывы "рифтового" направления образуют здесь левый кулисный ряд, подобный тому, который наблюдается в Рейкьянесской зоне, но более древний. Нередки пересечения разрывов двух систем, причем в ряде мест наблюдаются слабые (до нескольких метров) смещения северо-восточных разрывов и трещин

северо-западными. Это позволяет предположительно считать северо-западные разрывы относительно более молодыми.

Если мысленно продолжить эшелонированный ряд северо-западных разрывов Снайфедльснесской зоны на восток, то примерно на его продолжении окажутся резкий изгиб структурных простираний северо-западнее ледника Лаунгйёкюдль и границы плейстоцен-голоценового вулканизма (моложе 0,7 млн. лет) у северных краев ледников Лаунгйёкюдль и Хофсйёкюдль (см. рис. 12). Предположение о том, что Снайфедльснесская зона продолжается сюда и еще дальше на восток, впервые высказанное В.А. Баскиной [1972], подтверждается изучением космических снимков ERTS-1. По результатам дешифрирования автора и опубликованным данным [Thorarinsson et al., 1973], на этих снимках выявляются линеаменты запад-северо-западного простирания к северу от Хофсйёкюдля, восточнее Тунгнафедльсйёкюдля и на крайнем юго-востоке страны (Орайфайёкюдль, Грайнафьядль, северо-восточная часть Ватнайёкюдля).

Время возникновения трансформных зон Исландии определяется возрастом отрезков рифтовой системы, которые эти зоны связывают. Как показали исследования П.Л. Уорда [Ward, 1971], К. Саймундссона [Saemundsson, 1974], Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского [Белоусов, Милановский, 1975; Исландия..., 1979], прежде рифтовая зона пересекала Исландию по линии Рейкьянес — Лаунгйёкюдль — Скага, связывая рифты Рейкьянеса и хр. Кольбейнсей почти без смещения. Возраст базальтов, излившихся на заключительной стадии развития этого древнего рифта, определен на севере Исландии как раннеплиоценовый. Неовулканической, т.е. современной рифтовой зоны на севере Исландии тогда еще не существовало. На ее месте при слабом местном вулканизме и удаленности основных источников вулканического материала формировалась нижнеплиоценовая вулканогенно-осадочная толща [Saemundsson, 1974; Ахметьев и др., 1978], сохранившаяся на восточном борту современного рифта в районе долины Йёкулсдалур и оз. Лагарфлюот.

Развитие северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны началось 3–3,5 млн. лет назад [McDaugall, Wensink, 1966], т.е. с конца раннего или начала позднего плиоцена, когда прекратила свою активность северная часть рифта Рейкьянес — Скага. Как верхнеплиоценовые, так и более молодые члены неовулканической серии сокращаются в мощности и выклиниваются в северном направлении (см. рис. 22 и 23). По-видимому, северная граница острова примерно совпадает с северной границей неовулканической зоны. Из этого следует, что одновременно с северной частью неовулканической зоны возникла в середине плиоцена и развивается до сих пор Тьорнесская трансформная зона, ограничивающая неовулканическую зону и связывающая ее с океаническим рифтом хр. Кольбейнсей.

Иначе происходило развитие рифтовых зон на юге Исландии. К. Саймундссон [Saemundsson, 1974] высказал предположение, что в интервале между 4 и 1,5 млн. лет южного отрезка восточной ветви Срединно-Исландской неовулканической зоны еще не существовало и Снайфедльснесская зона связывала новообразованный рифт Северной Исландии с сохранявшейся южной частью западной ветви рифта. Исследования автора подтверждают такое предположение.

Изучение Н.А. Логачевым и автором [Трифонов, 1978] разрезов района Хреппар — Бискупстунгура на юге Исландии выявило полный и мощный разрез вулканических и вулканогенно-осадочных пород с нижнего плиоцена поныне (рис. 31, А). Около 350 м разреза приходится на верхний плиоцен и около 500 м — на нижний плиоцен, возможно, с верхами миоцена. Этот разрез восточного борта западной ветви рифта свидетельствует о высокой вулканической активности в течение всего плиоцена. Сопоставимый разрез, подстилаемый миоценовыми вулканическими толщами, описан Е.Е. Милановским и Н.А. Логачевым на западном борту той же ветви рифта севернее г. Рейкьявика.

Совсем иные разрезы восточной ветви рифтовой зоны Южной Исландии. Голоцен и плейстоцен (последние 0,7 млн. лет) здесь отличаются высокой тектоно-вулканической активностью, и общий объем накопленных вулканических продуктов больше, чем в западной ветви рифта. Большая часть вулканических цепей не распространяется даль-

ше южного берега Исландии. Лишь немногие пучки голоценовых и плейстоценовых нарушений продолжают в области шельфа. С их современной вулканической активностью связано формирование о-ва Сюртсей и отчасти о-ва Хеймаэй, большая часть которого возникла несколько ранее, вероятно в позднем плейстоцене. Эти вулканические острова отстоят от берега Исландии на 15 км. Далее к югу восточная ветвь неовулканической зоны, по-видимому, не распространяется, т.е. не выходит за пределы Рейкьяненской трансформной зоны. Эоплейстоценовые вулканы, описанные на западном борту восточной ветви рифтовой зоны в горах Будархальс и Бурфедль (рис. 32; см. также рис. 31, Б), соизмеримы по мощности (200–300 м) с одновозрастными образованиями районов Хреппара и Вордуфедля [Einarsson, 1962] и свидетельствуют о сходных условиях вулканизма и осадконакопления в обеих ветвях рифта Южной Исландии. Мощности более низких горизонтов на западном борту восточной ветви резко сокращены: верхнего плиоцена — до 100 м, нижнего плиоцена (возможно, с верхами миоцена) — до 200 м<sup>1</sup>. Для них характерны размывы, местами угловые несогласия (западный склон горы Скельфедль). Возрастает относительная роль обломочного материала, как водного, так и ледникового происхождения. Особенно резкие изменения и колебания мощностей отмечаются в верхнем плиоцене. На юго-восточном борту рассматриваемой ветви рифта разрез плиоцена, изученный А.Р. Гептнером и А.А. Красновым [Ахметьев и др., 1978], в общем сохраняет те же особенности. Непосредственно на нем с размывом или несогласием, по-видимому, залегают нижнеплейстоценовые образования.

Выявленные различия разрезов западной и восточной ветвей современной рифтовой зоны Южной Исландии показывают, что на месте восточной ветви в течение плиоцена вулканические и осадочные породы формировались в условиях слабой местной вулканической активности и удаленности главных центров извержений, т.е. в условиях, аналогичных тем, которые существовали в раннем плиоцене на месте современной рифтовой (неовулканической) зоны Северной Исландии. По-видимому, в плиоцене восточной ветви рифта на юге Исландии еще не существовало и в качестве рифтовой зоны продолжала функционировать западная ветвь. После того как в конце раннего плиоцена ее северное продолжение стало неактивным, заложились северная часть неовулканической, т.е. современной рифтовой, зоны. Ее связывала с западной ветвью рифта Южной Исландии Снайфедльснесская трансформная зона, которая в позднем плиоцене выполняла ту же роль, которую сейчас выполняют Рейкьяненская и Тьорнесская зоны.

В четвертичное время новообразованная восточная ветвь рифта распространяется в Южную Исландию, где достигает побережья, а местами продолжается на шельф. Между восточной ветвью и Рейкьяненским отрезком Срединно-Атлантической рифтовой системы возникает связующая их Рейкьяненская трансформная зона. Западная ветвь рифта Южной Исландии постепенно уступает восточной свою главенствующую роль.

<sup>1</sup> Раннеплиоценовый возраст нижних горизонтов разрезов западной ветви и западного борта восточной ветви рифта гипотетичен и принимается далеко не всеми исследователями. Так, Х. Томассон [Tomasson, 1967] в разрезе горы Бурфедль на западном борту восточной ветви рифта относит к нижнему плиоцену (палеомагнитная эпоха Гильберта) лишь самые нижние горизонты, подстилающие породы кислого и среднего состава (см. рис. 32, разрез 21), опираясь при этом на радиологические определения возраста последних. Однако такая трактовка противоречит результатам измерений остаточной намагниченности. Более согласуется с ними отнесение К. Саймундссоном и некоторыми другими исландскими геологами нижних горизонтов рассматриваемых разрезов к верхнему плиоцену. Но такой вариант, во-первых, противоречит раннеплиоценовому возрасту растительных остатков, собранных Н.А. Логачевым и автором в низах разреза горы Будархальс и определенных М.А. Ахметьевым, и, во-вторых, не учитывает подтвержденного во многих вулканических областях факта длительности развития центральных вулканов с дифференцированными продуктами извержений. А именно такой вулкан действовал в обсуждаемую эпоху на месте урочища Фоссардалур между двумя ветвями рифта. Указанные соображения и определили принятую в работе стратиграфическую привязку разрезов. Какова бы она ни была на самом деле, сопоставление друг с другом плиоцен-четвертичных разрезов юга Исландии от этого не изменяется, а полное или частичное отнесение низов разрезов к верхнему плиоцену лишь усиливает различие западной и восточной ветвей рифта.

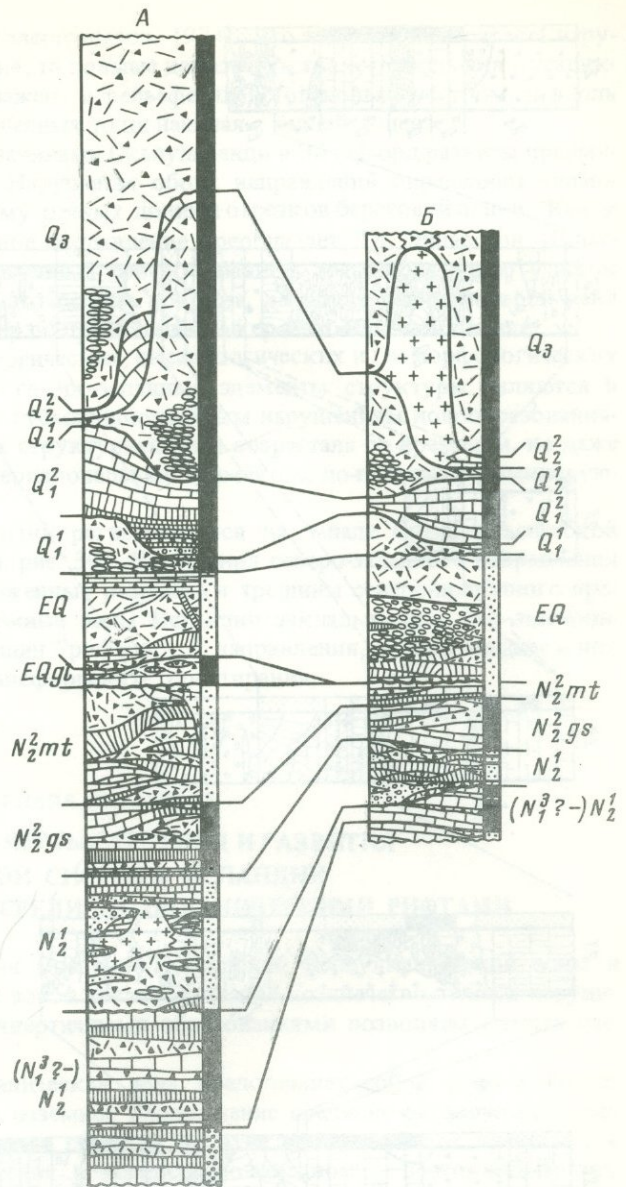
Рис. 31. Сопоставление разрезов западной и восточной ветвей рифта Южной Исландии

А — сводный разрез восточного борта западной ветви рифта Южной Исландии (районы Хреппар — Бискупстунгур). Составили Н.А. Логачев и автор (по данным Тр. Эйнарссона [Tr. Einarsson, 1962] и личным наблюдениям); Б — сводный разрез западного борта восточной ветви рифта Южной Исландии (долины рек Тьурсау и Тунгнау).

Условные обозначения см. на рис. 22

Снайфедльснесская зона сохраняется лишь в качестве северной границы реликтовой западной ветви рифта. Тектоно-вулканическая активность Снайфедльснесской зоны ослабевает, но продолжается, и именно с ней связано формирование покрова плейстоценовых вулканических пород между северным окончанием западной ветви и восточной ветвью современного рифта. Возникновение в этой полосе крупных центральных вулканов типа Тунгнафедльсйёкюдля и, возможно, Хофсйёкюдля представляется связанным с пересечениями эшелонированно подставляющих друг друга разрывов "рифтового" простираения с нарушениями "трансформного" направления Снайфедльснесской зоны.

Для понимания эволюции морфологии трансформных зон большое значение имеет соотношение времени заложения в них нарушений "рифтового" и "собственно "трансформного" простираний. В самой молодой Рейкьянесской трансформной зоне представлены почти исключительно эшелонированно расположенные нарушения "рифтового" простираения. В Тьорнесской зоне есть нарушения обоих направлений. Субмеридиональное, "рифтовое" направление преобладает и представлено не только плейстоценовыми и голоценовыми разрывами, но и более древними тектоническими образованиями. Оно проявляется в простирациях даек в миоценовых базальтах, в ориентировке восточного края прогиба, сложенного плиоценовой тьорнесской свитой, и тектонического желоба, выполненного эоплейстоценовыми брейдавискскими слоями. Субмеридиональные простираения, судя по батиметрии, преобладают и в более западной, подводной части Тьорнесской зоны. В этом направлении простирается, в частности, подводная плейстоценовая вулканическая цепь Маунаурейяр; реликтом подобной более древней цепи,



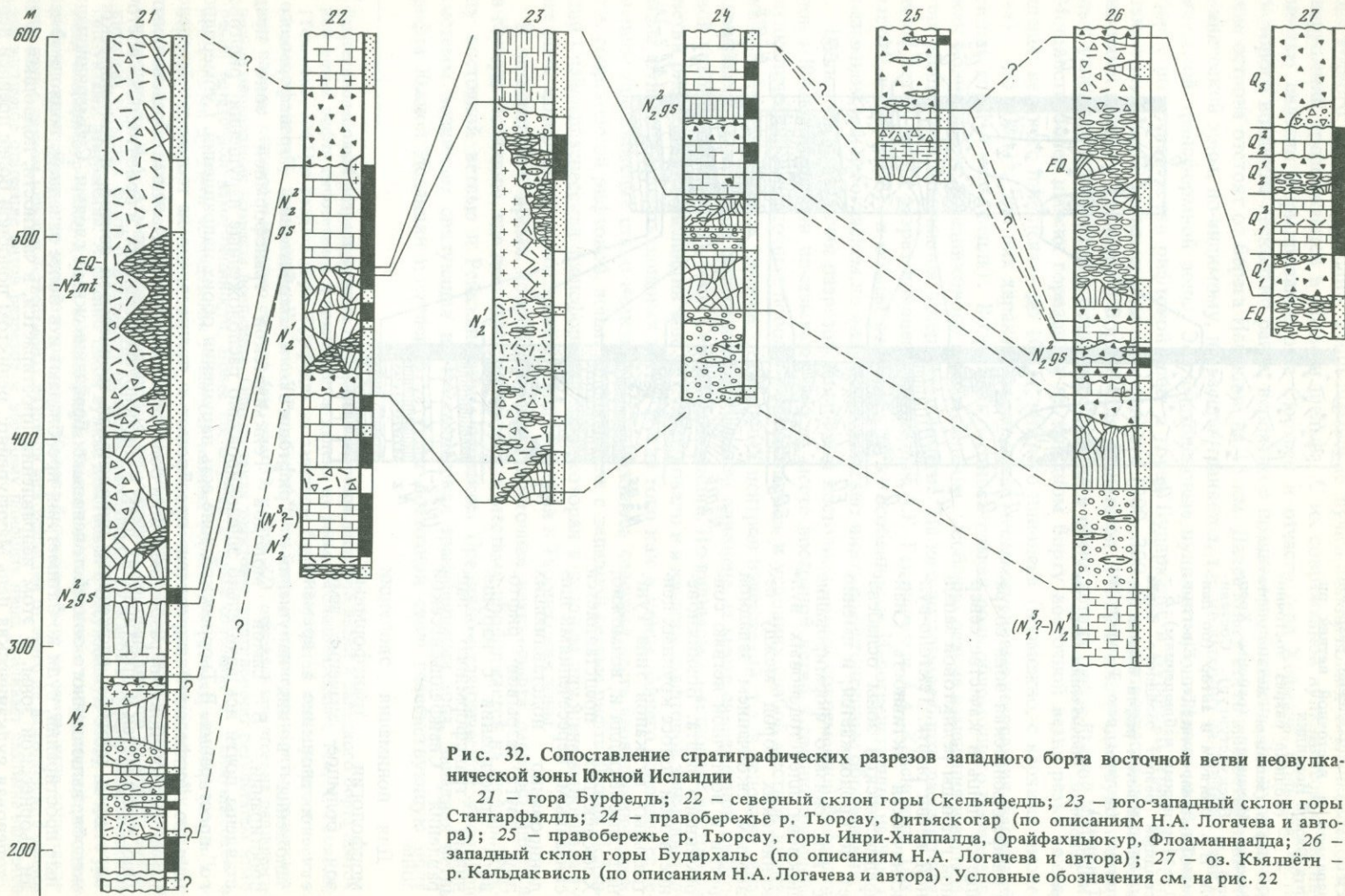


Рис. 32. Сопоставление стратиграфических разрезов западного борта восточной ветви неовулканической зоны Южной Исландии

21 — гора Бурфедль; 22 — северный склон горы Скельяфедль; 23 — юго-западный склон горы Стангарфьядль; 24 — правобережье р. Тьорсау, Фитьяскогар (по описаниям Н.А. Логачева и автора); 25 — правобережье р. Тьорсау, горы Инри-Хнапалда, Орайфахнюкур, Флоаманнаалда; 26 — западный склон горы Будархальс (по описаниям Н.А. Логачева и автора); 27 — оз. Кьялвётн — р. Кальдаквисль (по описаниям Н.А. Логачева и автора). Условные обозначения см. на рис. 22

возможно, является о-в Гримсей [Saemundsson, 1974]. Что же касается возраста нарушений северо-западного простирания, то прямые доказательства есть лишь для Хусавикской системы разрывов. Она выражена в рельефе плейстоценовым уступом, и вдоль нее изменяются мощности вулканогенных толщ начиная с эоплейстоцена.

Западнее п-ова Тьёднес, между заливами Скьяульванди и Эйя-фьорд развиты преимущественно миоценовые базальты. Нарушения обоих направлений определяют прямолинейную, местами ломаную форму речных долин и отрезков береговой линии. Как и на п-ове Тьёднес, субмеридиональное направление преобладает. Тр. Эйнарссон [Einarsson, 1962] показал, что обусловленный северо-западной трещиноватостью участок нижнего течения р. Фньоускау — это долина прорыва, до образования которой река текла, по-видимому, дальше на север по прямолинейной грабенообразной долине.

На основании изложенных геологических, океанологических и геоморфологических фактов можно предполагать, что северо-западные элементы структуры являются в Тьорнесской зоне по отношению к субмеридиональным нарушениям новообразованиями, хотя и довольно древними. Их структурная роль возростала со временем, но даже сейчас она не достигла роли субмеридиональных элементов, по-прежнему доминирующих в структурном рисунке зоны.

Та же последовательность событий регистрируется на западе Снайфедльснесской зоны, в районе оз. Лаунгаватн (см. рис. 30). Нарушения северо-западного направления смещают эшелонированно расположенные разрывы и трещины северо-восточного простирания. По-видимому, трансформные зоны Исландии закладывались как эшелонированные системы разрывов и трещин "рифтового" направления, и лишь позднее в них начали развиваться нарушения "трансформного" простирания.

#### ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

### ВАЖНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ИСЛАНДИИ

#### И ЕЕ СРАВНЕНИЕ СО СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИМИ РИФТАМИ

Исследование молодых нарушений Срединно-Исландской неовулканической зоны и сопряженных с ней трансформных зон, а также сравнение позднечетвертичных нарушений с более древними плиоцен-четвертичными образованиями позволяют сделать следующие выводы.

Срединно-Исландская неовулканическая зона представляет собой рифт и может рассматриваться как современное наземное продолжение срединно-океанической рифтовой системы. Плиоцен-четвертичное развитие неовулканической зоны протекало в условиях горизонтального растяжения в запад-северо-западном — восток-юго-восточном направлении. Растяжение, или раздвигание, зоны выражалось в последовательном образовании и приоткрывании все новых трещин, которые заполнялись магматическим материалом, нередко извергавшимся на поверхность. При раздвигании формировались нормальные сбросы, односторонние и двусторонние грабены. Скорость раздвигания в голоцене — около 1 см/год. Можно предполагать, что в среднем она была такой же и на более ранних стадиях развития неовулканической зоны, обусловив в течение последних 3—3,5 млн. лет ее суммарное раздвигание на 30—40 км.

Образование трещин растяжения, сбросов и сопровождавший их вулканизм охватывали широкую "активную" полосу, размеры которой несколько изменялись от эпохи к эпохе. Внутри этой полосы растяжение не реализовалось равномерно, а концентрировалось в сравнительно узких пучках интенсивных линейных нарушений. Между такими пучками, по-видимому, могли длительно сохраняться на месте блоки относительно древних вулканических пород и древней коры. Если подобный процесс имел место в прошлом при рифтогенном зарождении океанических впадин среди континентов, то он

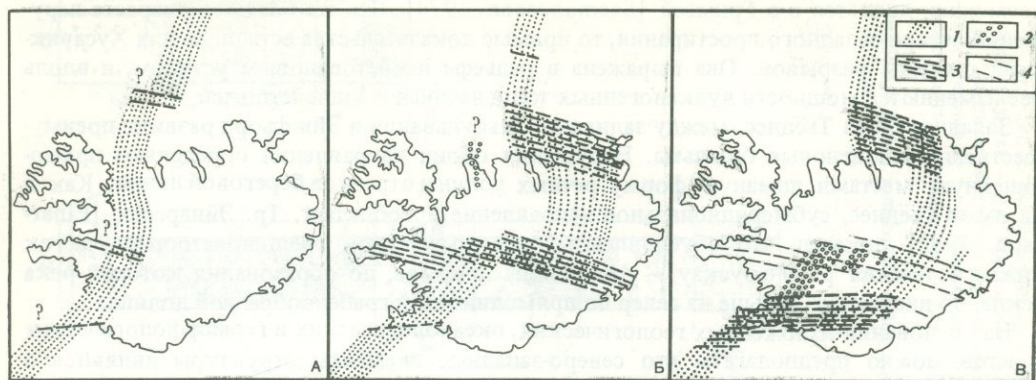


Рис. 33. Эволюция рифтовых и трансформных зон Исландии и сопредельных океанических территорий (по данным К. Саймундссона и П.Л. Уорда с дополнениями и уточнениями)

А — ранний плиоцен (4–5 млн. лет назад); Б — поздний плиоцен (2–2,5 млн. лет назад); В — современная эпоха

1 — активно развивающиеся рифтовые зоны; 2 — вырождающиеся рифтовые зоны; 3 — активно развивающиеся трансформные зоны; 4 — реликтовые трансформные зоны

может объяснить наличие реликтов гранитной коры (микроконтинентов) среди океанических образований.

Как показали результаты работ Г. Уокера и других исследователей, в миоцене на территории Исландии происходили рифтогенные процессы, аналогичные тем, которые выявлены для плиоцен-четвертичного времени. Однако зона рифтогенеза мигрировала со временем к востоку на несколько десятков километров. По данным К. Саймундссона, Е.Е. Милановского и Н.А. Логачева, в миоцене и начале плиоцена она проходила от Рейкьянеса к Видидалсау и Скаге, непосредственно соединяя смежные с ней отрезки океанической рифтовой системы (рис. 33, А). В плиоцене североисландский отрезок этой системы отмирает, но вместо него возникает северная часть Срединно-Исландской неовулканической зоны. В эоплейстоцене новообразованный рифт распространяется к югу. Интенсивность растяжения и вулканизма в его южной части возрастает со временем и постепенно становится больше, чем в сохранившейся южной части прежнего рифта. Такая миграция зоны рифтогенеза происходила не путем постепенного смещения полосы активности, а резко, скачком, затухнув в одной полосе и начавшись в другой. Подобные "скачки" рифтовой зоны могли иметь место и в океанах. Их необходимо иметь в виду при определении возраста полосовых магнитных аномалий путем последовательного отсчета от современной рифтовой долины.

Трансформные зоны Исландии появились в связи с заложением рифтовых зон не точно на продолжении одна другой, а кулисно друг относительно друга. В миоцене и начале плиоцена, когда рифтовая зона проходила от Рейкьянеса к Видидалсау и Скаге, могла существовать в зачаточном виде Снайфедльснесская трансформная зона, обязанная своим возникновением небольшому гипотетическому смещению рифтов в районе Лаунгвэйкюдля (см. рис. 33, А). Позднее, с отмиранием северной части современного рифта, у северного и южного концов последней развиваются Тьорнесская и Снайфедльснесская трансформные зоны (см. рис. 33, Б). Они связывают новообразованный рифт с океаническим рифтом хр. Кольбейнсей и западной ветвью рифта Южной Исландии, продолжающейся подводным рифтом хр. Рейкьянес. В начале четвертичного периода новообразованная восточная ветвь Исландского рифта распространяется на юг, где постепенно приобретает главенствующую роль по сравнению с западной ветвью рифта Южной Исландии. Между новообразованной восточной ветвью и подводным хребтом Рейкьянес развивается новая Рейкьянесская трансформная зона, тогда как Снайфедльснесская вырождается (см. рис. 33, В).

Трансформная зона представляет собой сдвиг, который возникает между окончания-

ми двух кулисно расположенных отрезков рифтовой системы, в связи с тем что здесь раздвигание блоков от каждого из рифтов направлено в противоположные стороны [Wilson, 1965]. Исландский материал показывает, что по мере развития этого процесса поверхностное тектоническое выражение трансформных зон изменяется. Они складываются как ряды эшелонированно расположенных разрывов и трещин "рифтового" простираения, и на первых порах образование новых нарушений в таких рядах реализует сдвиговые напряжения, которые создаются на границах блоков коры, движущихся в противоположные стороны. Однако по мере нарастания амплитуды разнонаправленных движений, зависящей от скорости и продолжительности раздвигания и от расстояния между соседними рифтовыми отрезками, эшелонированного ряда оказывается недостаточно для реализации сдвига. Вдоль ряда возникает широкая полоса мелких сколов, по которым происходят в каждом случае небольшие, но в сумме значительные сдвиговые перемещения.

Наиболее молодая Рейкьянская трансформная зона представляет собой ряд эшелонированных структур "рифтового" направления. В более древней Тьорнесской зоне этот ряд дополняется нарушениями "трансформного" простираения. Наконец, в Снайфедльснесской зоне "рифтовое" направление подавлено "трансформным", которое представлено многочисленными мелкими разрывами и трещинами, расположенными эшелонированно друг относительно друга. Не вполне ясно, почему в Тьорнесской зоне, заложившейся одновременно или почти одновременно со Снайфедльснесской, нарушения "трансформного" направления не достигли столь заметного преобладания. Это может быть связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, Тьорнесская зона шире Снайфедльснесской, сдвиговые напряжения рассеивались здесь в большем пространстве и дольше могли разрешаться развитием эшелонированных структур рифтового простираения. Во-вторых, расстояние между соседними участками Срединно-Исландского рифта и хр. Кольбейсей меньше, чем было в позднем плиоцене между западным и восточным отрезками рифта Исландии; поэтому амплитуда разнонаправленного перемещения расходящихся блоков не достигала на севере столь большой величины.

Среди северо-западных разрывов и трещин Тьорнесской зоны Хусавикская система выделяется значительной амплитудой сдвиговых перемещений. Ее обособление при кажущемся отставании развития Тьорнесской зоны от Снайфедльснесской, возможно, отражает начальную стадию следующего преобразования трансформной зоны, а именно объединения части мелких сколов трансформного направления в более крупные разрывы и даже один разрыв, в котором сосредоточивается основная доля сдвигового перемещения.

Значение описанных тектонических исследований в значительной мере определяется тем, насколько рифтовая зона Исландии отражает черты строения подводных отрезков срединно-океанической рифтовой системы. Это особенно важно потому, что, как правило, возможность и "разрешающая способность" методов изучения тектоники современных океанов существенно уступает наземным и Исландия может дать ключ к объяснению особенностей подводных рифтов.

Некоторые черты строения и эволюции Исландии уже нашли аналогии в океанах. Так, признаки скачкообразной миграции рифтовой зоны обнаружены к северу от Исландии [Pitman, Herron, 1974] и на юго-востоке Тихого океана [Shih, Molnar, 1975]. Ряд исследователей отмечают сложное строение и значительную, до нескольких десятков километров, ширину океанических трансформных зон. Однако другие черты строения рифтовой зоны Исландии, основанные на детальном геологическом исследовании, до последнего времени не были обнаружены в океанах, поскольку океанические исследования дают иной уровень генерализации структуры, при котором такие черты не могут быть выявлены. Поэтому особый интерес представляют собой результаты работ по франко-американскому проекту FAMOUS, согласно которому в 1971—1974 гг. было предпринято детальное изучение небольшого отрезка Срединно-Атлантической рифтовой системы между  $36^{\circ}50'$  и  $37^{\circ}20'$  с.ш. [Heirtzler, Andel, 1977; и др.].

Исследования проводились с помощью малых подводных лодок, оборудованных

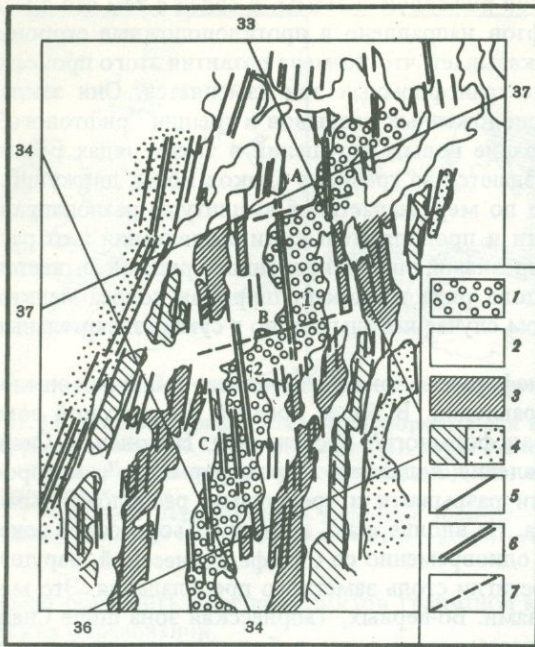


Рис. 34. Интерпретация карты магнитных аномалий участка FAMOUS, Центральная Атлантика [Ramberg et al., 1977].

1-4 — зоны положительных магнитных аномалий: 1 — эпоха Бронеса (Q), 2 — эпизода Олдуей (Гилса) ( $N_2^{old}$ ), 3 — эпохи Гаусса ( $N_2^{gs}$ ), 4 — эпохи Гильберта (два эпизода) ( $N_2^i$ ); 5 — структурные линии, параллельные простиранию магнитных аномалий; 6 — рифтовые зоны 1, 2 и др.; 7 — трансформные зоны А, В (трансформная зона С выражена кулисным рядом отдельных рифтов)

аппаратурой для придонного эхолотирования, фотографирования, сбора образцов, проведения магнитометрических и других измерений. Французские океанологи работали преимущественно в северной части региона. Там же, между  $36^{\circ}47'$  и  $36^{\circ}50'$  с.ш. были сосредоточены наиболее детальные и всесторонние исследования американских ученых. Результаты детальных работ дополнялись и интерпретировались на

основе мелкомасштабных надводных батиметрических, магнитометрических и сейсмологических измерений.

Площадь FAMOUS представляет собой систему рифтов северо-северо-восточного простирания, расположенных эшелонированно друг относительно друга так, что каждый более северный рифт смещен относительно предыдущего к востоку и связан с ним субширотной трансформной зоной. Крупнейшие рифты получили обозначения 1, 2, 3, 4 (с севера на юг), а трансформные зоны, связывающие рифты 1, 2 и 2, 3, соответственно А и В (рис. 34).

В поперечном сечении каждого рифтового отрезка различаются срединная долина, внутренние склоны, террасы и внешние склоны, причем последние хорошо выражены не во всех рифтах. Ширина этих элементов при общей ширине долин 22—45 км переменчива: различаются рифты с узким (1—4 км) дном и широкими террасами и широким (10—14 км) дном и узкими или отсутствующими террасами [Ramberg, Anđel, 1977; Luyendyk, Macdonald, 1977].

В пределах срединной долины обнаружены овальные холмы, удлиненные в направлении простирания долины и занимающие около 60% ее площади [Ballard, Anđel, 1977]. Высота холмов достигает 100—200 м, ширина — 300—1000 м. Между холмами находятся депрессии глубиной до 100 м. Поверхность срединной долины сложена пиллоулавами и обломками вулканических пород [Luyendyk, Macdonald, 1977]. По-видимому, овальные холмы представляют собой вулканические постройки типа хребтов Исландии, сложенных формацией Моберг, но более низкие. Распространение подобных форм в подводных рифтовых долинах предполагал С. Тораринссон [Thorarinsson, 1969], анализируя вулканические постройки Исландии. Участки извержений возвышаются над холмами до 5—7 м при ширине 10—15 м. Местами удается проследить отдельные лавовые потоки, не распространяющиеся от центров извержений более чем на сотни метров [Ballard, Anđel, 1977].

Наиболее детально была изучена рифтовая долина 2. Ее глубина в центральной части около 2400 м и возрастает к северу и югу до 2800 м [Heirtzler, Anđel, 1977]. Выделяется осевая система вулканических холмов, характеризующаяся на порядок более высокой, чем соседние холмы, намагниченностью [Macdonald, 1977]. Она принимается за современную ось спрединга. Обращает на себя внимание, что на значительном протяже-

нии долины осевые холмы имеют выдержанную высоту  $2550 \pm 50$  м [Heirtzler, Andel, 1977; Ballard, Andel, 1977]. Помимо осевой системы вулканических холмов, закартированы параллельные ей подобные цепи. Особенно многочисленны они в рифтовой долине 3, более широкой, чем долина 2 [Ramberg, Andel, 1977].

Днище срединной долины нарушено многочисленными разрывами и трещинами, сходными с теми, что наблюдались в Срединно-Исландской неовулканической зоне [Luyendyk, Macdonald, 1977]. Они появляются в основании осевых вулканических холмов и становятся все более многочисленными к периферии. Близ оси преобладают зияющие трещины шириной от нескольких сантиметров до 8 м и ограниченные сбросо-раздвигами узкие грабены, крылья которых находятся примерно на одной высоте или различаются не более чем на 1 м. К краям срединной долины разрывы становятся более важным рельефообразующим фактором. Они представлены сбросами и сбросо-раздвигами амплитудой до нескольких метров. В основании некоторых сбросовых уступов наблюдаются узкие приразрывные грабены. Поверхности поднятых крыльев иногда наклонены от разрыва [Ballard, Andel, 1977]. Чаще всего опущены крылья, обращенные к оси долины, однако К. Макдональд и Б. Лайендук [Macdonald, Luyendyk, 1977] отмечают также анатетические сбросы вблизи краевых уступов.

Склоны срединной долины представляют собой сбросовые уступы или чаще системы таких уступов, определяющих ступенчатое строение склонов. Высота отдельных уступов составляет десятки метров, а общая высота всей системы может достигать сотен метров и местами превышает 1000 м. Поверхности сбросовых уступов наклонены в сторону срединной долины под углами  $50-60^\circ$  [Macdonald, Luyendyk, 1977; Ballard, Andel, 1977]. Ограниченные разрывами блоки нередко наклонены в противоположную сторону под углами в несколько градусов. По существу, разрывная тектоника склонов сходна с наблюдаемой в краевых частях срединной долины, но отличается гораздо большим размахом движений.

Детальное изучение рифта 2 позволило подсчитать суммарное раздвижение, обусловленное развитием разрывов и трещин в срединной долине и на ее склонах. Оно достигает 5,7% ширины западной половины долины и 8% ее восточной половины [Ballard, Andel, 1977]. Такая асимметрия коррелируется с асимметрией террас: на восточном склоне долины их больше и они образуют более широкие ступени, чем на западном склоне долины. В рифте 3, срединная долина которого заметно шире, чем в рифте 2, террасы выражены плохо, а местами отсутствуют; элементы асимметрии проявлены гораздо слабее [Ramberg, Andel, 1977].

Трансформные зоны района исследований построены сложно. Их ширина измеряется километрами и достигает 20 км на пересечении с рифтовыми долинами [Heirtzler, Andel, 1977]. Вместе с тем активные участки зон узки. В зоне А это уступ с опущенным южным крылом, а в зоне В — узкий трог. Они простираются примерно в направлении трансформной зоны и характеризуются высокой микросейсмичностью и гидротермальной активностью. На отдельных участках трансформных зон отмечается эшелонированное расположение уступов и трещин, простирающихся наискось к зонам. Трансформная зона между рифтами 3 и 4 образована короткими долинами рифтового направления, расположенными эшелонированно друг относительно друга и образующими левый кулисный ряд. Элементы подобного строения выявлены и на сочленении трансформной зоны А с рифтом 2. Как в зоне А, так и особенно в зоне В окончания соседних рифтовых долин не ограничиваются четкой линией трансформного разлома (ее нет), а на протяжении нескольких километров заходят одна за другую [Ramberg et al., 1977]. Эти участки трансформных зон образуют впадины, тогда как соединяющие их отрезки представляют собой седловины донного рельефа. При такой неоднородности строения поверхности трансформные зоны, по-видимому, едины на глубине: на всем протяжении обследованных трансформных зон плотность эпицентров микроземлетрясений гораздо выше, чем в рифтовых долинах [Macdonald, Luyendyk, 1977].

Общие черты эволюции описанной системы рифтов и трансформных зон выявляются путем анализа остаточной намагниченности горных пород. Интерпретация рисунка полосовых магнитных аномалий на краях рифта 2 позволяет говорить об асимметрии спрединга, который происходит на запад со скоростью 0,7–1 см/год и на восток со скоростью 1,2–1,4 см/год [Needham, Francheteau, 1974; Heitzler, Andel, 1977; Macdonald, 1977]. В рифтовой долине 3 спрединг оказывается симметричным — около 1,2 см/год в каждую из сторон.

Направление движения блоков, определенное по рисунку полосовых магнитных аномалий, — косое по отношению к трансформным разломам и образует с их простиранием угол около  $20^\circ$  [Macdonald, 1977; Ramberg et al., 1977]. По мнению К. Макдональда, спрединг сохранил такое направление в течение по меньшей мере 8 млн. лет. Дж. Рамберг и его соавторы считают, что в течение последних 6 млн. лет произошла переориентировка направления спрединга. Они исходят из того, что простирания полосовых магнитных аномалий, а стало быть, и оси спрединга в относительно древние эпохи были близки к  $50^\circ$ . Первичное положение выражено структурными линиями на расстоянии 45–55 км от современной оси рифта 2 (см. рис. 34). Перестройка произошла 3–5 млн. лет назад. При этом на 40-километровом отрезке, соответствующем современному рифту 2, ось спрединга испытала вращение, сопровождавшееся асимметричным раздвиганием плит. Южнее древний рифт разделился на серию более коротких отрезков, расположенных эшелонированно и простирającychся на северо-северо-восток. В связи с образованием эшелонированной системы рифтов начали развиваться трансформные зоны. На крайнем юге, в рифте 4, подобной перестройки не заметно.

Формирование новой системы происходило не только путем вращения крупных рифтов, но и путем затухания коротких рифтовых отрезков и образования параллельных отрезков на новом месте. Такая скачкообразная миграция рифта зафиксирована на восточном крыле рифта 4 двумя кулисно расположенными линиями полосовой аномалии, которая интерпретируется как олдувейская (2–2,5 млн. лет назад). Расположенная восточнее и параллельная ей полоса, отвечающая эпохе Гаусса, подобного смещения не испытала.

По мнению Дж. Рамберга и его соавторов [Ramberg et al., 1977], в четвертичное время (магнитная эпоха Брюнеса) рифт 3 распространился на север, тогда как параллельное ему южное окончание рифта 2 на протяжении 10 км отмерло. Подобное явление описано также на востоке Тихого океана [Shih, Molnar, 1975] и, по существу, весьма сходно с тем, что происходило в четвертичное время и отчасти продолжается в настоящее время на юге Исландии.

Анализ истории развития срединных долин затруднен отсутствием возрастных датировок, поскольку все изученные долины попадают в зону эпохи Брюнеса, т.е. оказываются моложе 0,7 млн. лет [Heitzler, Andel, 1977]. Была сделана попытка интерполировать на плейстоцен и голоцен скорости спрединга, выявленные по рисунку магнитных аномалий [Ballard, Andel, 1977; Ramberg, Andel, 1977]. Вулканические холмы срединных долин получили при этом различный возраст от голоцена до среднего, а в рифтовой зоне 3 даже раннего плейстоцена. В каждую последующую эпоху ось спрединга закладывается не точно вдоль прежней оси, а в стороне от нее — в основании вулканической постройки предшествующей эпохи. Таким образом, ось спрединга со временем испытывает колебания в полосе шириной около 1 км, а возникающие вдоль оси и позднее смещенные вулканические тела имеют в поперечном разрезе форму коротких линз, прислоненных и отчасти перекрывающих одна другую. Возраст обоих склонов срединной долины рифта 2 из-за асимметрии спрединга оказывается одинаковым, что в какой-то мере служит подтверждением предложенной модели.

У. Брайен и Дж. Мур [Bryan, Moore, 1977] попытались определить относительный возраст вулканических пород долины 2 по степени их вторичных изменений: толщи-

не палагонитовых колец и корок железисто-марганцевых окислов. Согласно этим признакам 50 проанализированных образцов были разделены на четыре возрастные группы. Вдоль оси долины преобладают относительно молодые лавы группы 1 (64%) и группы 2 (60%). Три образца, отнесенные к группе 3 (22%), оказались приуроченными к осевой депрессии, тогда как осевые вулканические холмы целиком попали в группы 1 и 2. К краям долины возрастает количество лав группы 3, а в краевой депрессии между вулканическими холмами взяты три наиболее древних образца, отнесенных к группе 4. Оценки скорости нарастания палагонитовых колец, основанные на хорошо датированных образцах из разных океанических районов, существенно различаются и позволяют датировать лавы группы 1 сотнями или тысячами лет, т.е. поздним голоценом, а лавы группы 4 — от среднего плейстоцена до раннего голоцена.

Таким образом, в целом подтверждается удревнение лав от оси долины к ее периферии. Вместе с тем лавы группы 1 встречены и в краевых частях срединной долины, а группы 2 — на ее склонах и террасах. Присутствие молодых вулканических образований на краях долины подтверждают шесть определений возраста лав, выполненных М. Сторзером и М. Соло трековым методом. Наконец, геолого-геоморфологические наблюдения также указывают на присутствие ненарушенных разрывами вулканических холмов на склонах рифтовой долины [Ballard, Andel, 1977].

Указанные наблюдения и определения приводят к созданию иной модели рифтового процесса. В срединной долине, а возможно, и на ее склонах геологически одновременно развиваются не одна, а несколько параллельных цепей вулканов. Они разделены относительно древними образованиями, что подтверждается не только степенью вторичных изменений пород, но, возможно, и находками в срединной долине 2 достаточно обширных (сотни метров) участков, характеризующихся обратной намагниченностью [Macdonald, 1977]<sup>1</sup>. Параллельные цепи вулканов формируются из единого неглубокого магматического очага, охватывающего всю ширину долины. В краевых частях, где кровля очага расположена глубже, а температура ниже, продукты извержений более дифференцированы [Bryan, Moore, 1977]. Если в центре долины во вкрапленниках больше оливина и присутствует хромовая шпинель, то в краевых частях возрастает содержание клинопироксена и плагиоклаза. Краевые лавы содержат больше стекла, оно обогащено  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и имеет более высокие значения  $\text{FeO/MgO}$  по сравнению с центральными лавами. Модель, предполагающая существование в рифтовой зоне нескольких геологически одновозрастных вулканических цепей, близка к тому, что наблюдается в Исландии, хотя закономерного изменения состава продуктов извержений от середины к краям там не отмечалось.

Итак, детальное изучение рифтовых зон океанов обнаруживает в них элементы почти всех черт строения, присущих рифтовой зоне Исландии. Сходными оказываются строение отдельных нарушений и форм, характер и продукты вулканизма, расположение амагматичных разрывов на продолжении магмоподводящих трещин (осевые депрессии) и на обрамлении вулканических цепей, общее ступенчатое строение рифта, его развитие путем формирования все новых раздвигов, часто служащих магмоподводящими каналами. Можно предполагать, что на отдельных отрезках океанического рифта, как и в Исландии, спрединг осуществляется не путем раздвигания от одной узкой оси, а путем геологически одновременного формирования нескольких параллельных пучков раздвигов и магмоподводящих трещин. В океанах, как и в Исландии, отмечены случаи отмирания отдельных отрезков рифтовой системы и формирования параллельных им новых отрезков, отстоящих от прежних на значительные расстояния. Океанические трансформные зоны, особенно возникшие сравнительно недавно, иногда представляют собой эшелонированные ряды нарушений риф-

<sup>1</sup> Обратные намагниченные лавы срединной долины могут быть и образованиями кратковременных эпизодов внутри эпохи Брюнеса.

тогого простираия, подобные кулискому ряду Рейкьянесской зоны, или сочетают в своем строении такие ряды и разрывы трансформного простираия, как это имеет место в Тьорнесской зоне. В связи с этим океанические трансформные зоны могут иметь значительную ширину, сложное и неоднородное строение. Перестройка и возникновение новых трансформных зон происходят в связи с перестройкой рифтовой системы и образованием рифтовых отрезков, расположенных кулисно друг относительно друга. Указанные черты сходства позволяют использовать результаты изучения строения и развития рифтовой системы Исландии при анализе океанических отрезков рифтовой системы.

Вместе с тем современная рифтовая зона Исландии отличается от типичных океанических рифтов. Она шире, и ее краевые уступы ниже. Если в океанических рифтах даже при одновременном развитии нескольких параллельных пучков магмоподводящих разрывов один из них является главной зоной раздвигания, то в Исландском рифте таких отличий между пучками не наблюдается. Возможно, эти особенности связаны с большей мощностью земной коры в рифтовой зоне Исландии [Palmason, 1971] и соответственно с большей глубиной магматических очагов и не столь резким латеральным изменением коры и ее реологических свойств на границах рифтовой зоны.

## АЗИАТСКАЯ ЧАСТЬ АЛЬПИЙСКО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

### ГЛАВА ПЯТАЯ

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Гигантский орогенический пояс протягивается от восточного побережья Атлантики до западного структурного обрамления Тихого океана, постепенно расширяясь к востоку. Нередко его называют Альпийско-Гималайским, но это не вполне верно, потому что значительная часть пояса расположена севернее Гималаев, охватывает горные системы Центральной Азии и простирается на восток по меньшей мере до оз. Байкал и Монголии. Поэтому более правильным представляется именовать горный пояс Альпийско-Азиатским.

В тектоническом отношении азиатская часть пояса гетерогенна (рис. 35). Его осевая полоса, к которой только и применимо название Альпийско-Гималайского пояса, простирается от Малой Азии к Трансгималаям и представляет собой область, где окончательное становление континентальной гранитной коры завершилось в неогене, а местами продолжается, возможно, до сего времени [Пейве и др., 1976]. Севернее находится область, где подобный процесс завершился в палеозое. Южнее расположены две платформы — Аравийская и Индостанская — с континентальной корой, сформировавшейся в рифее.

Северная часть пояса, с палеозойской континентальной корой, охватывает Туранскую плиту, Тянь-Шань и продолжается в Северо-Западный Китай и Монголию. В его составе различаются зоны с разным временем формирования континентальной коры, а внутри них — с разным возрастом гранитно-метаморфического слоя. Процесс их становления был, по сути дела, процессом наращивания северных континентов за счет Палеотетиса. На юге палеозойской части пояса обособляется сравнительно узкая полоса раннемезозойского становления континентальной коры.

Часть палеозойского пояса, расположенная к востоку от Памира, отличается от палеозоид более северо-западных районов присутствием крупных блоков древней континентальной коры. К их числу относятся, например, Таримская плита, Цайдамский массив и Бейшаньская зона [Основы..., 1962]. Подобные блоки, или мелкие плиты, во многом определяют структурные особенности и тектоническую историю Центральной Азии.

Аравийская и Индостанская древние платформы клиньями вдаются в альпийско-гималайскую часть пояса и в своих фронтальных частях испытали интенсивное воздействие более молодых тектонических движений. К таким переработанным платформенным областям относятся Гималаи, которые на значительном протяжении представляют собой выходы фундамента Индостанской плиты [Гансер, 1967].

Характерная черта строения альпийско-гималайской части орогенического пояса, где общее становление континентальной коры закончилось в кайнозое, — наличие срединных массивов [Хаин, 1968, 1969; Муратов, 1974]. Гранитно-метаморфический слой срединных массивов весьма древний, скорее всего рифейский. Ряд авторов считает их автохтонными образованиями — микроконтинентами в геосинклинальной области Тетиса. По мнению А.В. Пейве [1969; Пейве и др., 1976], они аллохтонны, заняли свое современное положение в процессе движения южного обрамления Тетиса к северу и если не целиком, то в значительной мере являются отторженцами

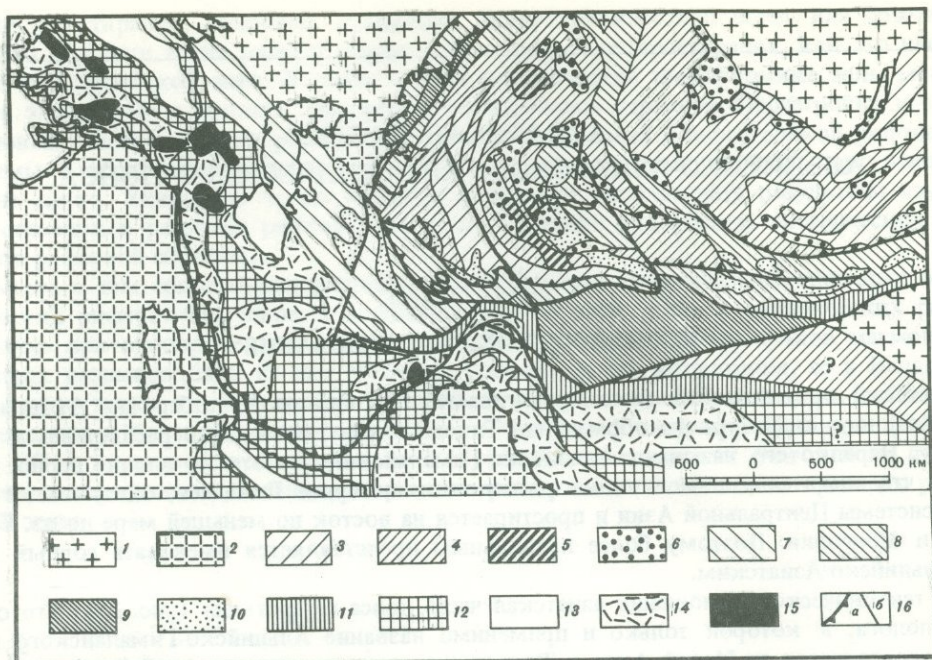


Рис. 35. Тектоническая схема азиатской части Альпийско-Азиатского орогенического пояса и сопредельных территорий (по данным А.В. Пейве и др. [1976] с дополнениями [Пейве и др., 1964; Тектоническая..., 1966] )

1-6 — области с континентальной корой, сформировавшиеся: 1 — к началу рифея, 2 — к началу фанерозоя, 3-6 — к началу девона: 3 — рифейский гранитно-метаморфический слой, 4 — позднекембрийский, ордовикский и силурийский гранитно-метаморфические слои и нерасчлененная девонская кора, 5 — фрагменты более древних кор, 6 — девонские комплексы — показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические); 7-10 — области с позднепалеозойской континентальной корой: 7 — вендско-ордовикский гранитно-метаморфический слой, 8 — каменноугольный гранитно-метаморфический слой, 9 — фрагменты более древних кор, 10 — позднепалеозойские комплексы — показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические); 11 — области с континентальной корой, сформировавшиеся к середине триаса; 12-15 — области с континентальной корой, сформировавшиеся к концу миоцена и формирующиеся в настоящее время: 12 — меловой, палеогеновый и миоценовый гранитно-метаморфические слои, 13 — участки с несформировавшимся гранитно-метаморфическим слоем, 14 — фрагменты более древних кор, преимущественно в аллохтонном залегании, 15 — неоген-четвертичные комплексы — показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические); 16 — важнейшие тектонические покровы (а) и прочие крупные разломы (б)

платформ гондванского ряда. Аллохтонное залегание сейчас доказано для древних массивов, расположенных севернее Индостанской плиты [Руженцев, 1971]. По-видимому, оно характерно и для срединных массивов Анатолии и северо-западной части Ирана [Пейве, 1969]. По крайней мере часть их сложена кристаллическими породами, тождественными фундаменту Аравийской и Индостанской платформ. Иную природу, вероятно, имеет Лутский массив, расположенный в центре широкой ирано-афганской части пояса [Stöcklin et al., 1972].

Четковидное в плане строение альпийско-гималайской части пояса, резко суженной к северу от Аравийской и Индостанской платформ, расположение срединных массивов и связанные с этим особенности развития позволяют разделить Альпийско-Гималайский пояс на ряд сегментов [Хаин, 1968, 1969]. В области сужения к северу от Аравийской плиты находится Ван-Кавказское поднятие с характерным изгибом (синтаксисом) структурных зон Восточного Тавра и Малого Кавказа. По обе стороны этого синтаксиса находятся Черноморская и Южно-Каспийская впадины с несформировавшимся гранитно-метаморфическим слоем [Пейве и др., 1976]. Другой подобный, но более грандиозный синтаксис [Губин, 1943; Wadia, 1931] и связанное

с ним поперечное поднятие [Резвой, 1964] находятся к северу от Индийской платформы.

Широкий Ирано-Афганский участок пояса разделяется на два сегмента, граница которых проходит непосредственно к востоку от меридионально удлинённого Лутского массива — части протяжённой зоны Урало-Оманского линеймента. Западный (Иранский) и восточный (Афганский) сегменты различаются историей альпийского тектонического развития, структурным рисунком и взаимным расположением разновозрастных тектонических зон [Перфильев и др., 1973].

Главным и общим для всего пояса структурообразующим фактором А.В. Пейве [1969] считает движение южных (гондванских) платформ к северу и связывает с этим замыкание Тетиса. К сходным выводам пришли А. Гансер, В.Е. Хаин, Дж. Дьюи и Дж. Берд. Следы океанической стадии развития являются офиолитовые зоны. Они почти непрерывно прослеживаются через Анатолию, Малый Кавказ, огибают с севера и юга Лутский массив и в виде постепенно сближающихся полос достигают Гиндукуша. Юго-восточнее, между Высокими Гималаями и Трансгималаями, выделяется лишь одна полоса офиолитов — зона "флиша Инда".

Сближение плит продолжалось, по мнению указанных авторов, и в позднеальпийское время, когда на большей части пояса формирование континентальной коры закончилось. Вызванное сближением плит субмеридиональное сжатие определило развитие орогенных структур. Об их формировании в условиях субмеридионального сжатия писали Э. Арган [1935], Г.П. Горшков [1947], С.С. Шульц [1948], А.И. Суворов [1963], Е.Е. Милановский [1972], Л.М. Расцветаев [1972, 1973], В.И. Макаров [1977] и другие исследователи. Развитие горных сооружений началось в различных частях пояса в разное время: в конце мела — начале палеогена на Центральном Памире, олигоцене на обширных пространствах Центрального Ирана, конце миоцена и плиоцене во внешних складчатых зонах. Ю.Г. Леонов [1972] подчеркнул значение в истории развития рельефа позднего олигоцена, когда в горообразование были вовлечены многие зоны с альпийской и доальпийской континентальной корой. Принципиальное значение имела вторая половина миоцена, когда горообразование охватило всю территорию пояса, далеко "выплеснувшись" за пределы собственно альпийской складчатой области. С конца миоцена А.А. Моссаковский [1965] начинает вторую (горообразовательную) стадию орогенного этапа развития альпийской области, а Е.Е. Милановский [1968] называет ее позднеорогенной стадией. В эту стадию формируется современный структурно-орографический план территории.

Горообразовательный процесс протекал по-разному в различных частях пояса. В западных сегментах его азиатской части, окружающих выступ Аравийской плиты, "пик" горообразовательных движений приходится на конец миоцена — ранний плиоцен, а позднее интенсивность процесса спадает, происходит лишь достройка горноскладчатых сооружений и значительные подвижки отмечаются, как правило, лишь по их периферии [Кетин, 1965; Милановский, 1968; Расцветаев, 1972]. Восточнее, в сегментах орогенического пояса, прилегающих к Индийской платформе, и в Центральной Азии темп новейших горообразовательных движений в целом ускорился до наших дней [Синицын, 1959; Резвой, 1964; Гансер, 1967; Лоскутов, 1969; Белоусов, 1976]. Поэтому именно здесь, а не в западных сегментах пояса мы вправе ожидать наиболее интенсивные проявления позднечетвертичных тектонических движений.

Описание молодых тектонических нарушений и их соотношений с элементами новейшей структуры азиатской части орогенического пояса дается отдельно для каждого из перечисленных историко-тектонических подразделений: краевых частей и структурных ограничений Аравийской и Индостано-Памирской плит<sup>1</sup>; краевых горных сооружений южной части Евразийской плиты (Большой Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань и Джунгарский Алатау); расположенных между плитами сегментов внутренней части

<sup>1</sup> Индостано-Памирская плита образована Индийской платформой и причленившимися к ней более северными тектоническими зонами. Механизм такого причленения рассмотрен ниже.

пояса (Анатолийского, Иранского, Афганского). Горные сооружения Центральной Азии сформировались на доальпийской континентальной коре, подобно краевым сооружениям Евразийской плиты, но отличаются от них рядом особенностей новейшей структуры. Важнейшая черта Центральной Азии — сочетание стабильных массивов с подвижными орогеническими зонами сложного строения, в целом поднятыми над стабильными блоками. В этом отношении она сходна с внутренними сегментами пояса, например Иранским, и занимает по отношению к Индостано-Памирской плите такую же неотектоническую позицию, как Иранский сегмент по отношению к Аравийской плите. Поэтому Центральная Азия будет рассмотрена вместе с внутренними сегментами пояса. Краевые сооружения Индостано-Памирской и Аравийской плит, примыкающие к каждой из них внутренние сегменты пояса и краевые сооружения Евразийской плиты представляют собой две области взаимодействия плит. Их неотектоническое сходство позволяет ограничиться подробным описанием области взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит, а область взаимодействия Аравийской и Евразийской плит рассмотреть кратко, в сравнительном плане.

## ГЛАВА ШЕСТАЯ

### ОБЛАСТЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ИНДОСТАНО-ПАМИРСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТ

#### ИНДОСТАНО-ПАМИРСКАЯ ПЛИТА

##### Тектонический очерк

Обширная область Индостана, Каракорума и Памира гетерогенна и в различных частях развивалась по-разному. Но она ограничена единой системой крупных позднечетвертичных разломов (рис. 36, вкл., рис. 37), определяющей общность современного тектонического развития. На юго-западе начало указанной системе дают субмеридиональные разломы дна Индийского океана, достигающие континента в районе г. Карачи. Севернее г. Карачи выделяются [Wellman, 1966] по меньшей мере три субмеридиональных разлома, образующих левый кулисный ряд. Северный из разломов — Чаманский (см. 11 на рис. 36) протягивается почти на 1000 км и достигает западной части Центрального Памира. Здесь он кулисно подставляется Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений (см. 10 на рис. 36), которая пересекает р. Пяндж возле с. Саригор и продолжается на север вдоль р. Обиминьюу. В районе с. Сагирдашт зона молодых нарушений отклоняется к северо-востоку, пересекает р. Обихингоу и нижнее течение р. Муксу и протягивается на восток вдоль северных подножий Заалайского хребта. В восточной части Алайской долины она торцом причленяется к Памиро-Каракорумскому разлому (см. 13 на рис. 36), который простирается на юго-восток и достигает верховьев р. Инд. Южнее Памиро-Каракорумский разлом кулисно подставляется Главным пограничным разломом Гималаев (см. 27 на рис. 36), вдоль которого, так же как и вдоль всех упомянутых выше нарушений, имели место позднечетвертичные перемещения. Восточное продолжение Главного пограничного разлома в настоящей работе не рассматривается.

Южная часть области, околтуренной указанной системой активных в позднечетвертичное время разломов, образована (см. рис. 37) Индийской платформой, становление континентальной коры которой завершилось в рифее [Перфильев и др., 1973; Пейве и др., 1976]. Вдоль границы Индийской платформы с Гималаями протягивается асимметричный Предгималайский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями. На его северном борту (Субгималаи) обнажаются плиоцен-нижнеплейстоценовые слои сивалика, которые смяты и тектонически перекрыты по Главному

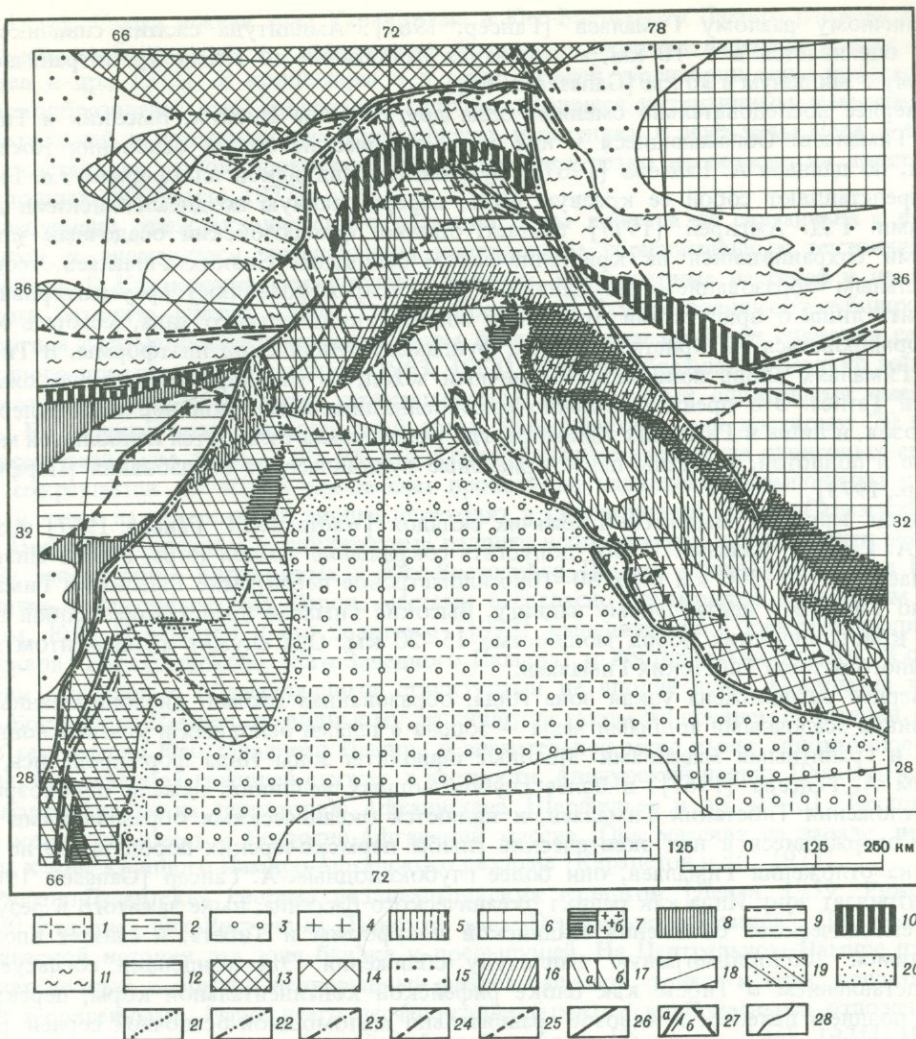


Рис. 37. Тектоническое районирование северной части Индостано-Памирской плиты и сопредельных территорий [Гансер, 1967; Губин, 1960; Захаров, 1958; Карапетов и др., 1975; Пейве и др., 1964, 1976; Перфильев и др., 1973; Руженцев, 1968; Трифионов, 1976в; Gansser, 1966; Molnar, Tarpnionier, 1975; Wellman, 1966]

1–5 – Индийская платформа: 1 – часть Индийской платформы, не испытавшая значительных дифференцированных тектонических движений в позднеальпийскую эпоху, 2 – мезозойско-кайнозойский миогеосинклинальный прогиб, 3 – позднеальпийский предгорный прогиб, 4 – Гималаи, 5 – северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи и их аналоги); 6–12 – внутренняя часть Альпийско-Азиатского орогенетического пояса: 6 – древние массивы, 7 – офиолитовые зоны Инда и Кветты (А) и гранитный батолит в зоне Инда (Б), 8 – офиолитовая зона Фарахруд и ее возможные аналоги, 9 – зона Каракорума и Юго-Восточного Памира и ее аналоги, 10 – зона Центрального Памира и ее аналоги, 11 – зона Западного Гиндукуша, Северного Памира и Куньлуня, 12 – Белуджистанская флишевая зона; 13, 14 – южная часть Евразийской плиты: 13 – Тянь-Шань, 14 – палеозойское основание Туранской плиты; 15 – кайнозойские и мезозойские прогибы внутренней части и северного края Альпийско-Азиатского орогенетического пояса, развивающиеся на консолидированной континентальной коре; 16–20 – время максимального проявления дифференцированных позднеальпийских горизонтальных движений в северной части Индостано-Памирской плиты: 16 – олигоцен, 17 – поздний олигоцен и миоцен (а), миоцен и, вероятно, плиоцен (б), 18 – конец миоцена и плиоцен, 19 – конец миоцена, плиоцен и четвертичный период, 20 – четвертичный период; 21–25 – начало интенсивных позднеальпийских горизонтальных движений по разломам: 21 – олигоцен и ранее, 22 – конец олигодена и миоцен, 23 – конец миоцена и плиоцен, 24 – четвертичный период, 25 – возраст неизвестен; 26 – разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене; 27 – сдвиги (а) и надвиги (б) (знаки 26, 27 нанесены вместе со знаками 21–25); 28 – границы тектонических зон без разломов.

пограничному разлому Гималаев [Гансер, 1967]. Амплитуда сжатия сиваликских слоев оценивается в 5–10 км, а амплитуда надвигания по Главному пограничному разлому — минимум в 30 км [Gansser, 1966].

Севернее последовательно сменяют одна другую зоны Низких, Высоких и Тибетских Гималаев. Обнажающиеся в них метаморфические толщи основания тождественны, по данным А. Гансера [1967], фундаменту Индийской платформы, т.е. Гималаи представляют собой ее краевую часть, переработанную позднеальпийскими движениями. Г.Д. Аджирей [1977] считает, однако, фанерозойский осадочный чехол, местами сохранившийся на кристаллическом основании Низких Гималаев, геосинклинальным образованием. Но данные Г.Д. Аджирея позволяют аргументированно говорить лишь о присутствии отложений миогеосинклинального типа, которые могли формироваться на кристаллическом фундаменте Индийской платформы. В Тибетских Гималаях вновь появляется осадочный чехол, но уже характерный для южных окраин Тетиса. Это преимущественно миогеосинклинальные слои верхнего палеозоя и мезозоя, и лишь в Гималаях Кашмира, где разрез чехла отличается наибольшей мощностью и полнотой, известны пермо-триасовые вулканические образования [Перфильев и др., 1973].

Обилие крупных надвигов и лежащих складок [Wadia, 1953; Гансер, 1967] позволили А. Гансеру [Gansser, 1966] допустить сокращение земной коры в зоне Низких Гималаев на 150–200 км и их 80–100-километровое перекрытие Высокими Гималаями по Главному центральному надвигу. Высокие Гималаи представляют собой пластину кристаллических пород мощностью 15–20 км. Она служит фундаментом для осадочного разреза Тибетских Гималаев.

Севернее расположена узкая зона Инда, образованная сложно дислоцированными эффузивно-осадочными толщами мела — эоцена с телами основных и ультраосновных пород и гранитными массивами. Меловые офиолиты зоны Инда формировались, по данным А. Гансера [1967], в более глубоководных условиях, нежели одновозрастные отложения Тибетских Гималаев, и являются океаническими образованиями Тетиса. Содержащиеся в них экзотические глыбы пермско-юрских пород также не похожи на отложения Гималаев, они более глубоководные. А. Гансер [Gansser, 1966] рассматривает зону Инда как реликт океанического бассейна, ныне сжатого в результате тектонического сближения Индийской платформы и Тибета, и считает вполне допустимой 200-километровую амплитуду сближения. Эта концепция согласуется с представлением о Тибете как блоке рифейской континентальной коры, перекрытой в позднем палеозое и мезозое сравнительно маломощной осадочной серией [Основы..., 1962].

Южнее гор Каплас, в Тибетских Гималаях, известен тектонический покров, сложенный офиолитами зоны Инда и отстоящий от нее на 90 км [Гансер, 1967]. Такой покров мог возникнуть в условиях поддвигания Гималаев под Тибетский массив. Вместе с тем на северном краю зоны Инда А. Гансер местами отмечает сравнительно небольшое по амплитуде надвигание пород зоны Инда на север — на грубообломочную палеогеновую молассу края Тибетского массива.

Офиолиты зоны Инда продолжают на северо-запад и, огибая с севера Хазарский массив, вероятно, смыкаются с офиолитами зоны Кветты. Хазарский массив, таким образом, оказывается структурным аналогом Высоких Гималаев. Рифейский возраст метаморфических пород массива и платформенный характер плохо сохранившегося осадочного чехла [Перфильев и др., 1973] не противоречат такому сопоставлению. Однако Хазарский массив занимает обособленное положение, будучи надвинутым на востоке на выступающий к северу "Джеламский клин" Кашмирских Гималаев, а на юге — на неоген Субгималаев. Второй из этих надвигов А. Гансер [1967; Gansser, 1966] рассматривает как западное продолжение Главного центрального надвига Гималаев.

Все более северные зоны Каракорума и Памира (см. рис. 37) повторяют дугообразный изгиб зоны Инда, образуя систему Пенджабского синтаксиса [Губин, 1943; Wa-

dia, 1931]. Самая южная зона Каракорума и Юго-Восточного Памира сложена терригенными, карбонатными и кремнистыми морскими толщами палеозоя — юры [Перфильев и др., 1973]. В конце юры и в мелу на всей территории зоны происходили складкообразовательные движения, сопровождавшиеся интрузивным магматизмом, гранитизацией и складчатостью. Красноцветы, известняки и эффузивы мела — неогена представляют собой орогенный этап и залегают резко несогласно на подстилающих толщах [Швольман, 1977].

Следующий этап тектонического развития зоны кажется не связанным с предыдущими и знаменуется интенсивным проявлением горизонтальных тектонических движений. В Каракоруме формируются надвиги, направленные на север и на юг от осевого батолита [Дезио, 1977]. На Юго-Восточном Памире возникают субширотные надвиги и сжатые складки, которые затем были смещены правыми сдвигами северо-западного простирания [Руженцев, 1963, 1968]. Сдвиги образуют несколько зон, среди которых Оксу-Мургабская характеризуется наибольшими сдвиговыми смещениями. По крупнейшему разлому этой зоны, Карасуйскому, они достигают 70 км, а по всем разломам зоны — 90–95 км. Северо-западнее амплитуда сдвиговых смещений сокращается до 40–45 км за счет проявления надвиговой компоненты движений, и далее на северо-запад сдвиги переходят в субширотный Лянгар-Сарезский надвиг. Подобные переходы в субширотные надвиги испытывают и другие сдвиги региона.

На западе зоны Каракорума и Юго-Восточного Памира обособляются два блока древних метаморфических пород, местами несогласно перекрытых осадочным палеозоем. Ю.С. Перфильев и его соавторы [1973] выделяют их в качестве срединных массивов: Бадахшанского (Юго-Западного Памира) и Восточно-Афганского. Соотношения массивов с обрамляющими структурами не вполне ясны. Осадочные толщи Юго-Восточного Памира, по-видимому, залегают на таком же древнем основании. Вместе с тем массив Юго-Западного Памира в значительной мере имеет аллохтонное залегание. Его северной границей служит, в частности, Аличурский надвиг [Руженцев, 1968], продолжающийся на территорию Афганистана [Перфильев и др., 1973]. Тектонические контакты имеет и Восточно-Афганский массив. Оба массива на западе примыкают к зоне крупного Памиро-Афганского разлома [Карапетов и др., 1975].

Рушано-Пшартская система позднеальпийских надвигов [Левен, 1959; Руженцев, 1968] отделяет Юго-Восточный Памир от зоны Центрального Памира<sup>1</sup>. По своей тектонической истории эта зона близка к предыдущей. На Центральном Памире присутствует полный и обычно непрерывный разрез палеозоя, триаса и юры, представленный терригенными (чаще всего песчано-глинистыми) и карбонатными отложениями с редкими эффузивами в палеозойской части разреза [Руженцев, 1968, 1971]. На границе нижней и верхней мела указанные толщи претерпели складчатость и затем были несогласно перекрыты верхнемеловыми известняками и мощными палеогеновыми континентальными эффузивами и красноцветами [Швольман, 1977]. Отложение орогенного комплекса сопровождалось несколькими фазами внедрения гранитоидов.

После формирования орогенного комплекса Центральный Памир испытал воздействие интенсивного субмеридионального сжатия [Руженцев, 1968]. Образовались гигантские сорванные лежащие складки. Затем на значительной части Музкольского хребта проявились процессы регионального метаморфизма и гранитизации, после чего возникла мощная система тектонических покровов, ныне определяющих структурный стиль зоны [Левен, 1964; Руженцев, 1968, 1971]. Пластины палеозойских, мезозойских и палеогеновых пород были выдавлены с юга. Одновременно формировались антиклинории и синклинории.

По крупному позднеальпийскому Центрально-Памирскому, или Ванч-Танымасско-

<sup>1</sup> С.С. Карапетов [Карапетов и др., 1975], Б.Р. Пашков и В.А. Швольман [1979] нашли в Рушано-Пшартской зоне вулканические проявления, которые они рассматривают как возможные следы древнего оксанического бассейна, разделявшего Юго-Восточный и Центральный Памир и замкнувшегося до начала неотектонического этапа развития регионов.

му, надвику [Левен, 1960; Карапетов, 1964] Центральный Памир подвинут под зону Северного Памира (см. рис. 37). Формирование континентальной коры Северного Памира завершилось в конце палеозоя — начале мезозоя и характеризовалось складчатостью, образованием эффузивно-терригенного орогенного комплекса и внедрением гранитоидов [Губин, 1960; Бархатов, 1963; Пейве и др., 1964]. На месте складчатого сооружения возникло и устойчиво сохранялось в течение всего мезозоя и кайнозоя крупное поднятие, которое позднее, в новейший этап, испытало воздействие субмеридионального сжатия.

Наконец, еще севернее находится выделенная И.Е. Губиным [1940] Внешняя зона Памира, где на кристаллическом основании, вероятно одновозрастном Южному Тянь-Шаню и Северному Памиру, в условиях межгорного прогиба отложились мощные (до 10–12 км) толщи мезозоя и кайнозоя. Они представлены главным образом терригенными породами, среди которых в триасе, нижней и средней юре присутствуют эффузивы, а в верхнем мелу и палеогене — карбонаты. Отложения Внешней зоны в неоген-четвертичное время были сорваны со своего основания и смяты в сложные складки, сопровождавшиеся надвигами и местами тектоническими покровами [Губин, 1960; Скобелев, 1977]. Два крупных наклоненных на юг надвига, Вахшский и Каракульский, ограничивают Внешнюю зону Памира с севера и юга [Губин, 1940].

Структурные зоны Пенджабского синтаксиса не только дугообразно изогнуты, но и смещены на север относительно своих западных и восточных продолжений (см. рис. 37). А.В. Пейве и его соавторы [1964], выявив и проанализировав эти смещения на северо-восточном фланге Индостано-Памирской плиты, обосновали позднеальпийский правый сдвиг по Памиро-Каракорумскому разлому в южной части на 270 км и в северной — на 180–190 км. Уменьшение амплитуды сдвига с юга на север связано с тем, что на Юго-Восточном Памире от Памиро-Каракорумского разлома ответвляются на северо-запад оперяющие правые сдвиги суммарной амплитуды не менее 100 км.

Выявленные сдвиговые смещения помогают ориентировочно оценить величины сопряженных с ними надвиговых перекрытий. Местами эти величины можно определить по ширине и положению тектонических окон. Надвигание в зоне Каракорума и Юго-Восточного Памира, вероятно, превышает 100 км. В зоне Центрального Памира оно составляет десятки километров [Руженцев, 1971] и, может быть, также превышает 100 км. Сдвиг вдоль северного звена Памиро-Каракорумского разлома в значительной мере трансформируется в надвигание по Каракульскому и Вахшскому разломам. Минимальная видимая амплитуда смещения по Вахшскому надвику 8–9 км [Губин, 1960]. Однако А.И. Суворов [1963] на основе сопоставления мел-палеогеновых фаций Внешней зоны Памира и Таджикской депрессии пришел к выводу о гораздо больших надвиговых перекрытиях и определил амплитуду Вахшского надвига в 50–55 км, Каракульского — в 40–45 км. По-видимому, допускаемое А.И. Суворовым сокращение ширины фациальных зон обусловлено не только перекрытием по указанным надвигам, но и складчатыми деформациями в их тыловых частях. А эти деформации, во всяком случае в хорошо изученной Внешней зоне Памира, весьма значительны [Скобелев, 1977].

На западном фланге Индостано-Памирской плиты, в Сулеймановых и Кирхтарских горах, в юрско-палеогеновое время отложилась мощная (до 5 км) толща морских, преимущественно карбонатных осадков. В неогене они были сорваны со своего основания, вероятно представляющего собой краевую часть Индийской платформы, и смяты в сложные складки. Офиолиты Кветты отделяют внешнюю Сулеймано-Кирхтарскую зону от Белуджистанской зоны Альпийско-Гималайского пояса, сложенной многокилометровой толщей палеоген-миоценового флиша и испытавшей складчатость в конце миоцена [Перфильев, и др., 1973]. Линия Кветты протягивается на север вдоль Кирхтарского хребта, затем огибает с севера выступ Индийской платформы, известный как синтаксис Кветты, и вновь простирается на север вдоль Сулеймановых гор. На обоих субмеридиональных отрезках линии Кветты А. Гансер [Gansser,

1966] отмечает следы левосдвиговых перемещений. М. Абдель-Гавад [Abdel-Gawad, 1971] назвал эти нарушения Сулеймано-Кирхтарской сдвиговой системой, допуская 500-километровое левое смещение вдоль нее Белуджистанской флишевой зоны.

С.А. Захаров [1958, 1969] выделил на западной окраине Памира субмеридиональный Дарвазский, или Бадахшанский, левый сдвиг и предположительно оценил амплитуду перемещений по нему в 180–200 км. Севернее Дарвазский сдвиг дугообразно отгибается к востоку и переходит в Каракульский надвиг, образуя вместе с ним зону Дарваз-Каракульского, или Северо-Памирского, разлома. С.С. Карапетов, И.И. Сонин и В.Е. Хаин [1975] объединили Дарвазский, Пагманский и Чаманский разломы в единую Памиро-Афганскую систему нарушений и на основе сопоставления тектонических зон Памира и Афганистана определили вдоль нее 300 км левосдвигового смещения.

Приведенные факты согласованно указывают на сближение Индостанского щита с краевой частью Евразийской плиты — Тянь-Шанем. Амплитуда этого сближения, без учета замыкания океанического бассейна Тетис, первичная ширина которого неизвестна, может достигать 700 км. Сближение происходило в условиях повсеместно сформированного гранитно-метаморфического слоя и, по существу, представляло собой процесс его перераспределения и консолидации. Согласно представлениям К. Ле Пишона и его соавторов [1977, с. 201], "положительная плавучесть материковой коры препятствует погружению плиты и процесс поглощения не эффективен". В таком случае сближение плит реализуется "надвигами по почти горизонтальным плоскостям, потому что поддвигающая плита, обладающая положительной плавучестью, будет стремиться к максимально высокому гипсометрическому положению" [Там же, с. 253]. Согласно этой модели, в области взаимодействия должно происходить тектоническое сдвигание коры, и оно как будто подтверждается в рассматриваемом регионе. Мощность земной коры Памира и Гималаев достигает 50–70 км [Кулагин и др., 1976; Сейсмические..., 1977; Белоусов и др., 1979], причем скорости сейсмических горизонтов, соответствующие типичному разрезу континентальной коры, в разрезе Памира, вероятно, повторяются дважды [Кулагина и др., 1974].

Вместе с тем изучение положения очагов землетрясений современного северо-западного и северного фланга Индостано-Памирской плиты позволило выделить сейсмофокальную зону, очевидно соответствующую границе плиты на глубине [Губин, 1960; Лукк, Винник, 1975]. Дальнейшие исследования показали [Белоусов и др., 1979], что до глубин 30–40 км фокальная зона соответствует зонам Вахшского и Каракульского надвигов и наклонена на юг. Ниже находится субгоризонтальная зона скопления гипоцентров (рис. 38), а под ней слой, где количество гипоцентров резко уменьшается. Еще ниже, на глубинах 70–250 км, находится Памиро-Гиндукушская мантийная сейсмофокальная зона, которая в памирской части круто наклонена на юг. Такое расположение гипоцентров землетрясений указывает на возможность субгоризонтальных срывов на глубинах 30–60 км, но противоречит мнению о надвигании Индостано-Памирской плиты на Евразийскую в той форме, какую предполагает К. Ле Пишон. Чтобы понять, как в этих условиях происходило утолщение и возможное сдвигание земной коры региона, рассмотрим историю позднеальпийских горизонтальных перемещений.

Первые, раннеальпийские фазы тектонической активности в зоне Инда относятся к меловому периоду. Они обусловили появление экзотических глыб среди верхнемеловых отложений [Гансер, 1967]. Замыкание океанического бассейна, смятие мел-эоценовых пород зоны Инда и их надвигание на Тибетские Гималаи следует относить к позднему эоцену—олигоцену, поскольку в верховьях Инда эти породы несогласно перекрыты олигоцен-миоценовыми конгломератами [Tewari, 1964]. С олигоцена начинается новейший этап тектонического развития, в течение которого повсеместно существовала континентальная кора и горизонтальные движения приводили лишь к ее перераспределению. Если в олигоцене они проявились преимущественно в зоне Инда, то позднее распространились в смежные области.

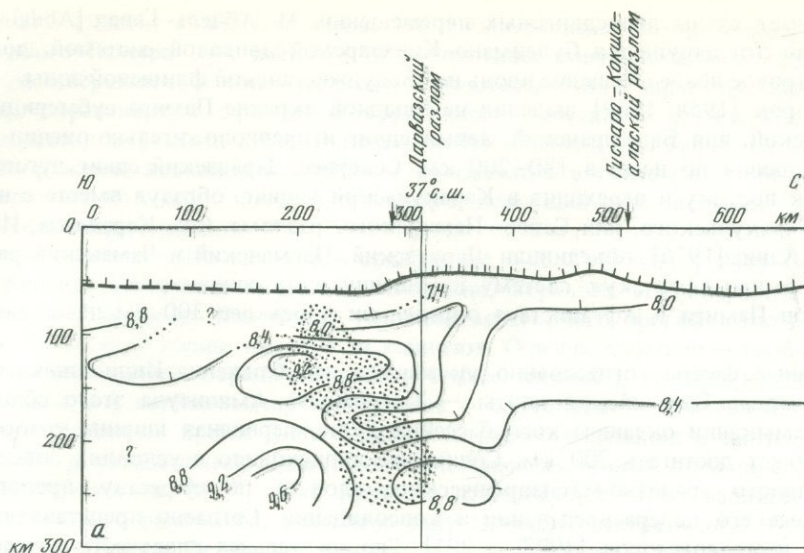


Рис. 38. Глубинные сейсмологические разрезы Афгано-Таджикской депрессии через г. Душанбе (а) и Памира через оз. Каракуль (б)

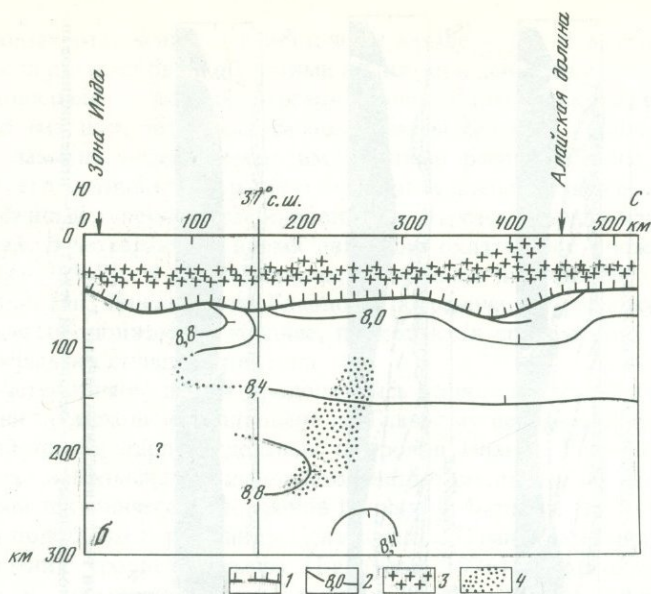
1 — поверхность Мохоровичича [Белоусов и др., 1979]; 2 — изолинии равных скоростей (в км/с) прохождения продольных сейсмических волн в мантии [Николаев, Санина, 1982]; 3 — коровые сейсмофокальные зоны [Белоусов и др., 1979]; 4 — Памиро-Гиндукушская мантийная сейсмофокальная зона

Зоны Низких Гималаев и Главного центрального надвига 9–18 млн. лет назад подверглись метаморфизму и гранитизации, отчасти замаскировавшим ранее возникшие складки и надвиговые контакты [Гансер, 1967]. Надвижение, таким образом, частично предшествовало метаморфизму. Можно, однако, предполагать, следуя А.В. Пейве, что метаморфизм и гранитизация сами были результатом горизонтальных движений, т.е. эти явления нельзя существенно разрывать во времени<sup>1</sup>.

Метаморфизм центральной части Каракорума, по мнению А. Децио [1977], происходил в миоцене и непосредственно предшествовал становлению осевого батолита (8,6 млн. лет, Rb-Sr метод) и внедрению синхронных ему кислых силлов и даек. Тогда же, вероятно, возникли надвиги приосевой части. На северном и южном склонах горной системы возраст складчатости и надвижения определяется в более широких пределах: от эоцена, когда на севере возникли интрузии кварцевых сиенитов массива Гираф (53 млн. лет, Rb-Sr метод), а на юге имели место прогибание и осадконакопление, до позднего миоцена, когда сформировались кислые интрузии, синхронные осевому батолиту. Смятие третичных конгломератов дает основание предполагать, что основные движения происходили в олигоцене — миоцене. Дайки плиоценовых диоритов и лампрофиров не деформированы.

Позднеальпийские горизонтальные движения Юго-Восточного Памира происходили после общей складчатости и формирования орогенного комплекса [Руженцев, 1968], которые сопровождалась внедрением гранитоидов мелового и палеогенового возраста.

<sup>1</sup> Г.Д. Аджирей [1977] приводит наряду с миоценовыми более древние цифры определения возраста, полученные К-Аг методом. Так, возраст метаморфизма осевой зоны и отдельных шарьяжных пластин Высоких Гималаев 13–59 млн. лет, а гранитов (наряду с миоценовыми) 42–52 млн. лет. Возраст метаморфических минералов покровов Чейл и Джутог Низких Гималаев — 22–45 млн. лет, но есть и более древние определения — 85–125 млн. лет. Возможно, первые фазы тектонической активности Гималаев совпадают с верхнемеловой активизацией в зоне Инда, а начало покровообразования в Гималаях — с замыканием океанического бассейна зоны Инда в олигоцене. Тем не менее главная фаза покровообразования, как и отмечал А. Гансер, приходится на миоцен и в целом совпадает с эпохой гранитизации и метаморфизма.



Последние фазы магматической активности регистрируются на Юго-Западном Памире становлением Памиро-Шугнанского батолита — 32–21 млн. лет и повторным метаморфизмом древних толщ — 32–9 млн. лет [Швольман, 1977], а на Юго-Восточном Памире — внедрением щелочных пород Сарыкольского хребта — 17–12 млн. лет [Дмитриев и др., 1964]. Вероятно, начало позднеальпийских горизонтальных движений совпало с заключительным этапом магматической активности. Движения происходили в две фазы. Первая фаза проявилась образованием сжатых складок и надвигов (в том числе, вероятно, и ранних надвигов Рушано-Пшартской зоны), а вторая — образованием правых сдвигов и сопряженных с ними надвигов.

В Центральном Памире также отмечаются две главные фазы горизонтальных движений, разделенные этапом метаморфизма музкольского комплекса [Руженцев, 1968]. В первую фазу возникли крупные лежачие складки, а во вторую сформировалась общая покровная структура зоны. Лежачие складки начали развиваться в середине мела и продолжали — в палеогене [Руженцев, 1971]. Возраст метаморфизма определяется временем образования, по-видимому, синхронных ему метасоматических и палингенных интрузий субщелочных гранитоидов — 36–14 млн. лет [Швольман, 1977], а также отсутствием гальки метаморфизованных пород в палеогеновых конгломератах [Пейве и др., 1964]. Можно допустить, что метаморфизм генетически связан с надвиганием и едва ли значительно оторван от него во времени. Сдвиг по Памиро-Афганской системе разломов в южной ее части послепалеогеновый, поскольку в смещения вовлечен палеогеновый флиш [Карпетов и др., 1975].

В конце миоцена начинаются горизонтальные движения по Дарваз-Каракульской зоне разломов. Об этом можно судить на основании ее морфологических аналогий с Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений. Как показано ниже, на меридиональном отрезке последней наряду с левосдвиговой имела место небольшая раздвиговая компонента перемещений, выразившаяся образованием грабена в долине р. Пяндж и возле сел. Иол и Порвор. Подобный грабенообразный прогиб (но большего размера) существовал и вдоль западного крыла Дарваз-Каракульского разлома в его южной меридиональной части. Глубина прогиба нарастает к югу, и наиболее опущенная часть приурочена к нижнему течению р. Кокчи (Северный Афганистан). Здесь с конца миоцена до эоплейстоцена включительно в западном крыле разлома накопилось более

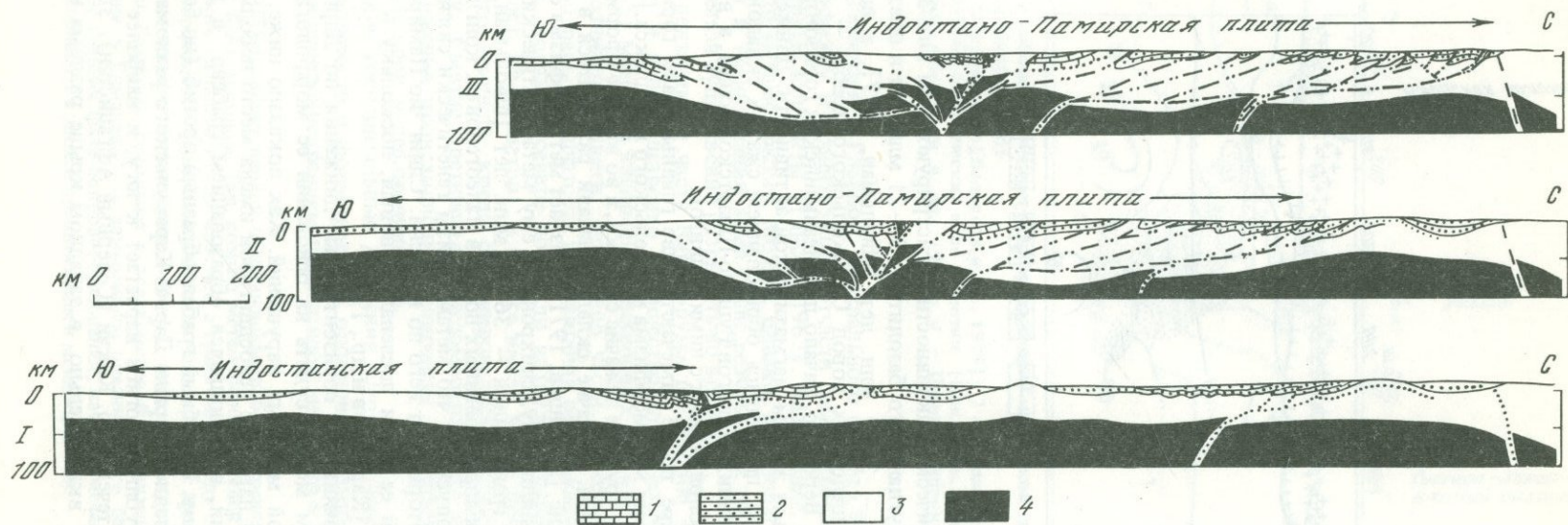


Рис. 39. Гипотетическая схема структурных соотношений Индийской платформы с более северными тектоническими зонами Азии

I — к концу олигоцена; II — к концу миоцена; III — в современную эпоху. 1 — офиолитовые комплексы; 2 — осадочный чехол; 3 — консолидированная часть земной коры; 4 — верхняя мантия

7 км молассовых отложений, а в восточном крыле — 0,8–1 км [Ачилов, 1976]. До этого оба крыла разлома были областями поднятия и денудации.

Субмеридиональный южный отрезок Дарваз-Каракульского разлома сохраняет активность до сих пор, тогда как расположенный севернее субширотный отрезок не деформирует заметно пересекаемые им крупные речные долины, например долину р. Муксу, т.е. его активность в раннем — среднем плейстоцене закончилась. Она охватила расположенный севернее северо-восточный отрезок Дарваз-Алайской зоны молодых нарушений. В четвертичное время движения охватывают и южные предгорья Гималаев [Гансер, 1967]. В эоплейстоцене — среднем плейстоцене происходит складчатость Сугбималаев. Движения по Главному пограничному разлому начинаются тогда же, но частично продолжаются позднее, поскольку в современной структуре Низкие Гималаи перекрывают складки сивалика.

В плиоцен-четвертичное время продолжались подвижки в некоторых ранее возникших зонах. Они происходили в плиоцене по Главному центральному надвигу Гималаев и даже в плейстоцене вдоль отдельных покровов Низких Гималаев [Гансер, 1977]. Автор наблюдал небольшие среднеплейстоценовые смещения по некоторым надвигам и поверхностям тектонических покровов долины р. Бартанг. На четвертичные подвижки по другим подобным нарушениям Центрального Памира косвенно указывают вертикальные смещения уровней рельефа [Белоусов, 1976]. Сдвиговые перемещения по Карасуйскому и, возможно, другим сдвигам Юго-Восточного Памира, как показано ниже, продолжались до конца плейстоцена, но скорость молодых движений значительно ниже, чем на ранних этапах развития разломов.

Таким образом, сближение Индостана и Тянь-Шаня, имевшее место после замыкания океанического бассейна Тетис и предположительно оцениваемое в 700 км, приходится на олигоцен, миоцен, плиоцен и антропоген, т.е. последние 35–30 млн. лет, что дает среднюю скорость сближения 2–2,5 см/год [Трифонов, 1979б]. В процессе относительного северного дрейфа плиты Индостана участок верхнекорового слоя, располагавшийся перед фронтальной областью наиболее интенсивных горизонтальных смещений, вовлекался в деформации, которые приводили к срыву деформированного участка и его обособлению распространявшимися к северу сдвиговыми зонами западной и северо-восточного обрамлений плиты. В результате такой участок приключился к плите и начал двигаться вместе с ней, а фронт плиты скачкообразно мигрировал к северу, вовлекая в деформации следующий участок. Одновременно надвигание и складчатость происходили и на юге, в Гималаях. Там в деформации вовлекались все более южные части Индийской платформы, т.е. по сравнению с северным фронтом плиты процесс мигрировал в обратном направлении. Причина подобных миграций, возможно, состоит в том, что процесс надвигания одной коровой пластины на другую из-за трения и веса верхней пластины не может продолжаться беспредельно. Он переходит в соседнюю зону, которая подготовлена к надвиганию предшествовавшими деформациями, вызванными сжатием со стороны надвигающейся пластины.

В ходе описанной структурной эволюции между Индийской платформой и Тянь-Шанем сформировалась система прислоненных одна к другой мегачешуй (рис. 39). Они охватили осадочный чехол и гранито-метаморфический слой до глубин 30–40 км. Таким образом, утолщенная земная кора Гималаев и Памира представляется созданной не общим надвиганием одной плиты на другую, а в значительной мере перекрытием и сдвиганием верхнекорового слоя смежных чешуй и имеет в различных районах разный состав и возраст перекрытия [Трифонов, 1979б]. Представление о том, что при формировании чешуй произошло обособление верхнекорового слоя от более глубоких слоев литосферы, подтверждается приведенными выше сейсмологическими данными, согласно которым молодые сейсмогенные разломы верхнекорового слоя края Индостано-Памирской плиты отделены горизонтальной зоной скопления гипоцентров и почти асейсмичным слоем низов земной коры от мантийной сейсмофокальной зоны, расположенной южнее. Подобно фронту плиты в верхнекоровом слое, мантийная сейсмофокальная зона, вероятно, мигрировала к северу: в настоящее время она находится

под Южным Памиром, а в олигоцене скорее всего располагалась под зоной Инда, о чем свидетельствуют глубинность последней и ее крутой наклон.

В итоге позднеальпийского тектонического развития Индостано-Памирской плиты наиболее контрастные проявления горизонтальных тектонических движений сконцентрировались вдоль зон современных краевых разломов, к рассмотрению которых мы переходим.

### Молодые тектонические нарушения северного и западного обрамлений Индостано-Памирской плиты

#### *Дарваз-Алайская зона молодых нарушений*

На южном борту Алайской долины две субширотные ветви Дарваз-Алайской зоны выражены уступами поверхности. Одна из них совпадает с бровкой позднеплейстоценовой террасы, а другая пересекает ее. Западнее, в районе р. Алтындара, молодые нарушения широтного и северо-западного простирания образуют ромбовидную в плане систему. Далее к западу, между реками Таш-Кунгей и Гулома, активная ветвь разлома проходит непосредственно в тыловом шве нижней, голоценовой, террасы р. Кызылсу. На всем описанном протяжении отмечается надвигание южного крыла разлома (1, 2 на рис. 40, А).

Западнее р. Гулома зона молодых нарушений отклоняется на юго-восток. На левом берегу р. Муксу (см. 3 на рис. 40, А) три гряды боковых морен долинного ледника смещены влево примерно на 50 м при поднятии юго-восточного крыла до 10 м (рис. 41, а). Плоскость разрыва крутая. На юго-запад эта ветвь молодых нарушений затухает, но кулисно подставляется более южной ветвью, приобретающей отчетливое топографическое выражение на левобережье р. Муксу северо-восточнее оз. Хариколь. В зоне кулисного подставления ветвей на обоих берегах р. Муксу развиты субмеридиональные позднечетвертичные разрывы. Они образуют уступы и, вероятно, являются сбросами, которые в совокупности с разрывами северо-восточного направления отчасти обусловили возникновение Ляхшской депрессии в районе слияния рек Кызылсу и Муксу.

Южная ветвь молодых нарушений протягивается на юго-запад к долине р. Кара-Шура и представлена несколькими молодыми разрывами. Обнаруживается взбросовая или надвиговая компонента перемещений с поднятием юго-восточных крыльев, а вдоль одного из разрывов (см. 4 на рис. 40, А), по-видимому, имеет место левый сдвиг до 170 м позднеплейстоценовой троговой долины и морены. С запада к зоне разлома причленяются молодые нарушения Сурхоб-Илякской зоны, следующей вдоль северного склона хр. Петра Первого.

Для более юго-западного участка зоны разлома характерно сочетание отрезков северо-восточного простирания (вероятно, левых взбросо-сдвигов) с субширотными надвигами и взбросами. Взбросы огибает плато Тупчак (см. 5 на рис. 40, А), которое по ним поднято относительно соседних территорий. Юго-западнее, в долинах рек Рагноу и Обихингоу развита система шелонированно расположенных молодых нарушений северо-северо-восточного простирания, образующих левый кулисный ряд. В долине р. Обихингоу, они сочетаются с разрывами северо-восточного простирания, обнаруживающими признаки взбросовых смещений. Две эти системы разрывов ограничивают опущенный ромбовидный блок с острыми углами в районах Мианаду и Лайрони-Поен. Западный из разрывов первой системы протягивается на юго-запад по восточному склону руч. Пахма (см. 6 на рис. 40, А), где вдоль него смещен влево на 10 м небольшой овраг. В верховьях ручья разрыв раздваивается. Его относительно древняя, вероятно позднеплейстоценовая, ветвь неоднократно расщепляется с затуханием оперяющих нарушений в северо-восточном направлении. Северо-западная ветвь, испытывавшая обновление в голоцене, начинается на севере субширотным взбросом с поднятым северным крылом, а затем отклоняется на юго-запад и характеризуется

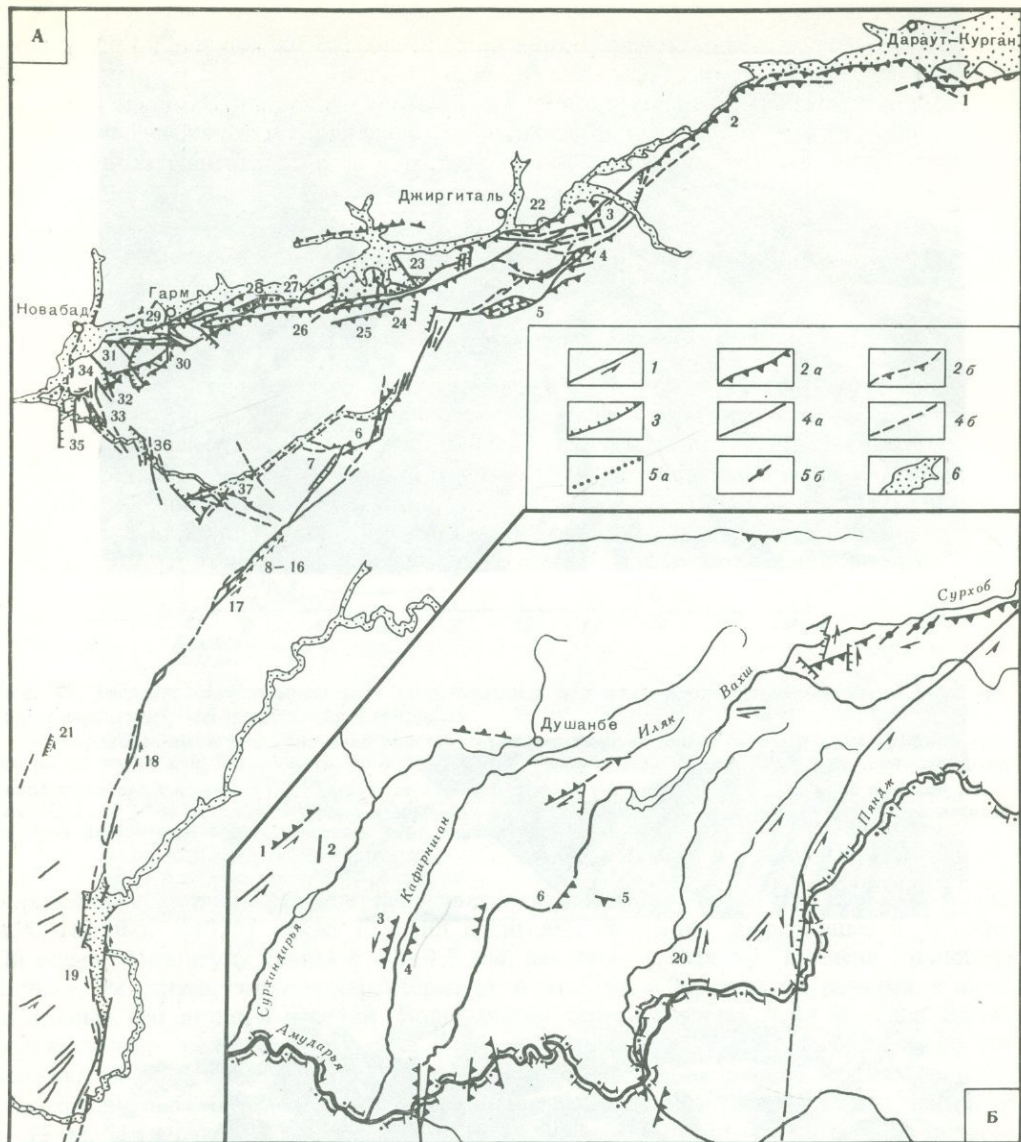


Рис. 40. Карты молодых тектонических нарушений Дарваз-Алайской и восточной части Сурхоб-Илякской зон (А), северной и центральной частей Афгано-Таджикской депрессии (Б)

1 — сдвиги; 2 — надвиги и взбросы: а — достоверные, б — предполагаемые; 3 — сбросы; 4 — разломы с невыясненным направлением перемещения: а — достоверные, б — предполагаемые; 5 — оси антиклиналей Таджикабадского участка Сурхоб-Илякской зоны, продолжавших развиваться в позднем плейстоцене: а — на рис. А, б — на рис. Б; 6 — голоценовые аллювиальные и пролювиальные отложения. Объяснение цифр — в тексте

левосдвиговыми смещениями мелких водотоков (см. 7 на рис. 40, А). В 4 км юго-западнее сел. Сагирдашт обе ветви сливаются.

Юго-западнее Дарваз-Алайская зона молодых нарушений совпадает с Дарвазским разломом. Его участок между сел. Сагирдашт и перевалом Возгина неоднократно привлекал внимание геологов. Первым мнение о левосдвиговом смещении и искривлении оврагов на рассматриваемом участке разлома высказал в 1957 г. А.Х. Кафарский, оценивший амплитуду молодого сдвига в 1–1,5 км. Затем С.А. Захаров [1969]



Рис. 41. Дарваз-Алайская зона молодых нарушений  
*a* — на левобережье р. Муксу вблизи сел. Казак; *б* — в 8 км юго-западнее сел. Сагирдашт; *в* — в 7–9 км юго-западнее сел. Сагирдашт

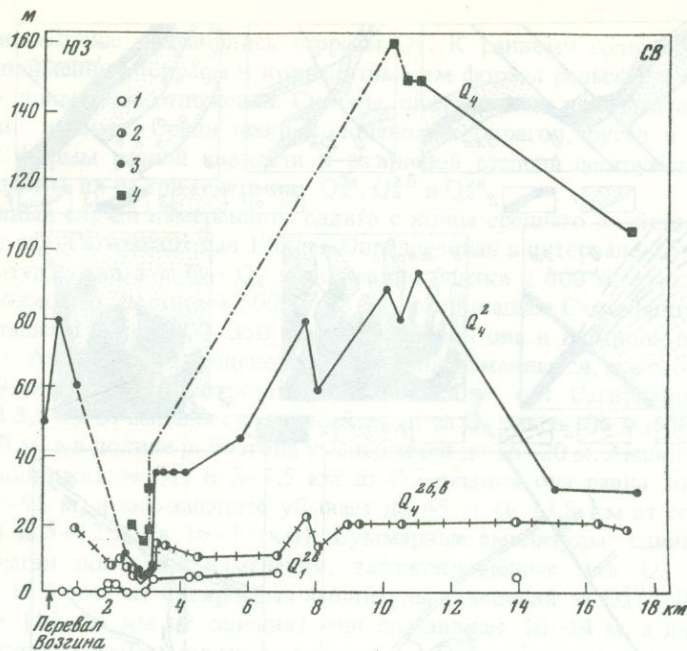
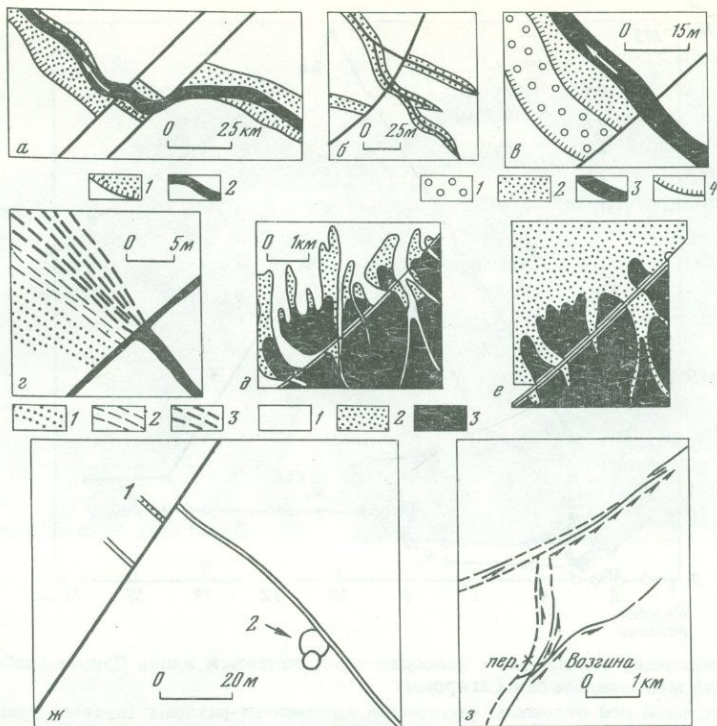


Рис. 42. Распределение голоценовых левосдвиговых подвижек вдоль Дарваз-Алайской зоны молодых нарушений юго-западнее сел. Сагирдашт

По горизонтальной оси отложены расстояния вдоль зоны разлома (правый край графика удален на 2,5 км от сел. Сагирдашт), по вертикальной — амплитуды смещений: 1 — за последний этап конца позднего голоцена ( $Q_4^{2B}$ ); 2 — за конец позднего голоцена ( $Q_4^{2B,B}$ ); 3 — за поздний голоцен ( $Q_4^3$ ); 4 — за голоцен в целом ( $Q_4$ ). При распределении подвижек по двум и более ветвям разлома амплитуды одновозрастных перемещений суммировались.

определил позднечетвертичное левосдвиговое смещение форм рельефа в 4–6 км. А.А. Никонов [1975] также отметил сдвиговые смещения, выраженные в рельефе. Он оценил амплитуду сдвига в 1,5–1,8 км, отнеся ее к отрезку времени с плицена поньше, и считал, что она характеризует не всю зону Дарвазского разлома, а лишь отдельные его ветви и отрезки. Более общей чертой разлома А.А. Никонов считал вертикальные подвижки, которые лишь в позднем плейстоцене превысили, по его мнению, 50 м. Вместе с тем А.А. Никонов [1977] указал на позднеголоценовое левое сбросо-сдвиговое сейсмотектоническое смещение с горизонтальной компонентой: в 5–15 м. Наконец, И.Г. Щерба [1975] описала олистоформу в неогеновой молассе Дарвазского хребта, связав ее с развитием уступа в зоне разлома.

Предпринятое В.К. Кучаев и автором [1977] в 1973–1974 гг. дополнительное изучение этого участка зоны разлома (см. 8–17 на рис. 40, А) показало, что здесь повсеместно развиты молодые левосдвиговые смещения, причем элементы рельефа разного возраста сдвинуты на разные расстояния (рис. 42, 43; см. также 41, в). Вертикальная составляющая переменна, но чаще поднято юго-восточное крыло. Показательным в этом отношении является район в 7–8 км юго-западнее сел. Сагирдашт, где обрывок террасы конца среднего плейстоцена в юго-восточном крыле разлома расположен примерно на 50 м выше его продолжения в северо-западном крыле. В зоне разлома много оползней. Молодой разлом обычно выражен одной или двумя сближенными ветвями. Чаще они одновозрастны. Однако в районе Сагирдашта северо-западная ветвь моложе юго-восточной, а в 10–12 км юго-западнее этого пункта две голоценовые ветви проходят юго-восточнее позднеплейстоценовой. Обычно разлом простирается СВ 40–50°, но на небольшом отрезке в 12 км юго-западнее Сагирдашта и вблизи перевала Возгина отклоняется до меридионального направления. В долине р. Воз-



Р и с. 43. Примеры молодых смещений в Дарваз-Алайской зоне молодых нарушений между перевалом Возгина и сел. Сагирдашт

*а* — сдвиг раннеголоценовой долины по двум ветвям разлома в 17 км юго-западнее сел. Сагирдашт: 1 — раннеголоценовая долина, 2 — современное русло; *б* — перестройка овражной сети в связи с перемещениями по разлому в 1 км северо-восточнее перевала Возгина (условные обозначения см. на *а*); *в* — образование "карманов" в западном крыле молодого разрыва в 18 км юго-западнее сел. Сагирдашт: 1 — раннеголоценовые, 2 — позднеголоценовые и 3 — современные отложения, 4 — уступы на границах разновозрастных отложений; *г* — постепенное смещение конуса выноса конца позднего голоцена вдоль молодого разрыва в 14 км юго-западнее сел. Сагирдашт: 1 — наиболее древняя, 2 — более молодая и 3 — современная генерации отложений конуса; *д* — геоморфологическая схема зоны молодого разрыва в 3,5 — 8,5 км юго-западнее сел. Сагирдашт: 1 — голоценовые и позднеплейстоценовые долины, 2 — реликты днищ и предгорные равнины конца среднего плейстоцена, 3 — склоны того же времени и более древние генерации рельефа; *е* — реконструкция овражной сети, существовавшей к концу среднего плейстоцена на территории, которая изображена на *д* (условные обозначения см. на *д*); *ж* — смещения средневековой (?) каменной кладки по молодому разрыву в 7 км юго-западнее сел. Сагирдашт (древняя кладка показана двойной линией): 1 — новая кладка, возведенная после I этапа перемещений древней кладки, 2 — более поздние пристройки; 3 — система молодых сдвиговых перемещений в районе перевала Возгина. На всех рисунках молодой разрыв обозначен сплошной черной линией (на 3 предполагаемые разрывы показаны пунктиром)

гина плоскости молодых разрывов почти вертикальны. Севернее, на пересечении правых притоков р. Сарыюб, сместитель наклонен на юго-восток не более  $60-70^\circ$  (см. рис. 41, б).

Для сопоставления амплитуд сдвиговых смещений за разные отрезки позднего плейстоцена и голоцена были изучены и скоррелированы нарушенные разрывами отложения и формы рельефа. Современные речные долины сформировались в средне-позднеплейстоценовое и голоценовое время [Бельский, 1974]. Останцы среднеплейстоценовых террас наблюдаются на водоразделах и бортах крупных речных долин, причем лучше сохранившиеся террасы конца среднего плейстоцена ( $Q_2^2$ ) обычно расположены на уровне нижней трети склонов долин [Кучай, Грифонов, 1977]. Террасы начала и конца позднего плейстоцена ( $Q_3^1$  и  $Q_3^2$ ) локализованы в нижних частях склонов

речных долин. Лучше сохранились террасы  $Q_3^2$ . К раннему голоцену ( $Q_4^1$ ) отнесены первые надпойменные террасы и коррелятные им формы рельефа, а к позднему голоцену ( $Q_4^2$ ) — пойма и ее отложения. Склоны, опирающиеся на террасы, считаются одно-возрастными с ними. Среди позднеголоценовых оврагов, русел и конусов выноса различаются формы разной свежести и различной степени деструкции, позволяющие условно разделить их на три генерации:  $Q_4^{2a}$ ,  $Q_4^{2b}$  и  $Q_4^{2B}$ .

Единственный случай измеренного сдвига с конца среднего плейстоцена в 10–11 км юго-западнее сел. Сагирдашт дал 1200 м. Определенная в интервале 4,5–11 км от Сагирдашта амплитуда сдвига за  $Q_3$ – $Q_4$  повсеместно близка к 800 м. Амплитуда смещения за  $Q_3^2$ – $Q_4$ , возможно, достигает 500 м в 8 км юго-западнее Сагирдашта, но в 10–11 км от него составляет лишь 300–350 м. Почти такова она и в районе перевала Возгина (250–300 м). Амплитуды голоценовых смещений изменяются, и в этом отношении показателен 19-километровый отрезок разлома между сел. Сагирдашт и верховьями р. Возгина. В 3,5 км от селения суммарный сдвиг за  $Q_4$  равен 108 м, в 8–9 км он достигает 150–160 м, а в долине р. Возгина уменьшается до 16–20 м. Аналогично изменяется суммарная подвижка за  $Q_4^2$ . В 3–3,5 км от Сагирдашта она равна 30 м, в 8–11,5 км достигает 60–95 м, а юго-западнее убывает до 45 м (в 13,5 км от селения), 35 м (в 14,4–16 км) и 5–12 м (в 16–17 км). Суммарные амплитуды сдвиговых смещений за  $Q_4^{2b, B}$  отчасти повторяют изменения, зафиксированные для  $Q_4$  и  $Q_4^2$ . Так, на участке 3,5–11,5 км от Сагирдашта амплитуды смещений за  $Q_4^{2b, B}$  близки к 20 м. Юго-западнее (12–16 км от селения) они составляют 10–14 м, а далее убывают до 5–10 м. Наконец, самые молодые подвижки  $Q_4^{2B}$  появляются лишь на отдельных, сравнительно коротких участках разлома, достигая местами 5–6 м и затухая к краям таких участков.

В.К. Кучай [Кучай, Трифионов, 1977] оценил степень закоррелированности, т.е. унаследованности, сдвиговых смещений различного возраста. Наиболее молодые смещения за  $Q_4^{2B}$  не обнаруживают корреляции даже с подвижками за  $Q_4^{2b, B}$ , а тем более с предшествовавшими смещениями. Подвижки за более длительный отрезок позднего голоцена А ( $Q_4^{2b, B}$ ) достаточно тесно коррелируются со смещениями за весь поздний голоцен А ( $Q_4^2$ ), будучи связанными эмпирической зависимостью  $A(Q_4^2) = 3,5A \times (Q_4^{2b, B}) \pm 10,5$  м. Тесно коррелируются также позднеголоценовые А ( $Q_4^2$ ) и голоценовые А ( $Q_4$ ) смещения, связанные эмпирической зависимостью  $A(Q_4) = 1,6A \times (Q_4^2) + 18 \pm 16$  м. Наконец, корреляция между движениями за  $Q_3$ – $Q_4$  и  $Q_4$  вновь отсутствует. Сдвиговые смещения за  $Q_3$ – $Q_4$  примерно равны на всем анализируемом отрезке разлома.

Приведенные цифры и сопоставления показывают, что чем продолжительнее рассматриваемый интервал времени, тем более равномерно распределены амплитуды сдвиговых смещений вдоль зоны разлома. Смещения за наиболее короткие интервалы времени ( $Q_4^{2B}$ ) реализуются на непротяженных отрезках отдельных разрывов и быстро затухают по простиранию. Вероятно, они отражают непротяженность проявления элементарных подвижек по разлому. Суммарные смещения за более крупные интервалы времени ( $Q_4^{2b, B}$ ,  $Q_4^2$ ,  $Q_4$ ) более выдержаны. В данном случае они охватывают весь 19-километровый отрезок разлома между сел. Сагирдашт и верховьями р. Возгина, будучи приуроченными к одному разрыву или распределяясь в пучке параллельных, близко расположенных нарушений. В пределах этого 19-километрового отрезка (см. 8–16 на рис. 40, А) амплитуды сдвиговых смещений возрастают от краев к середине, причем для  $Q_4^2$  и  $Q_4$  эта закономерность проявлена лучше, чем для более короткого интервала времени  $Q_4^{2b, B}$ , поскольку в течение последнего еще сказывается неравномерность распределения элементарных подвижек.

Уменьшение амплитуд смещений к краям отрезка не означает затухания сдвига. В миниатюре это видно в 15–16 км от сел. Сагирдашт, где разлом расщеплен на три кулисно расположенные ветви, и суммарное смещение за поздний голоцен, оставаясь неизменным, последовательно передается с севера на юг от западной к средней и затем к восточной ветви разлома. В общем виде подобное явление повторяется на юго-восто-

ке 19-километрового отрезка сел. Сагирдашт — р. Возгина, где затухание сдвиговых смещений по этому отрезку компенсируется нарастанием в том же направлении подвигек по кулисно подставляющему его отрезку разлома, который следует через перевал Возгина в долину р. Обиравноу. Амплитуды сдвиговых смещений по второму отрезку достигают в районе перевала Возгина (см. 17 на рис. 40, А) примерно тех же величин, какие были определены в центре отрезка сел. Сагирдашт — р. Возгина. За более крупные интервалы времени и такие различия, по-видимому, нивелируются, и создается та равномерность перемещения в разных частях сдвига (около 300 м за  $Q_3^2 - Q_4$  и 800 м за  $Q_3 - Q_4$ ), которая характерна для длительно развивающегося разлома.

Оценка скоростей молодых сдвиговых перемещений зависит от точности корреляции четвертичных отложений и форм рельефа рассматриваемого района со стратотипами Афгано-Таджикской депрессии. Прослеживание выделенных в районе речных террас в долину р. Обихингоу и далее в долину р. Вахш позволяет предположительно параллелизовать образования, названные голоценовыми, с амударьинским комплексом, который действительно отвечает голоцену. В таком случае скорость сдвигового перемещения по разлому за голоцен достигала 1,5–1,6 см/год. Этому не противоречит то обстоятельство, что смещения за  $Q_4^{2в}$  и  $Q_4^{6, в}$  произошли в историческое время, поскольку именно на такое расстояние (сначала на 16 м, потом еще на 5 м, т.е. в сумме на 21 м) оказались смещенными остатки древнего сооружения согдийской (?) эпохи в 7 км юго-западнее сел. Сагирдашт (см. рис. 43, ж).

Сложнее обстоит дело с образованиями, которые были названы позднплейстоценовыми. Они, вероятно, отвечают душанбинскому комплексу Афгано-Таджикской депрессии, эквивалентному голодностепскому комплексу Западного Тянь-Шаня. Их возраст считается позднплейстоценовым, однако радиологические определения не настолько надежны, чтобы достоверно сопоставить отдельные члены этого комплекса с подразделениями позднего плейстоцена Прикаспия. Возможны две интерпретации. Согласно одной верхняя позднплейстоценовая терраса рассматриваемого региона является аналогом позднехазарских, а нижняя — хвалыньских образований. Согласно другой верхняя терраса отвечает раннехвалыньской, а нижняя — позднехвалыньской трансгрессии. В первом случае возраст верхней террасы — около 100 тыс. лет, во втором — около 60 тыс. лет. Соответственно нижняя терраса могла формироваться в интервале 60–10 тыс. лет при первом или 20–10 тыс. лет при втором допущении. Исходя из этих весьма гипотетических предпосылок скорость суммарного перемещения по разлому за поздний плейстоцен и голоцен можно оценить в 0,8–1,2 см/год. Вертикальная составляющая перемещений изменчива и намного уступает горизонтальной. В 7–8 км юго-западнее сел. Сагирдашт она меньше последней примерно в 16 раз.

Южнее перевала Возгина отдельные молодые разрывы сливаются воедино и простираются на юго-запад сначала по руслу р. Обиравноу, затем по склону хребта Хозратишох. Наблюдаются мелкие нарушения, параллельные главному разлому. В районе перевала Кафтгармоль происходит кулисное подставление этого отрезка разлома другим, расположенным в 1 км юго-восточнее. На участке кулисного подставления развиты субмеридиональные трещины, связывающие оба нарушения. Восточный разлом продолжается в долину р. Обиминьюу, приобретая юго-юго-западное простирание. Здесь главная ветвь разлома, вероятно, проходит по руслу и низкой пойме, где молодые подвижки не поддаются определению. Лишь местами на восточном склоне долины видны молодые левые смещения форм рельефа по второстепенным и оперяющим разрывам. В районе сел. Зарбуз-Боло (см. 18 на рис. 40, А) такие смещения составляют первые десятки метров.

В нижнем течении р. Обиминьюу простирание зоны разлома становится меридиональным. Здесь и южнее, вдоль р. Пяндж и в долине возле селений Иол и Порвор, отдельные ветви разлома формируют позднчетвертичный грабен. Ограничивающие его разрывы местами расположены эшелонированно, образуя левые кулисные ряды. Следы левосдвиговых молодых смещений, намного превосходящих вертикальные, фиксируются вдоль западного борта грабена южнее сел. Хирманджо и более отчетливо между Ни-

колаевским спуском и сел. Иол (см. 19 на рис. 40, А). Здесь формы рельефа  $Q_4^2$  смещены влево на 20 м, террасы и конусы выноса  $Q_4^1$  — на 120 м, реже — на 140–150 м (при поднятии западного крыла на 3–4 м), а склоны долины  $Q_3^1$  — примерно на 300 м. Проявления позднечетвертичной активности прослеживаются до сел. Саригор и далее на юг по афганской стороне р. Пяндж. Характерно, что на описываемом меридиональном участке зона молодых нарушений не ограничивается упомянутыми разломами, а охватывает полосу шириной до нескольких десятков километров. К ней приурочен меридионально вытянутый на 50 км левый кулисный ряд прямолинейных крутых позднечетвертичных разрывов и трещин северо-восточного простирания в хребтах Тиряй, Аланызран, Кугивортан. По разрывам ряда в ущелье Шпилху можно предполагать левосдвиговые (до 10 м), а также взбросовые и сбросовые (до первых метров) смещения. Еще западнее, непосредственно к востоку от соляного купола Ходжамуним (см. 20 на рис. 40, Б), по субмеридиональному крутому разлому формы  $Q_3^1$  сдвинуты влево на 40–55 м. Севернее по разрыву северо-северо-восточного простирания можно предполагать левое смещение оврага  $Q_3^1$  на 40 м. Разрыв круто наклонен на восток, и восточное крыло за то же время поднято на 3–4 м. В 10–14 км севернее сел. Муминабад (см. 21 на рис. 40, А) по субмеридиональному разрыву на правобережье р. Обисурх террасы и склоны  $Q_3^2$  сдвинуты влево на 8–9,5 м и подняты в восточном крыле разрыва на 0,5–1,5 м, тогда как на поверхности террасы  $Q_3^1$  восточное крыло поднято на 1,5–2 м. Разрыв наклонен на запад под углами 70–80° и, таким образом, представляет собой левый сбросо-сдвиг со значительным преобладанием сдвиговой компоненты.

Среди ощутимых коровых землетрясений в рассматриваемой зоне крупнейшим было Арганкульское 31 августа 1934 г. ( $M = 6\frac{1}{2}$ ), сопровождавшееся сильными афтершоками [Губин, 1960; Леонов, 1961]. К южной части зоны, вероятно, было приурочено разрушительное землетрясение 1832 г. [Nikonov, 1975].

#### Чаманский разлом

В Северном Афганистане Дарвазский разлом постепенно отгибается на юго-запад и примыкает к субширотному Талемазарскому разлому, но на той же широте кулисно подставляется Чаманским разломом (см. 11 на рис. 36), расположенным в 100 км восточнее. По материалам космических съемок и данным Г.В. Веллмана [Wellman, 1966], закартировавшего Чаманский разлом с помощью аэрофотоснимков, он начинается от юго-восточного края зоны Центрального Памира и протягивается сначала на юго-юго-восток, а затем в районе г. Чамана плавно отгибается к югу. На юге разлом, затухая, кулисно подставляется с востока более мелкими нарушениями, восточный из которых достигает Индийского океана в районе г. Карачи.

Разлом образует в рельефе обособленную узкую зону, представленную одним или несколькими эшелонированно расположенными нарушениями. Возможно, восточное окончание субширотного Гератского разлома смещено по Чаманскому разлому к северу. На 800-километровом отрезке Чаманского разлома южнее этого пересечения Г.В. Веллман [Wellman, 1966] описал левые смещения и Z-образные изгибы водотоков. Особенно часты они к югу от г. Чамана, где наиболее характерны смещения на 20 и 120 м. Севернее г. Чамана в двух местах можно предполагать более значительные смещения крупных долин: на 850 и 1100 м. Приведенные цифры близки к величинам сдвиговых смещений до Дарвазскому разлому за  $Q_4^{26, B}$ ,  $Q_4$  и  $Q_3-Q_4$ . В северной половине разлома отмечается небольшое поднятие западного крыла, вероятно наследующее более ранние подвижки. Южнее вертикальная компонента менее выдержана. При землетрясении 20 декабря 1892 г. активизировался протяженный участок разлома в районе г. Чамана. Левый сдвиг, сместивший на 1 м железнодорожную линию в г. Чамане, сопровождался небольшим поднятием западного крыла [Griesbach, 1893].

Примерно в 80 км западнее северной части Чаманского разлома параллельно ему протягивается 300-километровый Дарафшанский разлом (см. 12 на рис. 36), вдоль которого определено левое смещение позднечетвертичных водотоков на 150 м [Wellman, 1966].

**Молодые нарушения северо-восточного обрамления  
Индостано-Памирской плиты**

Зона Памиро-Каракорумского разлома (см. 13 на рис. 36) на значительном протяжении хорошо выражена в рельефе. На космических снимках видно, что отдельные ветви разлома нарушают средне- и позднечетвертичные образования.

Более определенные сведения о позднечетвертичных смещениях получены Т.П. Ивановой и автором в 1977 г. для оперяющей Памиро-Каракорумский разлом Оксумургабской сдвиговой зоны. Крупнейший сдвиг этой зоны, Карасуйский (см. 30 на рис. 36), простирается на северо-запад и в 15 км южнее пос. Мургаб пересекает долину р. Карасу. На левобережье р. Карасу в коренных породах и делювиально-пролювиальных отложениях, слагающих нижнеплейстоценовые и, возможно, более древние формы рельефа, отчетливо прослеживаются две сближенные вертикальные ветви разлома. Они продолжают и на правый, восточный, берег р. Карасу (рис. 44), где обширные пространства заняты тремя низкими речными террасами, которые, вероятно, имеют: I — раннеголоцен-позднеплейстоценовый, II — позднеплейстоценовый и III — среднеплейстоценовый возраст. По изгибам поверхностей террас вырисовывается меридионально удлиненная антиклиналь. В ее присводовой части происходит расщепление террас, и каждая из них представлена двумя подуровнями. Все террасы аккумулятивные, лишь в верхнем подуровне верхней террасы близ ядра антиклинали выступает цоколь. Наклон восточного крыла антиклинали по поверхности этой террасы достигает 5°.

Две упомянутые ветви Карасуйского разлома рассекают наискось присводовую часть антиклинали. По смещению поверхностей и бровок II и III террас устанавливается правый сбросо-сдвиговый характер движений (табл. 1). I терраса и пойма р. Карасу смещений не показывают. Подвижки, таким образом, происходили в позднем плейстоцене. Суммарное сдвиговое смещение достигало 90 м за поздний плейстоцен и 35 м за конец позднего плейстоцена. Если взять ту же продолжительность указанных отрезков времени, какую мы приняли для зоны Дарвазского разлома, средняя скорость молодых сдвиговых перемещений составит 0,6–1,5 мм/год. Это значительно ниже той минимальной средней скорости геологически установленных сдвиговых перемещений по Карасуйскому разлому (5 мм/год), которая получается, если считать их более молодыми, чем орогенный комплекс Юго-Восточного Памира и синорогенные щелочные интрузии Сарыкольского хребта. Иначе говоря, позднечетвертичные подвижки по Карасуйскому разлому отражают спад его тектонической активности. Слабые позднечетвертичные смещения возможны и по другим разломам Оксумургабской зоны.

Данные А. Гансера [1967] о средне-позднечетвертичном надвигании по Главному

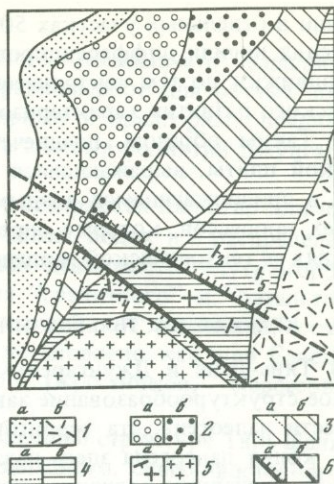
Т а б л и ц а 1

Проявления молодых движений по Карасуйскому сдвигу на левобережье р. Карасу (в 15 км южнее пос. Мургаб, Юго-Восточный Памир)

Терраса	Подуровень террасы	Высота над руслом, м	Правосдвиговые смещения, м		Вертикальные смещения, м	
			по северо-восточной ветви разлома	по юго-западной ветви разлома	по северо-восточной ветви разлома	по юго-западной ветви разлома
	Пойма	2	Нет	Нет	Нет	Нет
I	{ а	7–8	”	”	”	”
	{ б	12–13	”	”	”	”
II	{ а	17–18	35	” (?)	” (?)	1,5–2
	{ б	20–21				
III	{ а	27–29	50	2–5 (изменчиво)	2 (?)	1,5–2
	{ б	42	70		21	8

Рис. 44. Геоморфологическая схема зоны Карасуйского сдвига на правом берегу р. Карасу к югу от пос. Мургаб

1 — современные русло и пойма (а) и современный конус выноса притока (б); 2 — I надпойменная терраса (конец позднего плейстоцена — начало голоцена): а — нижний подуровень, б — верхний подуровень; 3 — II надпойменная терраса (поздний плейстоцен): а — нижний подуровень, б — верхний подуровень; 4 — III надпойменная терраса (конец среднего и, возможно, начало позднего плейстоцена?): а — нижний подуровень, б — верхний подуровень; 5 — залегание поверхности верхнего подуровня III надпойменной террасы (а) и коренные отложения (б); б — ветви молодого разрыва с указанием вертикальной компоненты смещения (а) и их предполагаемые продолжения (б). Левый берег реки не заштрихован



пограничному разлому Гималаев [см. 27 на рис. 36] приводились выше. Вблизи этого разлома и в расположенной южнее зоне складок сивалика в течение последних 80 лет произошло пять сильных землетрясений [Гансер, 1967], из которых четыре имели магнитуду более 8,3 [Allen, 1975]. Это Ассамские землетрясения 1897 и 1960 гг., землетрясения Каингра 1905 г. и Бихар 1934 г. Ассамские землетрясения являются, по мнению К. Аллена, сильнейшими из когда-либо зарегистрированных на земном шаре.

#### Горизонтальные движения Индостано-Памирской плиты и развитие рельефа в позднем плейстоцене и голоцене

Воздымание горных систем северной части Индостано-Памирской плиты и ее обрамления, по-видимому, было следствием гигантских новейших горизонтальных перемещений этой территории. Как правило, наибольшее поднятие в каждой зоне происходило, когда основная фаза формирования надвигов, тектонических покровов и сложных складок уже мигрировала в смежную область и данная зона могла реагировать на продолжающееся сжатие главным образом путем общего коробления или утолщения значительных объемов земной коры. Новый этап развития рельефа наступил в конце миоцена, когда спаянные горные массы Индостано-Памирской плиты почти вплотную приблизились к Евразийской плите. С этого времени началось и с ускорением продолжалось в плиоцене и антропогене общее воздымание краевых частей обеих плит и смежных с ними областей Центральной Азии. Многочисленные доказательства тому приводятся как для Гималаев [Гансер, 1967], так и для Памира [Костенко, 1961; Лоскутов, 1969; Чедия, 1972].

Заметная доля воздымания приходится на поздний плейстоцен и голоцен. Г. Терра [Terра, 1937] отмечал в Кашмире деформированные и поднятые на 1500 м слои с палеолитическими остатками. А. Гейм [Heim, 1930] описал в Гималаях, Западном Каракоруме и Тибете значительные вертикальные смещения ледниковых образований. В.М. Силицын [1959] допускает, что послевульмские поднятия могли достигать в Гималаях и Куньлуне 1200—1500 м. Того же мнения придерживается А. Гансер. Он пишет: "Главное поднятие Гималаев произошло, вероятно, уже в эпоху первобытного человека. Здесь уместно напомнить высказывание Сахни, считавшего, что миграция первобытного человека через Гималаи облегчалась тем, что в те времена эти горы отнюдь не представляли собой такой непреодолимой преграды, какой они являются сейчас" [1967, с. 310].

Значительные позднечетвертичные воздымания регистрируются и на Памире [Лоскутов, 1969; Белоусов, 1976]. По данным Т.П. Белоусова, амплитуды поднятия дости-

гали в отдельных участках 500 м за поздний плейстоцен и 200 м за голоцен. Эти движения носили дифференцированный характер, причем в ряде случаев регистрируются подвижки по тем тектоническим швам, которые на более ранних этапах неотектонического развития характеризовались значительными горизонтальными перемещениями.

Таким образом, позднечетвертичная тектоническая активность Индостано-Памирской плиты, выражающаяся в горизонтальных перемещениях по краевым разломам и в продолжающемся воздымании внутренних зон, является естественным развитием тех процессов, которые определяли развитие этой области на предшествовавших стадиях ее тектонической эволюции.

#### КРАЕВАЯ ЧАСТЬ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ И ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ)

В Тянь-Шане и Джунгарском Алатау становление гранитной коры и геосинклинальное структурообразование завершились в палеозое. Затем, в течение мезозоя и большей части палеогена, эта территория развивалась в режиме, близком к платформенному. С конца палеогена здесь начались и продолжают по сей день орогенические движения, создавшие сложную систему горных хребтов и межгорных впадин.

Основными формами новейших деформаций являются "складки основания" [Шульц, 1948], или мегаскладки [Петрушевский, 1955] — сравнительно пологие изгибы палеозойского основания, в большей или меньшей степени осложненные разрывами. Крупнейшие разрывы развиты в крутых крыльях сопряженных мегантиклиналей и мегасинклиналей, придавая последним черты горстов и грабенов. Большинство таких продольных разрывов относится к числу взбросов, реже — надвигов и сбросов. На участках развития мезозойско-кайнозойских отложений складки основания нередко осложнены менее крупными "складками покрова" [Шульц, 1948], не затрагивающими палеозойского фундамента. Более всего такая складчатость развита в крупных межгорных и предгорных впадинах.

Отдельные мегантиклинали, находясь на продолжении одна другой, а чаще располагаясь кулисно, группируются в протяженные антиклинальные линейные зоны, или зоны поднятий, которым в рельефе отвечают цепи хребтов. Мегасинклинали образуют столь же протяженные зоны впадин. Они прослеживаются нередко на сотни километров при ширине, обычно не превышающей нескольких десятков километров [Костенко и др., 1972; Макаров, Соловьева, 1976].

Антиклинальные и синклинальные зоны развиваются на фоне еще более крупных структур — систем впадин и поднятий. В Центральном секторе Тянь-Шаня выделяются три системы поднятий (северная — Таласо-Кунгейская, срединная — Молдотау-Теркейская, южная — Кокшаальская), а в западном секторе — две системы (Угамо-Чаткальская на севере и Туркестано-Алайская, или Гиссаро-Алайская, на юге). Они разделены системами впадин: Иссыккульской и Нарынской в центре и Ферганской на западе Тянь-Шаня [Костенко и др., 1972; Макаров, 1977].

Отдельную систему поднятий представляет собой Джунгарский Алатау, в пределах которого различаются Северная и Южная антиклинальные зоны, разделенные Коксу-Бороталинской впадиной [Диденко-Кислицына, 1968]. Системы поднятий Таласо-Кунгейская и Джунгарского Алатау разделены Илийской впадиной.

Обширные впадины расположены по периферии рассматриваемого горного сооружения. Таковы Алакульская, Балхашская, Чуйская впадины на севере, Кугартская и Афгано-Таджикская на юге. Последняя представляет собой по сути дела не предгорную, а межгорную впадину, будучи ограниченной горными системами Гиссаро-Алая и Памиро-Гиндукуша.

Границами систем, а также поднятий и прогибов часто служат разрывные нарушения типа краевых разломов Н.М. Сеницына [1960]. Однако, как следует из работ Б.А. Петрушевского [1955] и было специально подчеркнуто В.И. Макаровым [1977], складчатые зоны и системы нередко не имеют четкого линейного ограничения.

Такова, например, северная граница Тянь-Шаня. Еще более "расплывчато" западное окончание Тянь-Шаня, где происходят постепенное и неравномерное для разных зон и систем погружение поднятий и выполаживание межгорных и предгорных впадин. Подобное погружение наблюдается с востока на запад и в системе поднятий Джунгарского Алатау [Диденко-Кислицина, 1968].

Складчатые зоны и системы Тянь-Шаня, как правило, простираются широтно или на восток-северо-восток. Они находят отражение в геофизических полях и в распределении сейсмических явлений, причем зоны поднятий и впадин оказываются внутрикоровыми образованиями, отраженными в структуре раздела "гранитного" и "базальтового" слоев, а системы поднятий и прогибов имеют более глубокое заложение, соответствуя деформациям поверхности Мохоровичича. Это установлено как для Северного и Центрального [Макаров, 1977], так и для Западного [Крестников, Нерсесов, 1962] Тянь-Шаня.

Помимо продольных складчатых зон и разломов в новейшей структуре Тянь-Шаня развиты "секущие" линейные зоны деформаций северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. Многие из них были выделены преимущественно по ряду косвенных признаков — структурно-геоморфологических, геофизических, сейсмических [Костенко, 1961; Чедия, 1964; Костенко и др., 1972; Макаров, 1977]. Впоследствии они нашли хорошее подтверждение в материалах космических съемок [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1976]. Некоторым из этих зон отвечают разрывно-флексурные деформации поверхности, однако чаще они не находят здесь прямого отражения, но проявлены косвенно в закономерном пространственном размещении резких ундуляций продольных складчатых зон, периклинальных и центриклинальных окончаний мегаскладок, антицидентных участков речных долин. Имеются геофизические и сейсмологические данные о весьма глубоком заложении "секущих" зон [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974; Макаров, Соловьева, 1976].

Наиболее отчетливо в новейшей структуре региона выражены две "секущие" линейные зоны северо-западного простирания: Таласо-Ферганская и Джунгарская, к которым приурочены крупные одноименные глубинные разломы. Вдоль них обнаружены признаки новейших праводвиговых перемещений [Ранцман, 1963; Буртман, 1964; Ранцман, Пшенин, 1967; Войтович, 1969]. По Таласо-Ферганскому разлому выявлены значительные вертикальные смещения, причем, как правило, поднято юго-западное крыло [Герасимов, Ранцман, 1964]. Значительное новейшее воздымание юго-западного крыла, достигающее 2,5 км, установлено и по Джунгарскому разлому [Войтович, 1969].

Морфология и пространственное положение новейших структур — развитие субширотных складок, взбросов и надвигов, праводвиговые смещения по разрывам северо-западного простирания — свидетельствуют о формировании новейших структур Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау в обстановке субмеридионального горизонтального сжатия [Шульц, 1948; Макаров, 1977].

В итоге длительного платформенного развития на месте Тянь-Шаня к концу палеогена сформировалась поверхность выравнивания, которая сохранилась в останцах на вершинах современных антиклинальных поднятий и оказалась глубоко погребенной в сопряженных с ними впадинах [Шульц, 1948]. Наличие такой единой поверхности отличает Тянь-Шань и Джунгарский Алатау от рассматриваемых ниже районов Юго-Восточного Кавказа и Копетдага и помогает более точно определить суммарную амплитуду новейших вертикальных движений. Вместе с тем более молодые уровни рельефа на склонах поднятий и в долинах, распределение и состав коррелятных им отложений позволяют восстановить историю формирования горного сооружения. Его развитие началось в олигоцене и резко активизировалось в конце миоцена, когда фронт Индостано-Памирской плиты значительно мигрировал к северу и Памир стал областью интенсивных горизонтальных перемещений. К концу плиоцена оформились основные черты современного структурного плана, хотя некоторые антиклиналы возникли только в четвертичное

время. Наиболее контрастные четвертичные движения имели место в зонах Таласо-Ферганского и Джунгарского разломов и на границах новейших впадин и поднятий. Как раз там обнаружены проявления позднечетвертичного тектогенеза.

Молодые смещения наблюдаются почти непрерывно на 250-километровом отрезке Таласо-Ферганского разлома (см. 3 на рис. 36). В.С. Буртман [1964] отмечает правый сдвиг мелких голоценовых водотоков на 30–35 м, а в бассейне р. Кылдау — до 50 м. Плоскость разлома вертикальна, местами вдоль него развиты уступы и узкие впадины, амплитуда вертикальных движений многократно уступает горизонтальным. По данным Е.Я. Ранцман и Г.Н. Пшенина [1967], III надпойменная терраса в долинах юго-западного борта Тогуз-Тороуской впадины смещена вправо на 200–250 м, а среднеплейстоценовая морена в верховьях р. Карасу-восточный — на 750 м. Суммарный правый сдвиг со среднего плейстоцена оценивается в 1200 м [Ранцман, 1963; Герасимов, Ранцман, 1964]. Следы более ранних смещений видны на космических снимках (см. рис. 1). В районе оз. Бийликоль на юго-восток отходит ветвь разлома, вдоль которой наряду с уступом видны правое искривление и смещение шести долин. Резкие правые изгибы крупных долин наблюдаются в западной части Таласского хребта (р. Шильбилисай и др.) и восточнее, на склонах Атойнакского хребта. Чем крупнее долина, тем больше амплитуда изгиба. У крупнейших правых притоков р. Узунахмат она достигает 5 км. На границе Ферганского хребта и Тогуз-Тороуской впадины все крупные долины изогнуты вправо на 2,5–5 км. По данным В.И. Макарова, Н.В. Макаровой и Л.И. Соловьевой, крупнейшие долины на западном борту Тогуз-Тороуской впадины и соседних поднятиях заложены в позднем плиоцене. Вероятно, указанные изгибы отражают перемещения по разлому с позднего плиоцена поныне и их средняя скорость близка к 1 см/год.

На 100-километровом отрезке Джунгарского разлома (см. 4 на рис. 36) в районе Джунгарских ворот пролювиальные отложения начала позднего плейстоцена (?) сдвинуты вправо на 150–200 м [Войтович, 1969]. Сухие русла, врезанные в позднеплейстоценовый предгорный шлейф на левобережье р. Ргайты, смещены вправо на 15–30 м при вертикальном смещении на 1–3 м [Курдюков, 1953]. В 3 км северо-западнее р. Теректы подобные сдвиговые смещения имеют амплитуду 30–35 м при поднятии юго-западного крыла на 2–6 м [Войтович, 1969].

По данным А.В. Долицкого и автора, правое смещение водотоков, развитых на позднеплейстоценовом шлейфе в районе р. Ргайты, достигает 40–50 м с конца позднего плейстоцена и 20–25 м (местами 10 м) за голоцен. Разрыв круто наклонен на юго-запад. Взбросовая составляющая смещения 5–7 м. Северо-западнее молодой разрыв разделяется на несколько ветвей, кулисно подставляющих одна другую. Суммарная амплитуда сдвига переходит от одной ветви к другой. Места перехода выражены уступами — структурами сжатия, сопряженными со сдвигами. Со временем такая система переходит в волнистый разрыв, состоящий из протяженных сдвиговых отрезков северо-западного простирания и более коротких, субширотных взбросовых отрезков (левобережье р. Ргайты). В миниатюре это повторяет строение всего Джунгарского новейшего разлома. Средняя скорость четвертичного сдвига оценивается в 1–3 мм/год. Взбросовая составляющая уступает сдвиговой в 7–10 раз.

Позднечетвертичные смещения по разломам установлены и на границах новейших впадин и поднятий. Л.К. Диденко-Кислицина отметила деформации пойм и нижних террас некоторых долин Джунгарского Алатау. К.В. Курдюков [1956] описал субширотный позднечетвертичный Лепсинский взброс западнее северной зоны поднятий Джунгарского Алатау. Несколько молодых разрывов обнаружили А.В. Долицкий и автор в районе с. Дзержиновка (Джунгарский Алатау). По почти вертикальному разрыву запад-северо-западного простирания выявлен правый сдвиг позднечетвертичных форм рельефа до 14–15 м при поднятии северного крыла до 3,5–4 м. Рядом находится субширотный взброс, плоскость которого наклонена на север под углами 50–54°, и молодые формы рельефа северного крыла подняты на 0,5–0,8 м. Севернее, в долине р. Туинрусу, разрыв широтного, в восточной части восток-юго-восточного

простирается на юг под углом  $80^\circ$ . Поднятие южного крыла на 6–10 м привело к подпруживанию пересекаемых овражков и образованию бессточных котловин. Наряду со взбросовой имеет место правосдвиговая составляющая смещения, достигающая 2–3 м, а в восточной части разрыва, возможно, 4 м. Соотношение взбросовой и сдвиговой составляющих изменяется от 3:1 в западной широтной части разрыва до 3:2 в его восточной части, где разрыв несколько отклоняется к югу. Последние подвижки по разрыву произошли в позднем голоцене. Все три описанных молодых разрыва простираются вдоль границ новейших поднятий и впадин, оперяя Джунгарский разлом.

Протяженный молодой разрыв наблюдали А.В. Долицкий и автор на юго-западном склоне хр. Алтын-Эмель (5 на рис. 36). Хребет представляет собой новейшее антиклинальное поднятие северо-восточного простираения, в значительной мере сформировавшееся в течение плейстоцена. Разлом круто наклонен под хребет. По нему имеют место как взбросовые, так и левосдвиговые смещения, отчетливо фиксирующиеся в пересекаемых оврагах. Левосдвиговое смещение достигало здесь 2,5–3 м за конец голоцена, 5–7 м за голоцен, 15–20 м за голоцен и конец позднего плейстоцена, 30 м за голоцен и поздний плейстоцен. Среднеплейстоценовые формы сдвинуты на 50 м; не ясно, относится ли это смещение лишь к позднечетвертичному времени или захватывало конец среднего плейстоцена. Скорость сдвига 0,4–0,6 мм/год. Взбросовая составляющая уступает сдвиговой в 6–8 раз.

Многие исследователи неотектоники Тянь-Шаня отмечали молодые разрывы, простирающиеся широтно или на восток-северо-восток вдоль границ новейших впадин и поднятий. Позднечетвертичные подвижки по этим разрывам обычно имеют взбросовый или надвиговой характер. А.А. Никонов [1977] обнаружил в цоколе 15-метровой террасы р. Иссык-Ата в северных предгорьях Киргизского хребта юго-восточнее г. Фрунзе надвиг миоценовых алевролитов на среднетчетвертичные галечники и позднечетвертичные галечники и лёссы. Плоскость надвига падает на юго-юго-восток под углами  $20\text{--}25^\circ$ . Видимая амплитуда смещения 3–5 м. Голоценовый покров террасы разрывом не нарушен. В.И. Макаров [1977] описал в Центральном Тянь-Шане случаи надвигания палеозойских пород на террасы среднего плейстоцена (южный борт Кочкорской впадины), начала (северный борт Атбаинской впадины) и конца (северный борт Нарынской впадины в ее восточной части) позднего плейстоцена и даже на современную пойму (северный борт Верхненаарынской впадины). Позднечетвертичные перемещения, по-видимому, имели место по изученному Б.В. Сениным Зааминскому взбросу. Б.Е. Акинин наблюдал голоценовые взбросы в Южном Тянь-Шане, в верховьях р. Зеравшан. Скорости подобных подвижек в отдельных местах весьма значительны. Так, О.К. Чедия [1976], ссылаясь на расчеты А.К. Трофимова, определяет скорость перемещения крыльев Чонкеминского разлома, отделяющего Новороссийскую впадину от Западно-Кунгейского поднятия Северного Тянь-Шаня, в 6–6,5 мм/год.

На северном борту Афгано-Таджикской депрессии также известны примеры позднечетвертичной активности разломов. Несколько молодых субширотных взбросов выявила Т.П. Иванова севернее и северо-восточнее пос. Файзабад в южных предгорьях Каратегинского хребта. Автор совместно с В.К. Кучаевым наблюдал два субширотных молодых взброса вдоль одной из северных ветвей Гиссаро-Кокшаальского разлома в районе пос. Гиссар западнее г. Душанбе. Оба разрыва наклонены на север под углом около  $45^\circ$ . У одного из них поднятие северного крыла выражено уступом, высота которого достигает 1,5 м на поверхности II террасы (конец позднего плейстоцена?) и 2–3 м – III (начало позднего плейстоцена). У другого разрыва поднятие северного крыла регистрируется деформациями продольных профилей пересекаемых оврагов и достигает 1 м.

Специфические деформации связаны с крупнейшими землетрясениями исторического времени: Беловодским 1885 г., Чиликским 1889 г., Ура-Тюбинским 1897 г., Кашгарским 1902 г., Андижанским 1902 г., Каратагским 1907 г., Кебинским 1911 г.,

Хаитским 1949 г., [Богданович и др., 1914; Губин, 1960; Леонов, 1961; Кучай, 1969; Солоненко, 1976; Nikonov, 1975]. Большинство этих землетрясений характеризуется магнитудой 7–8 и относится к энергетическим классам 16–18. Глубины очагов не превышают обычно 30 км. Остаточные деформации представлены на поверхности рвами, уступами и трещинами в коренных породах и рыхлых отложениях, участками ступенчатых перекосов грунта, обвалами и оползнями. Все эти катастрофические землетрясения связаны с выраженными на поверхности или скрытыми на глубине зонами крупных разломов, а иногда пересечениями таких зон. Однако чаще всего наблюдаемые остаточные деформации являются результатом действия ударной волны и создавшегося при землетрясении нарушения гравитационного равновесия горных масс. Они не отражают прямо имевшей место при землетрясении подвижки по глубинному разлому, и лишь в немногих случаях такая подвижка регистрируется на поверхности.

Во время Кебинского землетрясения, произошедшего 4 января 1911 г. северо-западнее оз. Иссык-Куль, в эпицентральной зоне на перевале Кокбель и в долине р. Аксу возник надвиг, переходящий по простиранию во взброс [Богданович и др., 1914; Кучай, 1969]. Высота приразрывного уступа достигала местами 6–10 м непосредственно после землетрясения, но обычно была меньше.

При Хаитском землетрясении 10 июля 1949 г. в Гиссарском хребте наряду с многочисленными обвалами и оползнями, по-видимому, произошла подвижка по субширотному Ясманскому новейшему разлому, круто наклоненному на север [Солоненко, 1976]. Смещение на поверхности носило взбросовый характер, достигало первых метров и сопровождалось образованием вторичных мелких сбросов, простирающихся параллельно основному сместителю. Наблюдения автора в зоне Ясманского разлома показали, что взбросовые перемещения по нему происходили и ранее, в позднем плейстоцене и голоцене.

Доисторические сейсмотектонические подвижки по разломам не характеризуются какими-либо специфическими морфологическими признаками и поэтому не могут быть уверенно отделены от результатов медленных перемещений. Что же касается других видов сейсмодислокаций, то они известны во многих местах Тянь-Шаня и указывают на его высокую сейсмическую активность в позднем плейстоцене и голоцене [Кучай, 1972, 1977, 1981; Nikonov, 1975].

Описанные молодые смещения по разломам Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау (субширотные надвиги и взбросы, правые сдвиги северо-западного направления и более редкие левые сдвиги северо-восточного направления) свидетельствуют о том, что позднечетвертичные нарушения, как и более древние элементы новейшей структуры, формировались в тектонической обстановке, характеризующейся субмеридиональной ориентировкой оси наибольшего горизонтального сжатия. Такая же ориентировка сжатия определена в очагах большинства землетрясений региона [Широкова, 1961; Поле . . . , 1972], т.е. распространяется на кристаллическую часть земной коры. Судя по направлению смещений, Тянь-Шань и Джунгарский Алатау сужаются в меридиональном направлении. Это сужение, как и временная связь активизации новейших структур с приближением мигрирующего фронта Индостано-Памирской плиты, позволяют считать, что развитие подвижных зон краевой части Евразийской плиты является результатом ее взаимодействия с Индостано-Памирской плитой.

#### АФГАНСКИЙ СЕГМЕНТ

Афганский сегмент внутренней части Альпийско-Азиатского орогенического пояса в объеме, принимаемом в настоящей работе, — область гетерогенная. Она объединяет Афгано-Таджикскую депрессию и складчатые системы Афганистана. Депрессия возникла в мезозое—кайнозое на палеозойской и раннемезозойской коре, тождественной коре соседних районов Туранской плиты, Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Афганские складчатые системы развивались при консолидации древних фрагментов сиалического слоя и местами при его новообразовании в процессе альпийского тектогенеза

[Пейве и др., 1976]. Однако еще А. Гансер [1967] отмечал сходство рисунка новейших структур Афгано-Таджикской депрессии и Центрального Афганистана. Общим для обоих районов является и их структурное положение относительно Индостано-Памирской плиты. Как будет показано ниже, это определило принципиальную общность проявлений позднечетвертичных тектонических движений.

### Сурхоб-Илякская зона молодых нарушений

Под названием Сурхоб-Илякской зоны описана полоса молодых нарушений, отделяющая центральную часть Афгано-Таджикской депрессии от Южного Тянь-Шаня и самой северной части депрессии, сходной с Тянь-Шанем по характеру позднечетвертичного тектогенеза и, по-видимому, представляющей собой южный край Евразийской плиты.

Впервые разрывной характер границы Памира и Тянь-Шаня отметили Р.В. Клебельсберг [Klebensberg, 1922] и Д.И. Мушкетов [1924]. Д.В. Наливкин [1926] интерпретировал ее как гигантский шарьяж памирских дуг на тяньшаньские. И.Е. Губин [1940, 1943, 1960] показал, что здесь следует различать два крупных разлома. Один из них, отвечающий разрыву Р.В. Клебельсберга, имеет крутой наклон и отделяет Южный Тянь-Шань от его опущенного форланда. В дальнейшем за этим разломом укрепилось название Гиссаро-Кокшаальского, или Южно-Тяньшаньского. По другому разлому, Вахшскому, Внешняя зона Памира надвинута на форланд и местами почти полностью перекрывает его. В современной структуре форланду отвечает долина Кызылсу — Сурхоба — Верхнего Вахша, а западнее — Илякская и Гиссарская долины.

Дальнейшие исследования показали, что Внешняя зона Памира, по существу, представляет собой продолжение Афгано-Таджикской депрессии [Захаров, 1958]. Вахшский надвиг стал интерпретироваться как часть Илякско-Вахшского разлома, отделяющего относительно стабильную в мезозое и кайнозое северную часть депрессии (позднекайнозойский Предгиссарский прогиб, или форланд Тянь-Шаня в понимании И.Е. Губина) от ее центральной части, более активно погружавшейся в конце мезозоя и начале кайнозоя и испытавшей более дифференцированное структурообразование в течение неотектонического этапа [Кухтиков, 1956]. Амплитуда надвигания в западной части разлома, по-видимому, невелика.

Иную трактовку характера движений по рассматриваемым разломам дал С.А. Захаров [1964а] при оценке сейсмической активности южного обрамления Тянь-Шаня. Он выделил здесь Сурхобскую зону сейсмоактивных новейших разрывов, продолжающуюся на запад Ханакинской, Южно-Гиссарской (Илякской) и Кокшаальской ветвями Южно-Тяньшаньского разлома. Наиболее сейсмоактивна Илякская ветвь. Развивая ранее высказанные положения [1958], С.А. Захаров трактует Сурхобскую зону как правосдвиговую и предположительно оценивает амплитуду новейших горизонтальных перемещений вдоль нее в первые десятки километров.

В одной из последних работ, посвященных глубинному строению области сочленения Афгано-Таджикской депрессии, Южного Тянь-Шаня и Памира [Кулагин и др., 1976], выделяются две зоны крупных глубинных разломов: Гиссаро-Кокшаальская и Илякско-Вахшская. Однако их сопоставление с приведенными в работе картами поверхности кристаллического фундамента ("гранитного" слоя) и поверхности Мохоровичича показывает, что зоны резких градиентов глубин залегания этих поверхностей лишь отчасти совпадают с указанными зонами разломов. На большей части территории правильнее выделять единую широкую полосу, в которой кристаллическое основание погружается с севера на юг, а подошва коры испытывает воздымание. Лишь на западе, в районе Гиссарской долины, Гиссаро-Кокшаальский и Илякско-Вахшский разломы обособляют блок, в котором поверхность Мохоровичича поднята до 10 км относительно соседних территорий.

На современном этапе изучения характера границы Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии можно говорить о широкой зоне крутонаклоненного Гиссаро-Кокшаальского (Южно-Тяньшаньского, Сурхоб-Ханакинского) глубинного разлома, со-

стоящего из нескольких ветвей. На западе сейчас наиболее активна Илякская ветвь. Западнее г. Душанбе градиенты глубин залегания сейсмических горизонтов падают и рассматриваемая зона, вероятно, постепенно затухает [Захаров и др., 1968; Кулагин и др., 1976]. Вместе с тем на северных склонах хребтов Петра Первого и Заалайского существуют пологий Вахшский надвиг и ряд более мелких нарушений того же типа. На глубине они, возможно, сливаются в единую плоскость срыва осадочного чехла по фундаменту, которая, соединяясь с более крутонаклоненным Каракульским надвигом, образует подошву фронтальной части Индостано-Памирской плиты. Разрывы зоны Вахшского надвига перекрывают южные ветви Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома, но не распространяются на север дальше тектонического уступа, образуемого его северной ветвью. Такая трактовка следует из работ И.Е. Губина [1943, 1960], А.В. Пейве и его соавторов [1964]. Сложные новейшие складки хребтов Петра Первого и Заалайского [Губин, 1960; Скобелев, 1977] сформировались в процессе надвижения.

Молодые тектонические нарушения рассматриваемой области неоднократно привлекали внимание исследователей. И.Е. Губин [1960], А.А. Никонов [1974, 1977], В.К. Кучай [1977, 1981], В.И. Макаров и С.Ф. Скобелев [1977] описали нарушения, возникшие при катастрофических землетрясениях XX в., и палеосейсмодислокации того же типа. Е.Я. Ранцман [Герасимов, Ранцман, 1964] сообщила о продольных изменениях морфологии долины р. Сурхоб, свидетельствующих о голоценовых тектонических подвижках. Е.А. Финько [1970; Певнев и др., 1968] обнаружила несколько позднечетвертичных разрывов, разделяющих блоки с разным режимом восходящих тектонических движений. Особенно важную роль Е.А. Финько отводит Сурхобскому разрыву, выраженному уступом в основании южного склона долины. С.Ф. Скобелев и П.В. Флоренский [1974] также выделили ряд голоценовых нарушений на северном склоне хр. Петра Первого и в долине р. Сурхоб и показали, что они являются надвигами, в значительной мере наследующими новейшие надвиги и покровы в меловых и палеогеновых отложениях. Многочисленные оползни, развитые в зонах таких надвигов, возникли, по мнению указанных авторов, в результате обрушения аллохтона в процессе продолжающихся перемещений.

В 1973–1977 гг. Т.П. Иванова и автор провели систематическое описание и картирование позднечетвертичных нарушений северного склона хр. Петра Первого. Полоса нарушений в северо-восточной части хребта (район озер Хари-Куль и Яшныл-Куль) под очень острым углом отклоняется от Дарваз-Алайской зоны молодых разрывов и протягивается на запад-юго-запад, непосредственно примыкая с юга к долине р. Сурхоб (рис. 45, вкл.). В этой полосе сочетаются молодые подвижки по Вахшскому и другим новейшим надвигам с нарушениями, отражающими на поверхности продолжающееся в позднечетвертичную эпоху развитие зоны Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома. Продолжение той же полосы молодых нарушений, называемой в работе Сурхоб-Илякской зоной, фиксируется на северных склонах хребтов Вахшского и Сурхку. Далее к западу зона, по-видимому, разветвляется. Часть нарушений продолжается на запад вдоль южного борта Илякской долины, а другая часть отгибается на юго-запад, достигая северного борта Яванской впадины. Западнее молодые разрывы неизвестны, но к северу и югу от продолжения Сурхоб-Илякской зоны рисунок позднечетвертичных нарушений различен. На северном борту Гиссарской долины развиты субширотные надвиги и взбросы, как в Тянь-Шане, а южнее, в центральной части Афгано-Таджикской депрессии, молодые взбросы и левые взбросо-сдвиги простираются на юго-запад и юг. Такое изменение ориентировки молодых нарушений соответствует общему изменению структурного плана вдоль Илякской ветви Гиссаро-Кокшаальского разлома.

На северном склоне хр. Петра Первого различаются с востока на запад три участка зоны: Джиландинский, Таджикабадский и Каракульский, характеризующиеся разным сочетанием и различным расположением молодых нарушений. Границы участков в значительной мере условны, поскольку изменение структурного рисунка зоны происходит

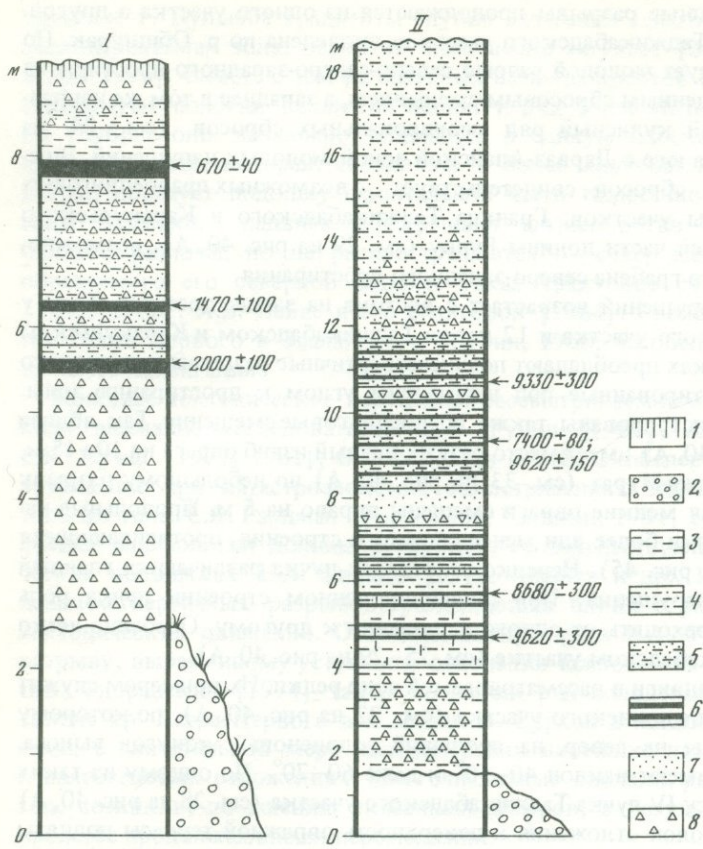
постепенно и отдельные крупные разрывы продолжаются из одного участка в другой. Граница Джиландинского и Таджикабадского участков проведена по р. Обишурак. По восточному берегу реки следует молодой разрыв северо-северо-западного простирания (см. 23 на рис. 40, А) с выявленным сбросовым смещением, а западнее в том же направлении простирается правый кулисный ряд меридиональных сбросов (см. 24 на рис. 40, А), смыкающийся на юге с Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений. Эшелонированное расположение сбросов свидетельствует о возможных правосдвиговых перемещениях вдоль границы участков. Граница Таджикабадского и Каракульского участков проведена по нижней части долины Руноу (см. 29 на рис. 40, А), возможно, выработанной вдоль молодого грабена северо-западного простирания.

Ширина зоны молодых нарушений возрастает с востока на запад, достигая 9 км у западного края Джиландинского участка и 12 км на Таджикабадском и Каракульском участках. На всех трех участках преобладают позднечетвертичные разрывы надвигового и взбросового типов, ориентированные под небольшим углом к простиранию зоны. По некоторым из них зарегистрированы также правосдвиговые смещения. Так, вблизи сел. Кульнос (см. 28 на рис. 40, А) имеет место резкий правый изгиб оврага на 10–15 м, а в 3 км восточнее сел. Ходжа-Мурат (см. 33 на рис. 40, А) по небольшому разрыву северо-западного простирания мелкие овраги смещены вправо на 5 м. Продольные нарушения группируются в пучки более или менее сложного строения, протягивающиеся на десятки километров (см. рис. 45). Нередко в пределах пучка различаются главный разрыв и сопутствующие нарушения. При эшелонированном строении пучка роль главного разрыва может переходить от одного нарушения к другому. Особенно четко пучки обособлены на Таджикабадском участке (см. 25–29 на рис. 40, А).

Очень пологие молодые надвиги в рассматриваемой зоне редки. Их примером служит самый северный разрыв Джиландинского участка (см. 22 на рис. 40, А), по которому коренные породы надвинуты на север, на пролювий голоценовых конусов выноса. Чаше продольные разрывы имеют наклон  $40\text{--}50^\circ$  и даже  $60\text{--}70^\circ$ . По одному из таких разрывов — главному взбросу IV пучка Таджикабадского участка (см. 28 на рис. 40, А) в 1 км южнее сел. Ярхабиколон отложения и поверхность овражной террасы подняты в южном крыле на 4 м. Терраса имеет высоту 6,5–7 м и содержит прослой торфяника (рис. 46, I). Радиоуглеродные определения трех горизонтов торфяника, выполненные в Геологическом институте АН СССР Л.Д. Сулержицким в 1977 г., дали соответственно  $2000 \pm 100$ ,  $1470 \pm 100$  и  $670 \pm 40$  лет. Последняя цифра служит нижним пределом возраста подвижки. Образование озерно-болотных осадков было связано с подпруживанием оврага селем. Слои, отложившиеся выше запруды горизонтально, сейчас наклонены на север под углами около  $7^\circ$ , т.е. движения проявились и в складчатой деформации.

Среди продольных разрывов Сурхоб-Илякской зоны наиболее изучен Сурхобский разрыв, главный в V пучке нарушений Таджикабадского участка и представляющий собой активную в современную эпоху ветвь Вахшского надвига (см. 29 на рис. 40, А). Простирание разрыва — от широтного до северо-восточного. Видимая протяженность 17 км (западнее и восточнее разрыв скрыт р. Сурхоб). Восточнее долины р. Руноу разрыв состоит из кулисно расположенных ветвей, образующих левый кулисный ряд. Отрезки наклонены на юг под углами  $45\text{--}50^\circ$ . Подняты южные крылья. Высота разрывного уступа по поверхности II надпойменной (раннеголоценовой?) террасы р. Сурхоб 10 м. Непосредственно в устье р. Руноу подобные, но меньшие по высоте уступы наблюдаются на поверхности I надпойменной (позднеголоценовой) террасы и даже современной поймы. В 1976 г. западнее устья р. Руноу южное крыло разрыва было пройдено скважиной. Согласно сообщению В.К. Кучая на совещании "Геодинамика и металлогения" (г. Москва, 1976 г.), скважина прошла меловые отложения и под ними вскрыла позднечетвертичные галечники. Разрыв действительно оказался надвигом, наклоненным под углом  $40^\circ$ .

Многолетние геодезические наблюдения свидетельствуют о систематическом, хотя и переменном по величине воздымании южного крыла Сурхобского разрыва [Певнев



Р и с. 46. Разрезы овражных террас Сурхоб-Илякской зоны на северном склоне хр. Петра Первого

I — в 1 км южнее сел. Ярхабиколон (11 км восточнее пос. Гарм); II — правый склон долины Домуу в 0,5 км северо-восточнее сел. Сайдон (5 км юго-юго-западнее пос. Гарм)

1 — современный почвенный слой на лёссовидном суглинке; 2 — современный русловый аллювий и склоновая осыпь; 3 — голубовато-серая глина; 4 — серый суглинок, нередко обызвествленный; 5 — серая супесь, нередко обызвествленная; 6 — черный торфяник и углистый суглинок; 7 — плотный песок; 8 — щебень. Справа приведены радиоуглеродные возрастные датировки, полученные в 1977 г. Л.Д. Сулержицким (ГИН АН СССР)

и др., 1968; Финько, 1970]. Оно составляет несколько миллиметров в год, в районе сел. Сарыпуть достигает 1,5 см/год [Pevnev et al., 1975]. Вместе с тем выявляется сближение крыльев разрыва, т.е. надвигание южного крыла. Возможно, оно превосходит скорость вертикальных движений в 4 раза [Конопальцев, 1971]. Обобщение светодальномерных наблюдений в районе сел. Сарыпуть указывает на движение южного крыла к северу со скоростью 2 см/год [Pevnev et al., 1975]. Измерения, которые были выполнены в 1973–1974 гг. с помощью деформографов, обнаружили сжатие в направлении, перпендикулярном разрыву, в среднем равное  $1,5 \cdot 10^{-7}$  в день, или  $0,5 \cdot 10^{-4}$  в год [Latynina, 1975].

Разрывы, осложняющие южное крыло Сурхобского надвига, были изучены в долине Домуу (рис. 47; см. 30 на рис. 40, А). Верховья долины отделены узкой седловиной от средней части долины р. Руноу. По данным В.К. Кучая, седловина сложена грубообломочной брекчией и представляет собой реликт древней долины конца раннего — начала среднего плейстоцена, врезанной в раннеплейстоценовые формы рельефа. Возможно, эта седловина и долина р. Домуу прежде были продолжением долины р. Руноу, которая отделилась от них и нашла современный сток в результате тектонических подвижек средне-позднечетвертичного времени. Высота эрозионно-тектонического уступа, ограничивающего седловину с севера, около 100 м.

После обособления долины р. Домуу в ней сформировались три террасы ( $Q_2^{2a}$ ,  $Q_2^{2b}$  и  $Q_3$ ?), непосредственно продолжающие соответствующие террасы долины р. Сурхоб, нижняя из которых возвышается над его руслом на 200 м. Две верхние террасы перекрыты чехлом (до нескольких метров) лёссов илякской свиты с горизонтами травертинов. Поверхности террас нарушены разрывными уступами высотой до 25 м, определяющими ступенчатую форму горного склона (см. рис. 47). Поднятые южные крылья

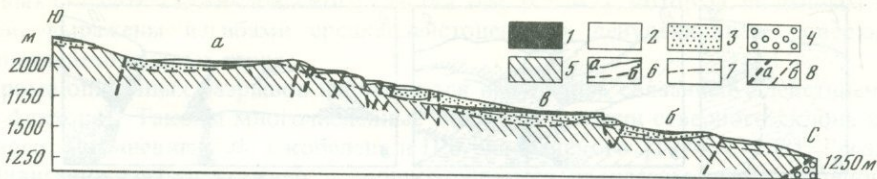


Рис. 47. Продольный профиль долины р. Домоу (северный склон хр. Петра Первого юго-западнее пос. Гарм)

1 — голоценовые озерно-болотные отложения с углисто-торфянистыми прослоями на поверхностях средне-позднеплейстоценовых террас: *a* — современные, *б* — сформировавшиеся 5–5,5 тыс. лет назад, *в* — сформировавшиеся примерно 9,5 тыс. лет назад; 2 — лёссовидные суглинки на поверхностях средне-позднеплейстоценовых террас (илиакская свита и продукты ее переотложения); 3 — обвално-селевые брекчии, слагающие цоколь средне-позднеплейстоценовых террас; 4 — поздне-четвертичный аллювий долины р. Сурхоб; 5 — дислоцированные коренные отложения; 6 — поверхности террас и геологические границы: *a* — достоверные, *б* — предполагаемые; 7 — профиль современного русла долины Домоу; 8 — Сурхобский разлом (*a*) и прочие молодые разрывы (*б*)

нередко запрокинуты, из-за чего обычный для оврагов типа Домоу наклон террас вниз по долине под углами  $5-8^\circ$  уменьшается до нуля и иногда сменяется пологим обратным уклоном. С деформацией такого рода связано, в частности, современное подпруживание верхней части долины, образующей обширную, местами заболоченную котловину. К северу от нее врез быстро возрастает, образуя ущелье глубиной в десятки метров, затем более 100 м. Наблюдаемые в стенках ущелья молодые разрывы обычно наклонены круче  $60^\circ$  и чаще являются взбросами, чем сбросами. В крыльях, как правило, не изменяются мощности цокольных брекчий и лёссов, т.е. подвижки происходили после их отложения. Лишь в одном клиновидном грабене зафиксировано возрастание мощности лёссов террасы  $Q_2^6$  до 10 м.

Далее к северу два крупных широтных разрыва сопровождаются антиклинальными изгибами поднятых южных крыльев. Эти антиклинальные поднятия временно подпруживали долину, вызывая образование замкнутых котловин на поверхности террасы  $Q_3(?)$ . По существу, они были сходны с той котловиной, которая заболачивается сейчас в верховьях долины Домоу. Радиоуглеродные датировки углистых суглинков и торфяников из южной котловины, полученные Л.Д. Сулержицким в 1977 г., определяют время ее заполнения ранним голоценом — 9,5–9 тыс. лет (см. рис. 46, II). Радиоуглеродный возраст растительных остатков из северной котловины — 5–5,5 тыс. лет [Финько, 1970]. Синклиальная форма южной котловины фиксируется современным залеганием озерно-болотной пачки. На южном борту котловины она наклонена на север  $7-8^\circ$  (район сел. Сайдон), севернее залегает горизонтально, а северо-восточнее сел. Лангар имеет обратный наклон до  $2-3^\circ$ . В центре северной котловины голоценовые слои с растительными остатками залегают горизонтально, а на ее северном борту отсутствуют и цокольные брекчии наклонены на юг под углами  $10-15^\circ$ .

Выделяется также меридиональный разрыв, переходящий на юге в надвиги и взбросы запад-юго-западного простиранья. На седловине между долинами Домоу и Руноу две ветви меридионального разрыва смещают влево древнее русло северного притока р. Руноу (12 м по западной ветви и 10 м по восточной). Севернее слияния ветвей один из истоков оврага Домоу, вероятно, смещен влево на 40 м.

В опущенных крыльях некоторых надвигов и взбросов наблюдаются небольшие встречные уступы, ограничивающие узкие приразломные депрессии. В одних случаях это взбросы (рис. 48, б), в других — сбросы (рис. 48, в). В крупном масштабе второй вариант представлен западнее сел. Сарыпуль, где южный склон долины р. Сурхоб образован Сурхобским надвигом, а вдоль основания северного склона протягивается небольшой сброс с опущенным южным крылом.

Поперечные молодые нарушения мало характерны для Джиландинского и Таджикабадского участков. Они становятся более многочисленными на западе последнего и достигают наибольшего распространения на Каракульском участке (см. рис. 48, г;

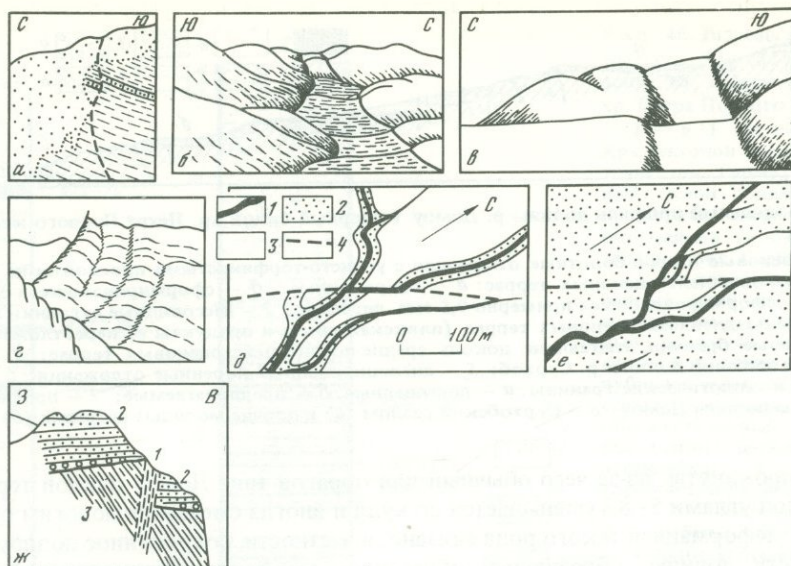


Рис. 48. Примеры молодых нарушений Сурхоб-Илякской зоны и Афгано-Таджикской депрессии

*a* – *г* – северный склон хр. Петра Первого; *д*, *е* – Яванский сдвиг; *ж* – р. Кафирниган

*a* – волнистая поверхность молодого разрыва на крутом склоне правого притока руч. Чигдабион в 1 км южнее с. Чигдабиони-шона; *б* – рамповая долина верховьев р. Шулхоб, образованная основным взбросом южного склона и встречным взбросом северного склона; *в* – рамповая долина урочища Даштибоки, образованная основным взбросом южного склона (угол наклона  $70^\circ$  на юг) и встречным сбросом северного склона (угол наклона  $55^\circ$  на юг); *г* – молодые сбросы близ вершины 3685,8 м (район оз. Каракуль); *д* – геоморфологическая схема Яванского сдвига в 4 км севернее г. Яван: 1 – голоценовые русла и I терраса, 2 – обезглавленный овраг, II терраса (на рис. *е* – подгорная равнина конца (?) позднего плейстоцена, 3 – поверхность выравнивания начала (?) позднего плейстоцена (на *е*, возможно, конца среднего плейстоцена), 4 – молодой разрыв; *е* – геоморфологическая схема Яванского сдвига в 6 км северо-восточнее г. Яван; *ж* – молодой разрыв (1), нарушающий чехол (2) и доколь (3) II террасы на правом берегу р. Кафирниган

31, 32 на рис. 40, А). Многие из разрывов представляют собой сбросы или пучки сбросов, разделяющие ступени поверхности или образующие грабени. В 2 км северо-восточнее перевала Яфуч (см. 33 на рис. 40, А) вдоль субмеридионального разрыва овраг  $Q_3$  сдвинут влево на 6–8 м. Местами сочетание продольных и поперечных нарушений обусловило возникновение замкнутых котловин.

Продольные и поперечные молодые разрывы связаны взаимными переходами и образуют единую систему нарушений. Так, в долине Домуоу наблюдается переход взбросов и надвигов северо-восточного простирания в меридиональный левый сдвиг. Севернее перевала Яфуч субмеридиональный левый сбросо-сдвиг, отгибаясь на небольшом отрезке к северо-востоку, становится взбросом. Взаимными переходами связаны взбросы северо-восточного простирания и сбросы северо-западного простирания района оз. Каракуль (см. 32 на рис. 40, А). По-видимому, все эти нарушения образованы действием единой системы тектонических напряжений, в которой ось наибольшего сжатия была ориентирована в северо-западном направлении. Поскольку Сурхоб-Илякская зона простирается на запад-юго-запад, такое направление сжатия дает основание предполагать, помимо несомненного надвигания южного крыла, существование правосдвиговой компоненты движений вдоль зоны.

Более очевидным свидетельством правосдвиговых перемещений служит эшелонированное расположение надвигов и взбросов, образующих кулисные ряды. Они особенно характерны для Таджикибадского участка, где правая кулисность проявлена как во взаимном расположении пучков молодых нарушений, так и в строении пучков и отдельных разрывов. Подобная кулисность существует и в расположении молодых антикли-

нальных складок Таджибадского участка (см. рис. 45), которые, по данным Т.П. Ивановой, выражены изгибами среднеплейстоценовых денудационных поверхностей и позднейшей ступенчатых террас.

Кроме описанных разрывов наблюдаются нарушения, связанные с действием локальных факторов. Таковы многочисленные обвалы и оползни северного склона хр. Петра Первого. По мнению С.Ф. Скобелева и П.В. Флоренского [1974, с. 108], "воздымание и надвигание хребта на север . . . сопровождаются процессом гравитационного растяжения фронтальной части надвигов, разряжающегося обрушением аллохтона и оползанием его в долину в виде обвалов и оползней". К числу локальных образований относятся и палеосейсмодислокации двух типов. Одни из них представлены дугообразными системами разрывов и трещин сбросо-раздвигового типа, другие — разнонаправленными перекрещивающимися малоамплитудными сбросами и раздвигами. Крупнейшей структурой первого типа является Шульхобская (см. 31 на рис. 40, А; рис. 45). Подобные, но более мелкие образования, по-видимому, развиты в районе развалин сел. Сангихок, в низовьях долины р. Домоу и напротив пос. Джиргиталь. Сочетания второго типа встречены южнее горы Назарак (см. 24 на рис. 40, А [Макаров, Скобелев, 1977]) и в районе летников Об-Чака и Уйельма. Сейсмодислокации обоих типов тяготеют к пучкам молодых нарушений региональной системы, но в отличие от них являются поверхностными образованиями, созданными нарушением гравитационного равновесия и действием ударной волны при сильных землетрясениях.

На западном продолжении Сурхоб-Илякской зоны вдоль северо-западного склона Вахшского хребта широко развиты молодые оползни того же типа, что и на северном склоне хр. Петра Первого. Молодые нарушения зоны Вахшского разлома смещают низкие террасы левого берега р. Вахш и вызывают их изгибы вплоть до появления обратных наклонов. Напротив устья р. Обигарм по субширотному молодому разрыву наряду с вертикальным выявлено правосдвиговое смещение на 10 м молодых водотоков [Леглер, Пржиялговская, 1979]. Противоположный, северный склон долины р. Вахш представляет собой неотектонический уступ, совпадающий с одной из ветвей Гиссаро-Кокшаальского разлома. Южнее с. Кабуджар, где на небольшом отрезке река прижата к северному борту долины и частично прорезает зону разлома, в разрезе 80-метровой террасы южного берега р. Вахш видно, что по разлому приведены в соприкосновение слоистые аллювиально-пролювиальные позднечетвертичные отложения и древние сланцы, причем поверхность разлома круто наклонена на юг, в сторону опущенного крыла. Долина представляется тектонической депрессией, ограниченной с юга молодыми надвигами и правыми взбросо-сдвигами, с севера — сбросами.

На южном борту Илякской долины по продольным молодым разрывам выявлены надвиговые смещения, а вдоль расположенного юго-западнее Яванского разрыва (см. рис. 48, д, е) правосдвиговая составляющая смещений многократно превышает вертикальную. Правый сдвиг с конца позднего плейстоцена достигает 85–95 м, а менее достоверный голоценовый сдвиг — 13–15 м. Скорость позднечетвертичных сдвиговых перемещений оценивается в 1,5–3 мм/год.

В западной части Сурхоб-Илякской зоны развиты сейсмодислокации, сходные с распространенными на северном склоне хр. Петра Первого. Такие нарушения возникли при Файзабадском землетрясении 1949 г. [Губин, 1960; Никонов, 1974]. А.А. Никонов описал и более древние образования того же типа. В.К. Кучай показал автору систему позднечетвертичных сейсмодислокаций на северном склоне Илякской долины восточнее горы Шахизар. Как и в Шульхобской структуре, здесь наблюдаются проявления двух фаз движений, причем последняя имела место, вероятно, уже в историческое время.

Итак, на всем рассмотренном протяжении Сурхоб-Илякской зоны регистрируются позднечетвертичное воздымание и надвигание ее южного крыла. Вместе с тем на всех участках зоны, кроме Джиландинского, выявлены признаки правосдвиговой составляющей молодых перемещений. По-видимому, зона может рассматриваться как правый сдвиг-надвиг, а западнее — правый взбросо-сдвиг. Можно полагать, что сдвиговая

компонента нарастает к юго-западу. Как осложнение основных разрывов возникали локальные системы нарушений. К их числу относятся оползни во фронтальных частях развивающихся надвигов и сейсмодислокации.

Особое положение занимает Каракульский участок Сурхоб-Илякской зоны, где с ней сочленяется сложная система поперечных молодых нарушений, протягивающаяся от района пос. Новабад до сел. Тавильдара и долины р. Сарыдаш (см. 33–37 на рис. 40, А). Юго-западнее эта система примыкает к Дарваз-Алайской зоне. Система представляет собой дугообразно изогнутый правый кулисный ряд разрывов, простирающийся на запад-северо-запад в южной части и почти меридионально на севере. Соответственно изменяются простирания разрывов ряда (от северо-западного до меридионального) и характер перемещений по ним. По разрывам южной части ряда зарегистрированы следы лишь сбросо-раздвиговых подвижек, тогда как на севере у части разрывов наряду со сбросовой выявлена левосдвиговая компонента движений. Кулисное расположение сбросов южной части ряда указывает на наличие правосдвиговой составляющей перемещений вдоль его оси, т.е. в запад-северо-западном направлении. Севернее, где среди молодых нарушений есть меридиональные левые сбросо-сдвиги и направление оси ряда близко к их простиранию, можно предполагать наличие левосдвиговой составляющей перемещений вдоль оси ряда.

Анализируя сейсмологические данные, В.К. Кулагин и его соавторы [1976] выделили в рассматриваемом районе узкое поперечное поднятие поверхности кристаллической коры, отходящее на юг-юго-восток от регионального глубинного уступа Гиссаро-Кокшаальской зоны. Молодые поперечные нарушения Каракульского сегмента приурочены к своду этого поднятия, а кулисный ряд позднечетвертичных разрывов примерно совпадает с его западным крылом. Возможно, молодые поперечные разрывы служат поверхностным отражением указанной глубинной зоны деформаций. Она почти не оказывает влияния на складчатую структуру осадочного чехла хр. Петра Первого. Складки и сопровождающие их разрывы простираются, как правило, на северо-восток. Среди позднечетвертичных нарушений этому "соскладчатому" направлению отвечает описанный В.К. Кучаев [Нерсесов и др., 1974] Хингоуский разлом, который, отклоняясь от Дарваз-Алайской зоны, простирается на юго-запад вдоль среднего течения р. Обихингоу. Юго-западнее сел. Тавильдара (см. 37 на рис. 40, А) расположенные на его продолжении молодые надвиги и взбросы нарушают юго-восточный склон хр. Загора.

Таким образом, среди позднечетвертичных нарушений района сел. Тавильдара и нижнего течения р. Обихингоу различаются надвиги и взбросы северо-восточного простирания, которые представляют собой соскладчатые деформации осадочного чехла, а также сбросо-раздвиги и сбросо-сдвиги северо-западного и меридионального простираний, вероятно, служащие поверхностным отражением глубинных деформаций кристаллической части коры. Иначе говоря, в рассматриваемом районе можно предполагать различие позднечетвертичных структурных планов разных горизонтов земной коры. Развитие указанной молодой зоны глубинных нарушений, выраженной на поверхности кулисным рядом сбросо-раздвигов, возможно, отражает продолжающуюся северную миграцию фронта Индостано-Памирской плиты. Вместе с молодыми нарушениями северного склона хр. Петра Первого эта зона ограничивает "Петровский" блок пород, который сейчас находится в стадии обособления и в дальнейшем может причлениться к Индостано-Памирской плите.

### Центральная часть Афгано-Таджикской депрессии

К югу от Сурхоб-Илякской зоны находится система новейших складок Афгано-Таджикской депрессии. Почти параллельные Сурхоб-Илякской зоне в хр. Петра Первого, они западнее отходят от зоны под острым углом и, все более отклоняясь к югу, постепенно становятся меридиональными. При этом ширина складок возрастает, а напряженность складчатости уменьшается. В рельефе складки выражены хребтами и межгорными впадинами.

А.А. Никонов [1970] изучил южную часть указанной складчатой системы, примыкающую к долине рек Амударья — Пяндж, и на основе измерений высотного положения низких террас, определения фаций аллювия и конфигурации речных долин установил, что развитие новейших складок и вертикальные перемещения по ограничивающим их разломам продолжаются до голоцена включительно. А.А. Никонов сделал попытку оценить скорость позднечетвертичных вертикальных подвижек по скорости врезания рек. Согласно выполненным наблюдениям и расчетам, "скорость врезания рек составляет от десятых долей до первых миллиметров в год вне разломов и от первых миллиметров в год до 10 мм/год над активными разломами. Градиент скорости движений над разломами и вне их имеет значения соответственно  $10^{-8}$ — $10^{-7}$  и  $10^{-7}$ — $10^{-6}$  год<sup>-1</sup>. Иными словами, над живущими разломами скорость вреза рек и, по-видимому, молодых движений на 0,5—1 порядок, а градиент скорости на 1—2 порядка выше, чем вне зон разломов" [Никонов, 1977, с. 67]. На северо-востоке рассматриваемой области, в междуречье Таирсу, Кызылсу и Яксу А.А. Никонов обнаружил многочисленные рвы и уступы поверхности и интерпретировал эти молодые нарушения как сейсмодислокации.

В 1975 г. автор обследовал новейшие разломы в долинах рек Сурхандарья, Кафирниган, Вахш, Таирсу (см. 1—6 на рис. 40, Б) и обнаружил многочисленные позднечетвертичные смещения, максимальные вдоль границ новейших антиклиналей и синклиналей. Хорошо видны следы взбросовых подвижек, нередко наследующих смещения более древних слоев (см. рис. 48, ж). Вместе с тем по разрыву северо-восточного простирания на северо-западном борту долины р. Сурхандарья юго-западнее сел. Миршаде (см. 1 на рис. 40, Б) водоразделы, которые ограничены врезами, опирающимися на террасы  $Q_3^2$ , сдвинуты влево на 10—15 м. Склон широкого оврага, врезанного в поверхность  $Q_2^2$ , сдвинут влево примерно на 35 м. Вдоль субмеридионального разрыва центральной части долины (см. 2 на рис. 40, Б) в лёссах видны горизонтальные борозды. На западном борту долины р. Кафирниган в районе сел. Чинартугай (см. 3 на рис. 40, Б) вдоль меридионального разрыва мелкие овраги  $Q_4^2$  сдвинуты влево на 2—2,5 м и подвешены из-за поднятия западного крыла на 1—1,5 м. Во всех перечисленных случаях левосдвиговая составляющая молодых смещений превосходит взбросовую.

### Центральный Афганистан

Важнейшей структурной линией Центрального Афганистана является Гератский разлом [Pavoni, 1961; Wellman, 1966], известный также под названиями Герирудского и Главного Гиндукушского (см. 21 на рис. 36). Разлом отделяет южную часть Туранской плиты и Афгано-Таджикской депрессии с домезозойской или раннемезозойской континентальной корой от внутренних зон складчатого пояса, где становление континентальной коры завершилось в конце мезозоя и кайнозое [Пейве и др., 1976]. Гератский разлом простирается на запад-юго-запад, почти широтно, а на западе расщепляется на несколько ветвей. Разрывы северной ветви следуют на северо-запад и ограничивают с востока сооружение Копетдага [Трифонов, 1976а]. И.И. Сонин [1976] предполагает по ним позднеальпийский правый сдвиг на 10—15 км. Центральная ветвь затухает западнее г. Герата. Разрывы южной ветви отгибаются к юго-западу и, вероятно, смыкаются с субмеридиональными разрывами Восточно-Иранской зоны, где также выявлены признаки новейших правосдвиговых смещений [Копп, 1974]. Положение Гератского разлома в позднеальпийской структуре Центрального Афганистана весьма напоминает положение Сурхоб-Илякской зоны в структуре Афгано-Таджикской депрессии. На юг от Гератского разлома также отходят цепи складок юго-западного простирания, причем к юго-западу они расширяются, а интенсивность складчатости убывает. В том же направлении уменьшается количество соскладчатых разрывов [Сонин, 1976]. Складки погружаются в Гельмендскую [Гансер, 1967], или Южно-Афганскую [Перфильев и др., 1973], впадину, выполненную плиоцен-четвертичными осадками. Эта впадина по своему структурному положению и морфологии аналогична южной части Афгано-Таджикской депрессии.

По данным Г.В. Веллмана [Wellman, 1966], вдоль Гератского разлома имеет место правый изгиб пересекаемых водотоков. Линия молодых смещений четко прослеживается на космических снимках и аэрофотоснимках и прерывается лишь в 450 км западнее г. Кабула, где два отрезка разлома кулисно подставляют друг друга. Свидетельства молодого сдвига приводятся Г.В. Веллманом и для восточного продолжения Гератского разлома, смещенного к северу вдоль Чаманского сдвига. Здесь, в 200 км северо-восточнее г. Кабула, шесть водотоков сдвинуты вправо на 60–100 м. По-видимому, водотоки рассекают сглаженную солифлюкционную поверхность, что, по мнению Г.В. Веллмана, указывает на голоценовый возраст подвижек. Поднятие южного крыла намного уступает сдвиговому смещению. Согласно сообщению П. Молнара, Гератский разлом активен не на всем своем протяжении: на значительных его отрезках позднечетвертичные смещения не регистрируются.

Примерно в 80 км севернее Гератского разлома Г.В. Веллман [Wellman, 1966] выделил широтный Талемазарский разлом (см. 20 на рис. 36), который прослеживается на 300 км и на востоке, вероятно, причленяется к Чаманскому сдвигу. Семь небольших оврагов послеледникового (?) возраста смещены, по данным Г.В. Веллмана, вправо примерно на 25 м. П. Молнар, который совместно с П. Таппонье провел наземное обследование этого участка, считает, что голоценовый сдвиг не превышает 3–4 м.

Итак, позднечетвертичная структура Афганского сегмента определяется двумя крупными зонами разломов восток-северо-восточного, почти широтного простирания: Гератской и Сурхоб-Илякской. По обеим зонам выявлены молодые правосдвиговые смещения, которые в Сурхоб-Илякской зоне сочетаются с надвижением южного крыла. С юга к обеим зонам примыкают под острым углом цепи позднеальпийских складок юго-западного простирания, образуя структуру "конского хвоста". Они дугообразно отгибаются к югу и приобретают юго-юго-западное, а в Афгано-Таджикской депрессии даже меридиональное простирание. В Афгано-Таджикской депрессии установлено, что рост складок продолжается до сих пор; простирающиеся вдоль них молодые разрывы характеризуются левыми взбросо-сдвиговыми смещениями. С разрывами Сурхоб-Илякской зоны сопряжены субмеридиональные левые сбросо-сдвиги. Такая ориентировка молодых разрывов указывает на их формирование в поле действия достаточно выдержанной на всей рассматриваемой территории системы тектонических напряжений, в которой ось наибольшего горизонтального сжатия была направлена на северо-запад. Это сжатие, вероятно, вызвало также образование новейших складок и их смещение к северо-западу. Складки осадочного чехла Афгано-Таджикской депрессии сорваны со своего основания по мальмскому соленосному горизонту [Захаров, 1964б]. Исследование остаточной намагниченности нижнемеловых пород показывает, что изгибы осей складок вторичны [Буртман, Гурарий, 1973; Баженов и др., 1978].

#### ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКИЙ СЕГМЕНТ

Под названием Центральноазиатского сегмента в настоящей работе объединена обширная область, примыкающая на западе к Индостано-Памирской плите, а на северо-западе и севере — к краевым горным системам относительно стабильных областей Казахстана, Западной и Восточной Сибири. С юго-запада и запада Центральноазиатский сегмент четко ограничен горными сооружениями Гималаев, Каракорума, Западного Кунлуня и Памира, представляющими собой структурное обрамление Индостано-Памирской плиты. Северо-западная граница сектора менее определена. Горные сооружения, развитые здесь на южном обрамлении Евразийской плиты (Тянь-Шань, Алтай), продолжают в глубь Центральноазиатского сегмента.

На востоке сегмента появляются элементы новейшей структуры Тихоокеанского подвижного пояса. По мнению китайских геологов [Ли Сыгуан, 1952; Основы . . . , 1962], им отвечают структурные формы и зоны меридионального и северо-восточного (катазиатских) простираний. В одних местах элементы структуры Альпийско-Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов плавно переходят друг в друга (поднятие Боль-

шого Хингана, переходящее в Иншань; изогнутая депрессия Фэньвей к юго-востоку от Ордосского массива). В других местах, например в Наньмине, структурные элементы поясов имеют более резкие, нередко торцовые сочленения. Условно граница поясов проводится по меридиану 105°, однако в Забайкалье, Иншане и Циньлине наблюдается проникновение центральноазиатских структурных элементов и далее на восток.

Новейшая структура Центральной Азии образована сочетанием относительно стабильных докембрийских и эпипалеозойских массивов с зонами интенсивных дислокаций, обычно выраженных в рельефе горными системами или отдельными хребтами. Стабильные массивы несут на себе более или менее мощный чехол мезозойско-кайнозойских пород, значительная часть которых приходится на неоген-четвертичные осадки. Обычно они разделяются на песчано-глинисто-алевролитовую "палевою" свиту миоцена и конгломератовую "серую" свиту плиоцена — плейстоцена [Синицын, 1959]. Такое изменение состава пород вверх по разрезу, нередко сочетающееся со значительно большей мощностью верхней свиты, указывает на возрастание вертикальной составляющей тектонических движений в течение новейшего этапа. Причины этого явления были рассмотрены при описании Индостано-Памирской плиты.

Широкое распространение в подвижных зонах древних поверхностей выравнивания благоприятствует изучению неотектоники и позволяет установить, что горные хребты и разделяющие их межгорные впадины и долины представляют собой складки основания и блоки, ограниченные и осложненные разломами [Синицын, 1959; Девяткин, 1981]. Характеризуя китайскую часть Тянь-Шаня, Хуан Боцинь отмечает по краям антиклинальных поднятий горных хребтов крупные новейшие взбросы и надвиги палеозойских толщ на меловые и кайнозойские, которые вблизи разломов сильно перемяты. Подобные нарушения есть и в других районах. В Куьлуне на смятые в складки кайнозойские отложения подножий надвинуты юрские и более древние слои. Поверхности крупных взбросов вскрыты на северной стороне хр. Рихтгофена, причем новейшие отложения подножий интенсивно перемяты и нарушены надвигами. В районе г. Ланьчжоу описаны новейшие покровные складки южного склона Наньшаня, а в Южном Ганьсу — краевые надвиги и взбросы Циньлиня. Ли Сыгуан [1952] указывает на наличие продольных молодых надвигов на границах хребтов Иншаня. Западнее новейшие отложения собраны в складки того же простирания, причем деформациям подверглась и эоплейстоценовая (?) толща.

Многие крупные и длительно развивавшиеся разломы Монголии испытывали омоложение в новейшее время и ныне разделяют орографические элементы региона [Синицын, 1959; Девяткин, 1981]. Вдоль некоторых разломов развиваются узкие депрессии. По данным Е.В. Девяткина, А.А. Моссаковского и В.И. Тихонова, на границах хребтов с соседними долинами и межгорными впадинами нередки надвиги, местами сопровождающиеся интенсивным смятием новейших отложений.

Разломы по краям зон интенсивных новейших деформаций обусловили угловатые очертания стабильных массивов и новейшую складчатость в их краевых частях. В Цайдамском массиве установлено новейшее прогибание прикуьлуньского и притяньшаньского краев относительно центральной части [Основы . . . , 1961]. Подобные соотношения, по-видимому, имеют место в Таримском и Джунгарском массивах. Внутренние области массивов построены просто. Местами здесь развиты пологие складки. Сложнее других новейшая структура Тибетского массива. Глыбово-складчатые поднятия отдельных хребтов возвышаются на 1000–1500 м над Тибетским плоскогорьем [Синицын, 1959], разделяя его на отдельные равнины (Чаптан, равнины истоков р. Янцзы и другие более мелкие). В краевых частях равнин меловые и палеогеновые породы собраны в сундучные и гребневидные складки, которые к центру сменяются куполовидными [Ли Сыгуан, 1952].

Широкое развитие надвигов и взбросов вдоль зон интенсивных новейших деформаций Центральной Азии как будто дает основание полагать, что неотектоническое развитие подвижных зон происходило в условиях поперечного горизонтального сжатия. Однако это не вполне верно. Вдоль некоторых зон можно с большим или меньшим

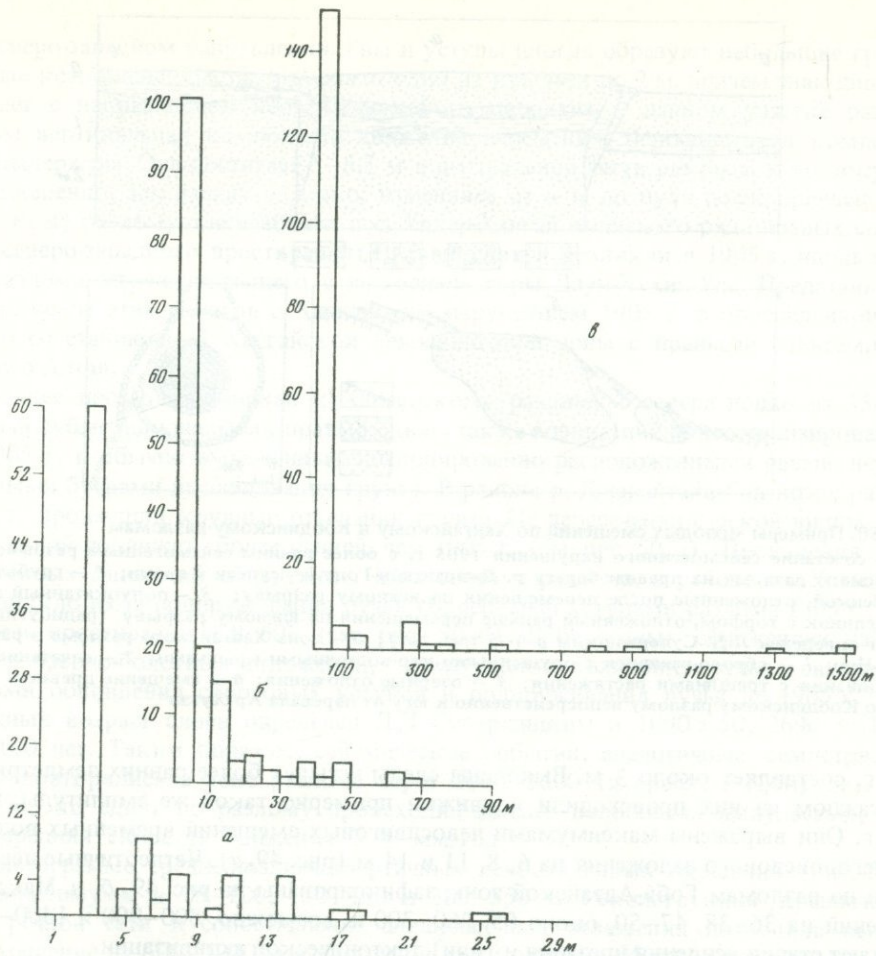
основанием предполагать наличие сдвиговой компоненты перемещений. Указания на такие движения при отсутствии прямых данных о смещении геологических объектов дают приразломная трещиноватость [Тектоника . . . , 1973; Хренов и др., 1977] и эшелонированное строение отдельных зон, позволяющие рассматривать их как зоны сдвиговых дислокаций в понимании А.В. Лукьянова [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965]. Субширотная зона левосдвиговых дислокаций представлена Тяньшаньскими хребтами Богдошань, Карлыктаг и Мэчин-Ула к северу от Турфан-Хамийской впадины. Еще выразительнее система хребтов Иншаня, образующих правосдвиговую зону северо-западного простирания. Наконец, крупнейшая зона левосдвиговых дислокаций представлена кулисным рядом новейших поднятий-хребтов, который охватывает область от Трансгималаев до Наньшаня и включает значительную часть хребтов Тибета и Куньлуня. Хребты простираются на запад-северо-запад, примыкая к крупному новейшему разлому, вдоль которого в восток-северо-восточном направлении проходит горная система Алтынтага.

Анализируя изображение зоны Алтынтагского разлома (см. 22 на рис. 36) на космических снимках ERTS, П. Молнар и П. Таппонье [Molnar, Tapponnier, 1975] обнаружили значительное сходство ее структурного рисунка с зонами известных крупных новейших сдвигов. Реконструкция напряжений в очагах землетрясений зоны разлома указывает на левый сдвиг. По данным П. Молнара и П. Таппонье, Алтынтагский разлом в своей восточной части приобретает восток-юго-восточное простирание и переходит в зону разлома Кансю с признаками левых сдвиго-надвиговых перемещений. На восточном окончании последней находится система новейших грабенов Шаньси, простирающаяся на северо-северо-восток.

На основе изучения космических снимков и определения механизмов очагов землетрясений П. Молнар и П. Таппонье предполагают левосдвиговую природу и других крупных субширотных разломов Центральной Азии: Куньлунского в Восточном Куньлуэне, Канг-Тинг к югу от Алтынтагского разлома. С более северными субширотными левыми сдвигами эти авторы связывают Байкальскую рифтовую систему северо-восточного простирания, которую большинство исследователей [Обручев, 1922; Ламакин, 1968; Флоренсов, 1968] определяют как систему новейших грабенов, возникших в условиях поперечного растяжения. Байкальская рифтовая система занимает по отношению к Хангайскому разлому такое же положение, какое занимает система грабенов Шаньси по отношению к зоне разлома Алтынтаг — Кансю.

Доводы П. Молнара и П. Таппонье в пользу левосдвиговых перемещений по субширотным новейшим разломам Центральной Азии весьма интересны, но требуют подкрепления прямыми доказательствами. Такие доказательства дает изучение позднечетвертичных смещений по разломам. Оно показывает, что крупные разломы Центральной Азии, активные в позднем плейстоцене и голоцене, образуют систему закономерно ориентированных нарушений. Важнейшим элементом этой системы являются крупные субширотные сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги (см. 22—25, 35 на рис. 36).

Субширотный Долиноозерский разлом протягивается вдоль северных подножий Гобийского Алтая. При катастрофическом землетрясении 4 декабря 1957 г. активизировался 270-километровый отрезок разлома. По нему произошел левый сдвиг до 6—8 м [Гоби-Алтайское . . . , 1963; Лукьянов, 1963, 1965]. Вертикальная составляющая переменна; обычно она не превышает нескольких метров, но местами возрастает из-за вторичных деформаций. А.В. Лукьянов убедительно показал, что при общем левом сдвиге отклонение линии разрыва от генерального направления приводит к локальному появлению сбросо-раздвиговой или взбросо-надвиговой компоненты. Местами реализация сдвига целиком происходит по косоориентированным структурам растяжения или сжатия, иногда наследующим более древние подобные образования. Обобщая такие случаи, А.В. Лукьянов пишет: "Во многих местах движения по разлому при землетрясении наследовали характер движений, имевших место на этих отрезках разлома и в прошлом. Впадины продолжали развиваться как сбросы, надвиги — как надвиги. В то же время анализ строения нарушений, образовавшихся при землетрясении, пока-

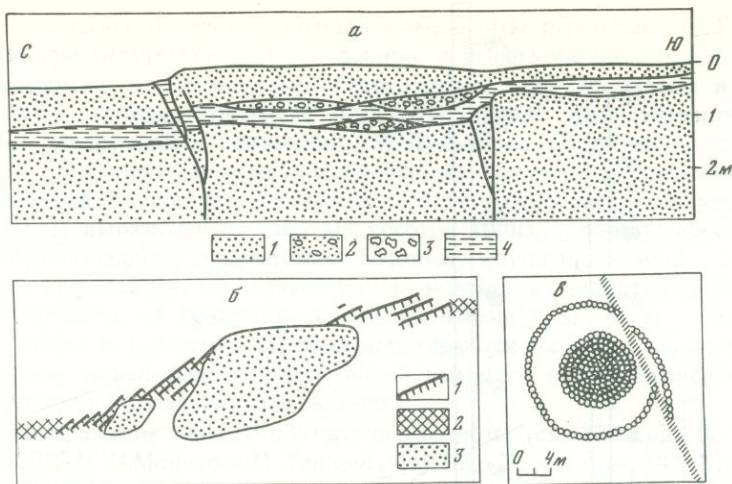


Р и с. 49. Гистограммы четвертичных и современных левосдвиговых смещений по Гоби-Алтайской зоне молодых разломов

*a* — молодые смещения до 30 м на 10-километровом отрезке Долиноозерского разлома восточнее родника Улан-Булак (учтены 94 смещенных водотока); *б* — позднечетвертичные смещения до 100 м по разломам Гоби-Алтайской зоны (учтены 155 смещенных водотоков, из них 154 приходятся на восточный, Долиноозерский разлом); *в* — четвертичные смещения по разломам Гоби-Алтайской зоны (учтены 172 смещенных водотока, из них 163 приходятся на Долиноозерский разлом). По оси абсцисс — амплитуды смещений, по оси ординат — количества смещенных временных водотоков

зывает, что участки сжатия и воздымания и участки растяжения и проседания контролируются сдвигом по разлому. Поэтому можно допустить, что и более древние движения... имели характер левого сдвига" [1965, с. 100].

Полевые работы автора в 1980 г. показали, что Долиноозерский разлом является частью более крупной Гоби-Алтайской зоны четвертичных разрывов и на западе кулисно подставляется с севера короткой центральной ветвью, а та таким же образом подставляется западной ветвью, достигающей отрогов Монгольского Алтая. По западной ветви не было смещений в 1957 г. и обнаружено лишь одно гипотетическое голоценовое левое смещение. Более древние левые четвертичные смещения соизмеримы со смещениями по восточной ветви, т.е. по Долиноозерскому разлому. Левое смещение 1957 г. по Долиноозерскому разлому достигает 5 м в его центральной части и постепенно уменьшается к западу и востоку. На детально обследованном 10-километровом отрезке западной части разлома непосредственно к востоку от родника Улан-Булак подвижка



Р и с. 50. Примеры молодых смещений по Хангайскому и Кобдинскому разломам

*a* — сочетание сейсмогенного нарушения 1905 г. с более ранним сейсмогенным разрывом зоны Хангайского разлома на правом берегу р. Джарантайн-Гол: 1 — супеси и пески; 2 — грубые пески со щебенкой, отложенные после перемещения по южному разрыву; 3 — полуокатанный щебень; 4 — суглинок с торфом, отложенный раньше перемещения по южному разрыву (радиоуглеродный возраст определен Л.Д. Сулержицким в 4–5 тыс. лет); *б* — зона Хангайского разлома в районе оз. Уртын-Нур: 1 — сбросо-раздвиги с опущенными юго-восточными крыльями; 2 — сочетание бугров выдавливания с трещинами растяжения; 3 — озерные отложения; *в* — смещение древнего могильника по Кобдинскому разлому непосредственно к югу от перевала Ар-Хутэл

1957 г. составляет около 3 м. Выявлены следы четырех более ранних землетрясений; при каждом из них происходили подвижки примерно такой же амплитуды, что и в 1957 г. Они выражены максимумами левосдвиговых смещений временных водотоков позднеголоценового заложения на 6, 8, 11 и 14 м (рис. 49, *a*). Четвертичные левые смещения по разломам Гоби-Алтайской зоны зафиксированы на рис. 49, *б*, *в*. Максимумы смещений на 36–38, 47–50, около 65, 260–300 и, возможно, 800–900 и 1300–1500 м отражают стадии усиления врезания и (или) тектонической активизации.

Барук-Хурейский разлом восток-северо-восточного простирания в Западной Монголии (см. 35 на рис. 36) пересекает долину р. Уйэнги и смещает на 300–400 м влево аллювиальные и делювиальные отложения  $Q_{2-3}$  [Тихонов, 1974].

В зоне крупнейшего субширотного Хангайского разлома Северной Монголии (см. 24 на рис. 36) 9 и 23 июля 1905 г. произошли катастрофические Таннуольские (Болнайские) землетрясения. При этом возникли сначала северная, а затем южная системы сейсмогенных разрывов и трещин. Северная система [Сейсмическое ..., 1971] оперяет Хангайский разлом и простирается более чем на 60 км в северо-восточном направлении от западной оконечности горы Барун-Дунгэ до верховьев р. Гонгсохин. Трещины протяженностью от нескольких метров до 200 м расположены кулисно. На южном склоне хр. Хул-Азрага по одной из трещин отмечен левый сдвиг на 2,5 м при вертикальном смещении на 1,5–2 м. Вероятно, северная система представляет собой левый сбросо-сдвиг. Южная система совпадает с Хангайским разломом и протягивается на 370 км от оз. Сагийн-Далай до середины хр. Ханхухэй. А.В. Вознесенский [1962] определил суммарный левый сдвиг по разлому до 6,5 м. Вертикальная составляющая переменна, но обычно не превышает 2 м. Большую высоту имеют, по данным А.В. Вознесенского, лишь отдельные бугры выдавливания.

Полевые работы автора в 1980 г. выявили морфологическое сходство основного (южного) сейсмогенного нарушения 1905 г. с сейсмогенным нарушением 1957 г. по Долиноозерскому разлому. Типично зигзагообразное в плане сочетание коротких рвов и уступов северо-восточного простирания с буграми выдавливания грунта, удлиненны-

ми в северо-западном направлении. Рвы и уступы иногда образуют небольшие грабенообразные котловины. Местами поднято одно из крыльев до 2 м, причем знак движений совпадает с направлением неотектонического поднятия в данном участке разлома. В целом вертикальная компонента движений переменна. Левосдвиговая компонента более выдержана. Она достигает 5–5,5 м в центральной части разлома, к востоку убывает постепенно, а к западу — резко, изменяясь от 4 м до нуля после приращения к Хангайскому разлому с юга вблизи пос. Ундер-Хангай кулисного ряда правых сдвигов северо-северо-западного простираения. Правые сдвиги возникли в 1905 г. вдоль новейшего разлома, ограничивающего с юго-запада горы Дзун-Хухий-Ула. Представляется, что сочленение этих сдвигов с Хангайским нарушением 1905 г. в определенной мере подобно сочетанию всей Хангайской левосдвиговой зоны с правыми сдвигами Монгольского Алтая.

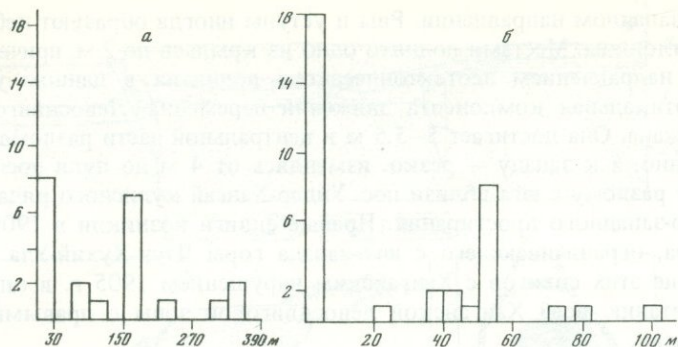
Восточнее пос. Баян-Хайрхан к Хангайскому разлому с севера подходит 35-километровый субмеридиональный правый сдвиг, также возникший или активизировавшийся в 1905 г. и обычно выраженный эшелонированно расположенными рвами, нередко связанными буграми выдавливания грунта. В районе р. Джарайтайн-Гол возле разлома в 1905 г. произошли крупные отседания грунта. На пересечении с рекой видны следы сейсмогенной подвижки, более ранней, чем 1905 г. (см. рис. 50, а). Проявления таких сейсмогенных движений обнаружены и на востоке разлома, в районе оз. Уртын-Нур. Оно возникло из-за подпруживания ручья сбросовыми уступами разлома 1905 г., который здесь простирается СВ 60° (см. рис. 50, б). В береговых обнажениях найдены три слоя озерно-болотных отложений, чередующиеся с аллювием ручья и связанные с эпизодами обновления сбросовых уступов и подпруживания ручья до 1905 г. Радиоуглеродный возраст слоев определен Л.Д. Сулержицким в  $1090 \pm 50$ ,  $2690 \pm 110$  и  $3720 \pm 160$  лет. Таким образом, сейсмические события, аналогичные землетрясению 1905 г., повторялись в зоне разлома через 1000–1600 (в среднем 1200) лет. Если допустить, что сдвиг по разлому происходил только подобными импульсами, возможна средняя скорость движения 3–4 мм/год.

На гистограмме средне-позднечетвертичных левосдвиговых смещений (рис. 51, а) видны максимумы в 70–100, 150–180 и 300–350 м. Реконструкция древнечетвертичной речной сети и сооставление аллювиальных отложений позволили выявить левое смещение на 600–1000 м в восточной части разлома. Можно предполагать также левые смещения на 4 км долины р. Голутын-Гол и расположенной западнее древней долины района перевала Мустын-Гол. Гипотетический возраст этих смещений — конец плиоцена — четвертичный период.

Меридиональная грабенообразная Шаргинская впадина с голоценовыми сбросовыми смещениями на западном борту [Карта . . . , 1968] связывает Хангайский разлом с Тункинским (см. 26 на рис. 36). Последний изогнут, но в целом простирается широтно. По геоморфологическим и геологическим данным по разлому установлен плиоцен-четвертичный сброс на 0,3–0,4 км, из них 30–40 м приходится на поздний плейстоцен и голоцен [Хренов и др., 1977; Тектоника . . . , 1973]. По геофизическим данным [Зорин, 1971], ветви разлома прослеживаются под осадками Тункинской впадины и определяют ступенчатое строение ее северного борта с суммарным опусканием до 1 км. Левосдвиговую компоненту движений по разлому можно лишь предполагать по изгибам речных долин на 0,3–1,5 км [Хренов и др., 1977; Тектоника . . . , 1973], но эти данные не вполне убедительны.

Севернее находится Главный Саянский разлом северо-западного простираения (см. 39 на рис. 36). В неоген-четвертичное время он развивался как сброс или левый сбросо-сдвиг. 11-километровое левое смещение в юго-восточной части разлома можно предполагать по изгибу долины р. Иркут в районе Зыргузинской петли [Ламакин, 1968]. Более мелкие левые смещения и изгибы русел предполагаются в долинах рек Олот, Урик, Ия и далее к северо-западу [Хренов и др., 1977].

На востоке Тункинский и Главный Саянский разломы смыкаются с Байкальской рифтовой зоной северо-восточного простираения, ограниченной с северо-запада При-



Р и с. 51. Гистограммы позднечетвертичных сдвиговых смещений по Хангайскому и Кобдинскому разломам

*a* — Хангайский разлом (учтены 22 смещенных временных и постоянных водотока); *б* — смещения до 100 м на 35-километровом отрезке Кобдинского разлома в районе перевала Ар-Хутэл (учтены 34 смещенных временных водотока). По оси абсцисс — амплитуды смещений, по оси ординат — количества смещенных водотоков

байкальским глубинным разломом. Его центральным отрезком является Приморский разлом (см. 38 на рис. 36), круто наклоненный на юго-восток. В рельефе выражено поднятие его северо-западного крыла до 600 м. Суммарное новейшее сбросовое смещение по серии разломов северо-западного берега оз. Байкал достигает 6–7 км. По структурным признакам можно предполагать правосдвиговую компоненту движений до 2 км [Хренов и др., 1977]. По Приморскому и некоторым другим продольным разломам Байкальской рифтовой системы отмечены позднечетвертичные сбросовые смещения и молодые сейсмодислокации со следами сбросовых подвижек, подтвержденных определениями механизмов очагов землетрясений [Карта ..., 1968; Живая ..., 1966; Сейсмотектоника ..., 1968].

К востоку от северного окончания Байкальской рифтовой зоны расположены новейшие грабенообразные впадины Станового нагорья. Они простираются на северо-восток и образуют широтный левый кулисный ряд, указывающий на наличие левосдвиговой компоненты движений вдоль оси ряда. Многие разрывы на бортах впадин продолжали развиваться в послеледниковое время [Карта ..., 1968]. Характер молодых подвижек наглядно проявился при Муйском землетрясении 27 июня 1957 г. ( $M = 7,8$ , глубина очага 22 км). Эпицентр приурочен к небольшой новейшей впадине у северо-западных подножий хр. Удокан. При землетрясении возникла система преимущественно широтных сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов общей протяженностью до 25 км (см. 25 на рис. 36). По ним хребет был поднят на несколько метров над днищем впадины и сдвинут влево, т.е. на восток, не менее чем на 1–1,2 м [Живая ..., 1966].

С субширотными левыми сдвигами Монголии сочетаются правые сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги меридионального и северо-северо-западного простираний. При Могодском землетрясении 5 января 1967 г. на 45-километровом протяжении обновилась зона Могодского меридионального разлома [Сейсмическое ..., 1971]. В 1980 г. автор обследовал 20-километровый центральный отрезок зоны (см. 37 на рис. 36). Нарушения 1967 г. чаще всего представлены эшелонированной системой рвов и уступов (до десятков сантиметров) северо-северо-восточного простирания, иногда образующих мелкие грабенообразные понижения или сочетающихся с буграми выдавливания грунта, удлиненными в северо-западных румбах. Местами восточное крыло поднято до 0,5 м. Три небольших водотока с четко локализованными руслами регистрируют правое смещение на 1,5 м. Подвижка 1967 г. была, таким образом, правым сбросо-сдвигом. Он произошел вдоль четвертичного разрыва, уступ которого отражает поднятие восточного крыла до 2,5 м. Обнаружены правые смещения разновозрастных сухих оврагов на 3 м (один случай), 9 м (два

случая при одновременном поднятии восточного крыла на 1 м), 14 м (четыре случая), около 55 м (четыре случая) и около 100 м (два случая). Две более крупные долины изогнуты вправо примерно на 400 и 500–600 м.

Система активных в позднечетвертичное время разломов Монгольского Алтая представлена Кобдинским, Сагсайским, Толбонурским и Предалтайским правыми сдвигами и взбросо-сдвигами северо-северо-западного простирания [Хилько и др., 1978]. По данным С.Д. Хилько и его соавторов, вдоль Кобдинского разлома на протяжении свыше 215 км (см. 43 на рис. 36) проявлено правое взбросо-сдвиговое смещение, связанное с катастрофическим землетрясением. Его нижний возрастной предел определяется деформацией могильника VI–VIII в.н.э. возле перевала Ар-Хутэл (см. рис. 50, в). Морфологически это нарушение сходно с Хангайским 1905 г., но более эродировано. Наиболее вероятное время подвижки – X в., хотя С.Д. Хилько считает ее моложе.

В 1980 г. автор обследовал 35-километровый отрезок Кобдинского разлома в районе перевала Ар-Хутэл, долин рек Шиврийн-Гол и Цаган-Бургаст-Гол. Обе долины, вероятно, заложенные в плиоцене, Z-образно изогнуты по разлому вправо на 3,5 км. На ту же величину, возможно, сдвинута древняя перехваченная долина севернее перевала Ар-Хутэл. Продольный профиль отрезка долины Цаган-Бургаст-Гол, простирающегося вдоль разлома, положе продольных профилей отрезков выше и ниже по течению, что характерно для сдвиговых зон.

Амплитуда сейсмогенного правого сдвига уменьшается с северо-запада на юго-восток от 5 до 4 м возле и южнее перевала Ар-Хутэл и 3 м южнее долины Цаган-Бургаст-Гол. Синхронное поднятие западного крыла колеблется от 0 до 0,6–1 м. Разрыв наклонен на запад под углами 65–70°, т.е. является правым взбросо-сдвигом. В отличие от Долиноозерского разлома, где мелкие русла разного возраста смещены на разные расстояния в результате нескольких сейсмических импульсов, здесь соизмеримые по времени образования русла смещены одноактно – примерно на ту же величину, что и могильник у перевала Ар-Хутэл. По-видимому, катастрофические землетрясения в зоне Кобдинского разлома происходили в несколько раз реже. Среди правосдвиговых позднечетвертичных смещений выделяются максимумы: 35–40, 50 м (см. рис. 51, б) и более слабые 150–170 и 250 м.

Итак, с субширотными левыми сдвигами Центральной Азии сочетаются правые сдвиги северо-северо-западного и меридионального простираний и зоны растяжения северо-восточных (до меридионального) направлений. Взбросовая составляющая движений по сдвигам обусловила воздымание горных хребтов, которые в одних случаях простираются вдоль взбросо-сдвигов, а в других имеют северо-западную ориентировку и примыкают к сдвигам под углом, образуя кулисные ряды. Признаки позднечетвертичной активизации отмечены в Байкальской рифтовой системе, грабене Шаньси [Allen, 1975; Molnar, Tarponnier, 1977] и в Тибете, где также выделено несколько небольших грабенов со следами молодых смещений и четвертичного вулканизма [Molnar, Tarponnier, 1978]. Рассматривая кайнозойское развитие разломов, П.М. Хренов и его соавторы пришли к выводу "о длительной по времени и стабильной по ориентировке региональной напряженности земной коры значительной территории юга Восточной Сибири" [1977, с. 38]. Приведенные выше данные позволяют распространить эти выводы на весь Центральноазиатский сегмент, территория которого в позднечетвертичное время и, вероятно, на более ранних стадиях новейшего этапа развивалась в поле действия единой системы тектонических напряжений с северо-восточной ориентировкой относительно горизонтального сжатия и северо-западной – относительного растяжения.

Изменение ориентировки тектонических напряжений намечается на стыке Центральноазиатского сегмента с Евразийской плитой в Горном Алтае. С юга сюда подходят зоны четвертичных правых взбросо-сдвигов северо-северо-западного простирания Монгольского Алтая (см. 43 на рис. 36). На севере, по данным А.Б. Дергунова [1972], одна из них переходит в Шапталыйский разлом (см. 40 на рис. 36), а другая – в Сарасинско-Курайский разлом (см. 41 на рис. 36). Оба разлома на юго-востоке имеют

запад-северо-западное простирание, а западнее простираются на северо-запад. На субширотных участках обоих разломов обнаружены признаки четвертичного надвигания, вероятно продолжавшегося и в позднечетвертичное время [Девяткин, 1965; Бондаренко и др., 1968; Дергунов, 1972]. Северо-западные отрезки разломов в отличие от субширотных круты и прямолинейны. Е.В. Девяткин [1965] отмечает позднечетвертичный взброс по Шаптальскому разлому на 100–150 м, однако А.Б. Дергунов [1972] по морфологическим признакам считает возможным рассматривать оба разлома как правые взбросо-сдвиги.

В конце среднего плейстоцена после максимального оледенения территория Горного Алтая испытала тектоническую активизацию и значительные структурные перестройки [Лунгерсгаузен, Раковец, 1965]. Они проявились не только в упомянутых подвижках по крупным разломам, но и в образовании грабенов, многие из которых ныне заняты озерами. Грабены простираются субмеридионально и в совокупности с четвертичными надвигами и правыми взбросо-сдвигами создают "единую систему разломов, которая могла образоваться при длительном действии сжимающих напряжений в меридиональном направлении" [Дергунов, 1972, с. 109]. Эта система напряжений сходна с той, которая установлена для Тянь-Шаня, но отличается от системы напряжений Центрально-азиатского сегмента. По-видимому, изменение ориентировки осей главных нормальных напряжений происходит постепенно (примерно на границе советской части Горного Алтая и Северо-Западной Монголии) и не знаменуется каким-либо структурным рубежом. Признаки такого изменения намечаются уже в Горном Алтае, на северо-западе которого занятые озерами грабенообразные впадины простираются по азимутам ССЗ 335–0°, а юго-восточнее — ССВ 0–10°.

#### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ИНДОСТАНО-ПАМИРСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТ

Индостано-Памирская плита имеет форму клина, обращенного к северу. В позднечетвертичное время вдоль северо-западной границы плиты происходили перемещения по разломам с преобладающей левосдвиговой компонентой, а вдоль северо-восточной границы — правосдвиговой. Такое направление перемещений указывает на относительное движение плиты к северу, т.е. на ее сближение с Евразийской плитой. Молодые сдвиговые смещения на краях плиты редко ограничиваются одним разломом, а чаще проявляются также вдоль параллельных и оперяющих его нарушений, охватывая зоны шириной в десятки километров. Еще более широкими и сложно построенными оказываются зоны деформаций, коробления и дифференцированных разрывных смещений во фронтальной части плиты. Они охватывают всю область от Гималаев до Памира. Тянь-Шань — сопряженная краевая часть Евразийской плиты — также испытывает позднечетвертичные воздымания, коробления и смещения по разломам, причем направления смещений выдержаны на обширной территории. Вдоль субширотных разломов они имеют чаще всего надвиговый или взбросовый характер, вдоль северо-западных — правосдвиговой, вдоль северо-восточных — левосдвиговой, наконец, вдоль значительно более редких субмеридиональных разломов — сбросовый и раздвиговый. Такие же направления и соотношения имеют молодые разломы Джунгарского Алатау и Алтая. Направления смещений по разломам свидетельствуют о меридиональном укорочении краевой части Евразийской плиты (см. рис. 36, врезка), что, по-видимому, является результатом ее взаимодействия с Индостано-Памирской плитой.

Наибольшая скорость позднечетвертичных горизонтальных перемещений (1–1,5 см/год) установлена вдоль северо-западного ограничения Индостано-Памирской плиты, в Дарваз-Алайской зоне молодых нарушений. Однако общая скорость сближения относительно стабильных внутренних частей Индостано-Памирской и Евразийской плит, реализуемая не только смещениями на границах Индостано-Памирской плиты, но и общим воздыманием, деформациями и смещениями во всей ее краевой части от Гималаев до Памира, а также во внутренних сегментах пояса и краевой части Евразийской плиты, значительно больше (возможно, до 3–5 см/год).

Во внутренних сегментах орогенического пояса, Афганском и Центральноазиатском, направления движений отличаются от краевых частей как Евразийской, так и Индостано-Памирской плит. Вдоль границы Афганского сегмента с Индостано-Памирской плитой развивается до настоящего времени пояс новейших надвигов и складок. Они охватывают осадочный чехол, сорванный со своего основания. Общая и важнейшая особенность внутренних сегментов — молодые сдвиговые смещения по крупным субширотным разломам. В Афганском сегменте это правые сдвиги и сдвиго-надвиги, а в Центральноазиатском — левые сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. С ними сопряжены более короткие субмеридиональные сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги. В Афганском сегменте они левые, а в Центральноазиатском — правые. Направления смещений указывают на то, что Афганский сегмент испытывает укорочение в северо-западном, а Центральноазиатский — в северо-восточном направлениях (см. рис. 36, врезка).

Впервые на возможность новейших сдвиговых смещений по субширотным разломам указали С.А. Захаров [1958] для Афгано-Таджикской депрессии, П.Н. Кропоткин [Kropotkin, 1971] для Центральной Азии и С.С. Шульц мл. [1975, 1978] для региона в целом. П. Молнар и П. Таппонье [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976] подметили и объяснили их осесимметричное расположение относительно Индостано-Памирской плиты.

Молодые подвижки области взаимодействия Евразийской и Индостано-Памирской плит наследуют более ранние неоген-четвертичные перемещения, что позволяет распространять структурно-кинематические закономерности позднечетвертичной эпохи на весь неотектонический этап. В ряде случаев унаследованность выражается в позднечетвертичных смещениях по разломам более раннего заложения, причем морфология зон разломов, а иногда и прямые данные о новейших смещениях свидетельствуют о постоянстве направления движений. В Индостано-Памирской плите проявился другой тип унаследованности, при котором имела место направленная миграция однотипных структур. В процессе относительного движения плиты к северу расположенный перед ее фронтом участок верхнекорового слоя вовлекался в деформации, приводившие к срыву деформированного участка и его обособлению распространявшимися к северу сдвиговыми зонами обрамлений плиты. В результате такой участок причленялся к краевой части плиты и начинал двигаться вместе с ней, а фронт плиты скачкообразно мигрировал к северу, вовлекая в деформации следующий участок, и процесс повторялся. Развивавшаяся при этом дисгармония между верхнекоровым и более глубокими слоями литосферы подтверждается сейсмологическими данными, согласно которым молодые сейсмоактивные разломы верхнекорового слоя отстоят к северу и отделены горизонтальной сейсмогенной зоной и почти асейсмичным слоем от крутонаклоненной мантийной сейсмофокальной зоны.

Проанализировав невязки времен пробега сейсмических волн от местных глубокофокусных землетрясений на системе станций Средней Азии, А.В. Николаев и И.А. Санина [1982] обнаружили латеральную и вертикальную изменчивость скоростных характеристик верхней мантии Памира на глубинах до 300 км (см. рис. 38, б). Не менее значительные изменения выявлены под Гиндукушем (см. рис. 38, а). Если в северных частях обоих разрезов распределение скоростей в общем укладывается в рамки слоистой модели, то вблизи Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны и южнее распределение высоко- и низкоскоростных объемов мантийного материала оказывается гораздо сложнее. Крутой наклон сейсмофокальной зоны и сложное распределение мантийных масс с разными скоростными характеристиками противоречат модели простой субдукции на границе Индостано-Памирской и Евразийской плит. Скорее их сближение реализуется скучиванием литосферных масс, дифференцированным и в значительной мере автономным на разных уровнях, причем в мантии оно осуществляется не менее, а, возможно, более интенсивно, чем в земной коре. Скучивание выражается значительным воздыманием поверхности. Кроме того, происходит отток горных масс в стороны от зоны наибольшего сближения плит, выраженный сдвиговыми смещениями по субширотным разломам Афганского и Центральноазиатского сегментов.

## ОБЛАСТЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АРАВИЙСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТ

## АРАВИЙСКАЯ ПЛИТА

Аравийская плита, где геосинклинальное структурообразование и становление континентальной коры завершились в рифее [Пейве и др., 1976], на северо-западе отделена Месопотамским передовым прогибом от Загросской складчатой системы. Ближайшая к передовому прогибу зона Внешнего Загроса представляет собой интенсивно переработанный в альпийское время край плиты [Stöcklin, 1968]. Миогеосинклинальные толщи Внешнего Загроса в миоцен-четвертичное время были смяты в опрокинутые линейные складки, вероятно сорванные с кристаллического основания по горизонту соленосных отложений [Хаин и др., 1973]. Зона Главного Загросского надвига отделяет Внешний Загрос от его сложно перемятых и шарьированных внутренних частей. Надвигание началось в позднем мезозое и продолжалось (по крайней мере в зоне Главного надвига) до конца неогена. Эта зона, где развит офиолитовый меланж, принята за границу Аравийской плиты [McKenzie, 1972; Nowroozi, 1972]. Дж. С. Чаленко и его коллеги [Tchalenko, Braud, 1974; Tchalenko et al., 1974] отличают от Главного надвига примерно параллельный ему Главный современный разлом с преобладающими правосдвиговыми смещениями. Он прослеживается более чем на 1700 км от Оманского залива до района оз. Ван и считается более молодым. Однако в последние годы получены структурные данные о возможности более ранних сдвиговых перемещений в зоне Загросских разломов. Возможно, надвигание и правое перемещение вдоль Загроса происходили геологически одновременно.

Западная граница Аравийской плиты проводится по рифту Красного моря и отходящей от него на север зоне разломов Мертвого моря, которую иногда называют Иорданской, или Левантской [McKenzie, 1972; Nowroozi, 1972]. Ф. Дикси [1959] описал в этой зоне сбросы амплитудой до 2–3 км. А. М. Квеннел [Quennell, 1959] показал, однако, что зона Мертвого моря является не столько сочетанием сбросов и раздвигов, сколько левым сдвигом амплитудой в 107 км. Позднее Р. Фройнд [Freund, 1965] оценил ее в 60–80 км. По его мнению, перемещения происходили длительно и однонаправленно с мелового периода. А. М. Квеннел считает две основные фазы сдвигания (на 62 и 45 км) более молодыми, неоген-четвертичными. На участке, где одна главная ветвь сдвиговой зоны кулисно подставляет другую, произошло растяжение земной коры и сформировался грабен Мертвого моря, а в районе гор Ливана и Хермона — Антиливана, где зона отклоняется на северо-восток, имели место смятие пород и надвигание амплитудой до 25 км [Quennell, 1959]. Таким образом, характер деформаций и смещений по разломам определяется ориентировкой нарушений относительно единого субмеридионального движения горных масс [Лукиянов, 1963; Freund, 1965].

Не вполне ясен вопрос о сочленении рассмотренных зон разломов у северного края Аравийской плиты. Зона Главного Загросского надвига в северо-западной части отгибается к западу и переходит в шарьяжи Восточного Тавра [Хаин и др., 1973]. Структурным аналогом складок Внешнего Загроса при таком сопоставлении оказывается зона Краевых складок Восточного Тавра [Кетин, 1965], одновозрастных им и также сорванных со своего основания, хотя слагающие их толщи ближе к платформенным образованиям, чем толщи Внешнего Загроса. По-видимому, миогеосинклинальный прогиб Загроса, как и более поздний Месопотамский передовой прогиб, выклинивается у северного края Аравийской плиты. Зона разломов Мертвого моря четко выражена в новейшей структуре до южных предгорий Тавра и на большинстве карт дальше на север не продолжается. Однако К. Р. Аллен [Allen, 1975] описал молодые разломы северо-восточного простирания между закартированным северным окончанием зоны Мертвого моря и оз. Ван. По-видимому, в своих наиболее молодых проявлениях эта

зона, как отмечал еще Ф. Дикси [1959], пересекает Восточный Тавр и, отгибаясь на северо-восток, следует в тылу зоны Краевых складок до Армянского вулканического нагорья. Туда же продолжаются Главный современный разлом Загроса и кулисно представляющие его разрывы. Хотя непосредственного сочленения зон молодых разломов Загроса и Мертвого моря не видно, ясно, что выраженная ими современная северная граница Аравийской плиты находится севернее зоны шарьяжей Восточного Тавра, т.е. той границы плиты, которая характеризует более ранние стадии ее развития и показана на тектонических картах.

Направления смещений по разломам, обрамляющим Аравийскую плиту, свидетельствуют о ее длительном, по крайней мере с миоцена, движении на север или северо-северо-восток. С этим движением, вероятно, связано образование гигантского синтаксиса — изгиба более северных структурных зон Восточной Анатолии и Малого Кавказа, а также их воздымание вдоль оси изгиба. В.Е. Хаин [1968, 1969] называет его Ван-Кавказским, а Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский [1973] — Транскавказским поперечным поднятием. Глубокие, в основном субмеридиональные, расколы поднятия предопределили интенсивный позднеорогенный вулканизм, ареал распространения которого, узкий на севере в пределах Кавказа, расширяется к югу и достигает максимума на Армянском вулканическом нагорье [Милановский, Короновский, 1973]. В отдельных зонах ареала зафиксированы проявления позднелайстоценового и голоценового вулканизма.

Для оценки позднечетвертичной тектонической активности западного обрамления Аравийской плиты важна вторая фаза сдвиговых перемещений А.М. Квеннела [Quennell, 1959]. Возникшая в эту фазу северная часть грабена Мертвого моря (см. 6 на рис. 36) до сих пор не заполнена осадками. Прямыми свидетельствами голоценовых подвижек служат уступы поверхности плейстоценовой аккумулятивной равнины вдоль разлома Эр-Риша в Вади-эль-Араба, непосредственно к югу от Мертвого моря, вдоль Иорданского разлома и некоторых других [Quennell, 1959; Pavoni, 1964]. А.М. Квеннел отмечает вдоль разлома Эр-Риша левое смещение молодых элементов рельефа на 10 м. Юго-западнее Мертвого моря выявлены позднечетвертичные правые смещения амплитудой до первых метров по небольшим субширотным разрывам, сопряженным с основной зоной нарушений [Pavoni, 1964]. С землетрясением 31 г. до н.э., вероятно, связано опускание на 0,3 м восточного крыла одного из субмеридиональных разрывов западного берега Мертвого моря в развалинах монастыря в Хирбет-Кумране. Подвижка имела левосдвиговую составляющую [Pavoni, 1964]. 20-сантиметровое левое смещение возникло в 1971 г. по одному из разрывов северо-восточного продолжения зоны Мертвого моря (район оз. Хазар; см. 28 на рис. 36) при Бенгельском землетрясении с магнитудой 6,7 [Seymen, Audin, 1972].

Вдоль северо-восточной границы Аравийской плиты обнаружены молодые и современные правые смещения, иногда с вертикальной компонентой. В зоне Главного современного разлома Загроса (см. 7 на рис. 36) с помощью аэрофотоснимков Г.В. Веллман [Wellman, 1966] выявил правые смещения и изгибы долин до 100 м, наиболее достоверные в юго-восточной части разлома. При Селяхорском землетрясении 23 января 1909 г. в районе г. Доруд произошло опускание восточного крыла разлома на 1 м, вероятно сопровождавшееся правым сдвигом [Tchalenko et al., 1974]. На сдвиговое перемещение указывает и определение механизма очага землетрясения 21 июня 1965 г. с  $M = 6$  [Nowroozi, 1972] в юго-восточной части разлома. Правосдвиговые перемещения происходили и по параллельным нарушениям, расположенным восточнее Главного разлома. Так, при Салмасском землетрясении в Северо-Западном Иране (6 мая 1930 г.;  $M = 7,2$ ) на южном борту Салмасской долины образовался разрыв длиной свыше 20 км, простирающийся по азимуту СЗ  $300^\circ$ . По разрыву произошел правый сдвиг до 4 м при опускании северо-восточного крыла до 5 м [Tchalenko, Braud, 1974]. При землетрясении в Восточной Турции северо-восточнее оз. Ван (24 ноября 1976 г.;  $M = 7,3$ ) образовался почти вертикальный разрыв длиной около 50 км, простирающийся в направлении СЗ  $290-315^\circ$ . По разрыву произошел правый сдвиг, достигающий 3,3–3,5 м на юго-

востоке и уменьшающийся к северо-западу; местами он сопровождается вертикальным смещением до 0,5 м [Toksöz et al., 1977].

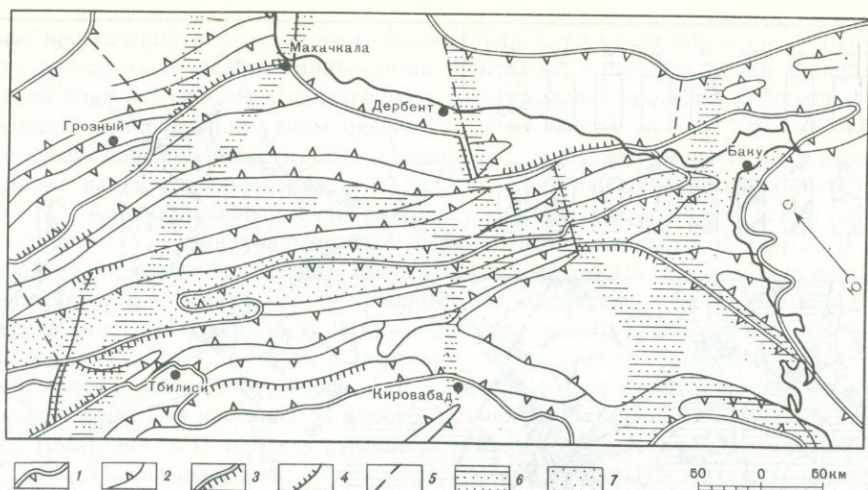
Во Внешнем Загросе характер смещений изменяется. Согласно определениям механизмов очагов четырех землетрясений с  $M = 5,2 \div 6,2$  в юго-восточной части зоны [Nowgoози, 1972], ось сжатия ориентирована здесь на северо-восток или северо-северо-восток, т.е. подвижка по продольным нарушениям могла иметь надвиговой или надвигово-правосдвиговой характер. Молодые разрывы такого направления отдешифровал на аэрофотоснимках Г.В. Веллман [Wellman, 1966]. Дж. М. Лис [1957] привел доказательства складчатых деформаций исторического времени. Признаки регионального погружения отмечаются в головной части Персидского залива между городами Басра и Эль-Кувейт и северо-западнее Басры. Наиболее выразительный пример более локальной деформации — антиклиналь Шаур, простирающаяся на северо-запад между Шушем и Ахвазом. Оросительный канал, прорытый через самую высокую часть антиклинали во времена правления династии Сасанидов и пройденный возле ее оси туннелем, к настоящему времени на участке в 4 км поднят на 18 м. Таким образом, скорость поднятия осевой части антиклинали превысила в течение последних 1500 лет 1 см/год.

## КРАЕВАЯ ЧАСТЬ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ И КОПЕТДАГ)

### Юго-Восточный Кавказ

Юго-Восточный Кавказ представляет собой альпийское складчатое сооружение и находится на границе краевой части Евразийской плиты, где формирование континентальной коры закончилось к началу мезозоя, и Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где этот процесс продолжался в мезозое и кайнозое. Предлагались разные принципы тектонического районирования Юго-Восточного Кавказа. Сейчас большинство исследователей разделяют регион на серию ступеней, различающихся положением зеркала и типом складчатости, а также фациями и мощностями отложений [Шурыгин, 1958; Воскресенский и др., 1963; Вихерт и др., 1966; Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Флексуры и разломы на границах ступеней проявлены гравитационными аномалиями и, по-видимому, разделяют блоки кристаллического фундамента. К границам ступеней приурочены зоны наиболее интенсивного смятия пород чехла. Тектонические покровы [Вассоевич, 1940; Воскресенский и др., 1963; Мирчинк, Шурыгин, 1972] залегают под уступами, разделяющими ступени, а корни покровов находятся на краях ступеней, расположенных выше. Время формирования покрова совпадает со временем наиболее интенсивной складчатости соответствующего участка. Многие исследователи [Горин, 1953; Шурыгин, 1958; Тамразян, 1960; Вихерт и др., 1966; Хаин и др., 1966; Милановский, 1968] отмечают на Юго-Восточном Кавказе элементы поперечной и диагональной зональности, имеющие характер перегибов, реже — уступов. Вероятно, они также отражают делимость кристаллического основания, может быть, на более глубоких уровнях, чем продольные нарушения.

Развитие ступеней в позднеорогенную, неотектоническую стадию подробно рассмотрел Е.Е. Милановский [1968]. По его классификации, район находится на стыке трех областей: собственно Юго-Восточного Кавказа, который является частью сводового-глыбового поднятия (горного сооружения) Большого Кавказа, Апшероно-Кобыстанской области периклинального погружения Большого Кавказа и Куринской межгорной впадины — части пояса Закавказских межгорных прогибов. Области разделяются на зоны, обычно имеющие форму ступеней (рис. 52). Разрывы на границах ступеней чаще всего определяются как надвиги или взбросы [Милановский, 1968; Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Собственно Юго-Восточный Кавказ, по данным Е.Е. Милановского, подобно другим сегментам Большого Кавказа к началу позднеорогенной эпохи, т.е. к позднему сармату, испытал многофазную складчатость, оформился как область поднятий и в дальнейшем подвергнулся лишь частичным осложнениям. Амплитуда новейшего воздымания достигает 3–3,5 км в западной части Юго-Восточного



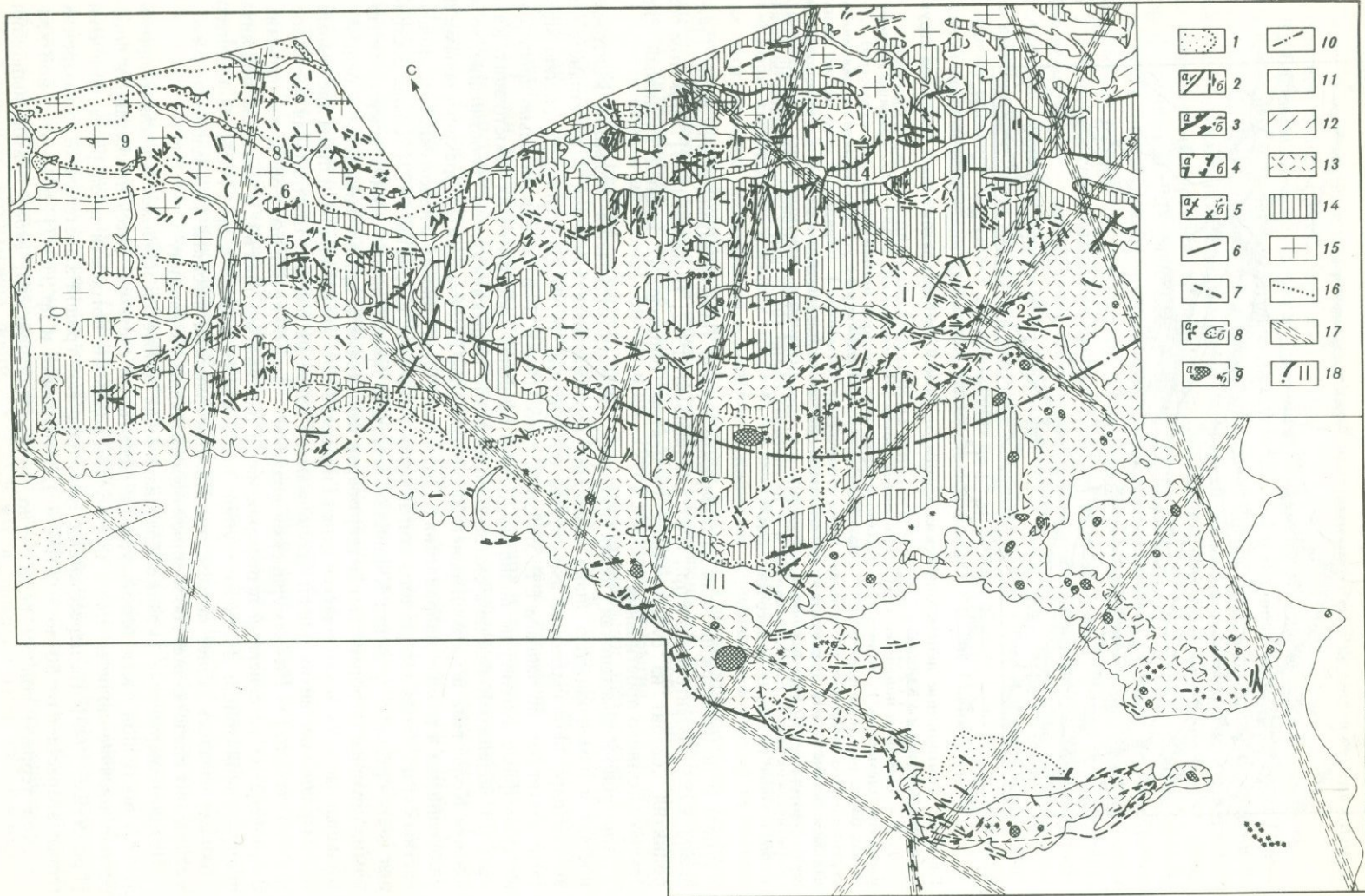
Р и с. 52. Соотношение неотектонических элементов разной глубины заложения в новейшей структуре Юго-Восточного Кавказа

1—5 — элементы новейшей структуры поверхности [Милановский, 1968]: 1 — границы неотектонических элементов I порядка (показано направление наклона неотектонических структур), 2 — то же, более высоких порядков, 3 — новейшие разломы и флексуры с установленным направлением вертикального смещения на границах неотектонических элементов I порядка, 4 — то же, на границах неотектонических элементов более высоких порядков, 5 — новейшие разломы с неустановленным направлением вертикального смещения; 6, 7 — глубинные активные зоны, выраженные в геофизических полях и сейсмичности: 6 — на глубинах около 10—25 км, 7 — на глубинах до 60 км (зона южного склона Большого Кавказа)

Кавказа и понижается до нуля на побережье Каспия [Милановский, 1968; Хаин, Гроссгейм, 1953; Думитрашко и др., 1961; Лилиенберг, 1962; Будагов, 1973]. При этом ось поднятия состоит из субширотных сегментов, образующих правый кулисный ряд северо-западного простирания.

Апшероно-Кобыстанская периклинальная область отличается большой контрастностью и изменчивостью знака новейших вертикальных движений в пространстве и во времени. Максимальные амплитуды погружения за позднеорогенную стадию местами достигают, по данным Е.Е. Милановского [1968], 5—6 км и значительно превышают суммарные амплитуды поднятия. Если в пределах собственно Юго-Восточного Кавказа и Северного Кобыстана складки сохраняют "общекавказское" простирание, то в Южном Кобыстане и на Апшеронском полуострове они становятся брахиформными и удлиненными в разных направлениях. Это может быть связано с наложением разновозрастных складчатых зон разного направления [Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Самая восточная часть среднего сегмента Куринской впадины представлена Аджинаурскими складками, которые деформируют четвертичные отложения и прямо выражены в рельефе. Большая часть их заканчивается перед Гирдыманчайским разломом, и лишь две южные, Карамарьянские, антиклинали продолжают далее на восток. Центральная часть восточного сегмента — Нижнекуринской впадины — долгое время была областью размыва. В миоцене по ее северной периферии начал развиваться прогиб, в котором подошва продуктивной толщи достигла глубин 4—4,5 км [Али-Заде и др., 1963]. С позднего плиоцена началось общее погружение Нижнекуринской впадины [Ахмедбейли, 1966], и сейчас она представляет собой плоскую аллювиальную равнину.

Позднечетвертичные складкообразовательные движения наиболее отчетливо проявлены в восточной части Аджинаурской складчатой системы. Здесь наблюдаются поперечные висячие долины, ныне покинутые водными потоками из-за роста поднятия [Гроссгейм, 1949]. На пересечении с Аджинаурской грядой высота одной из хазарских террас возрастает от 50 до 80—100 м [Думитрашко и др., 1961], а 15-метровой хвалынской террасы той же реки — до 60 м [Милановский, 1968]. Автор выполнил



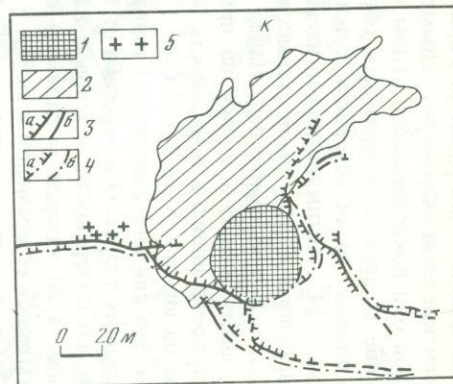
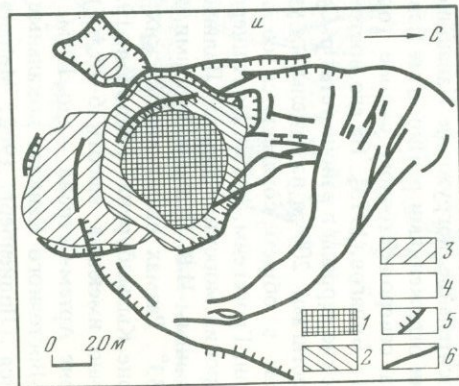
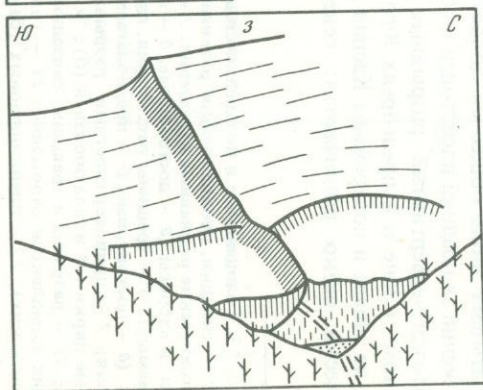
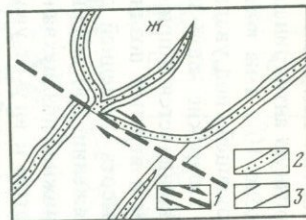
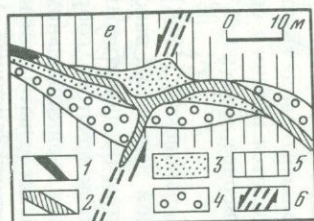
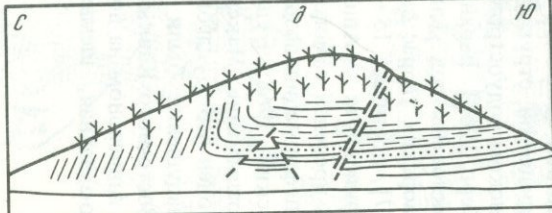
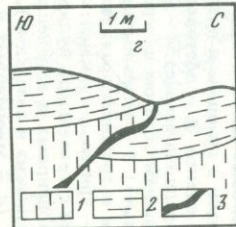
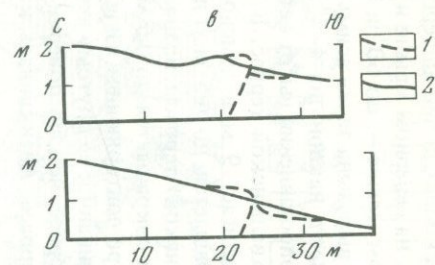
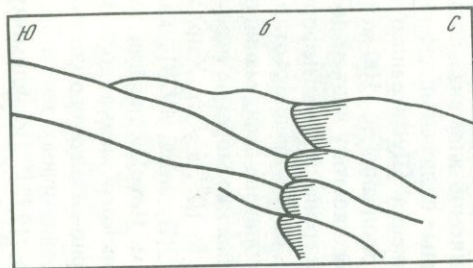
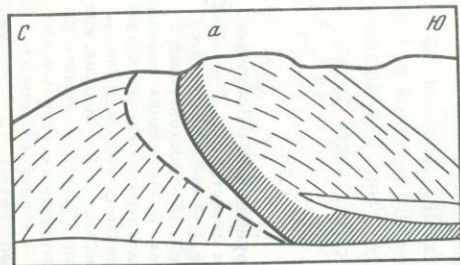
несколько пересечений восточной части Карамарьянского увала вдоль пропиливающих его долин дельтовых русел р. Гирдыманчай. Вскрытые в склонах долин апшеронские и бакинские слои очерчивают асимметричную антиклиналь, на северном крыле и своде которой они наклонены под углом около  $10^\circ$ , а на южном крыле — до  $60^\circ$  и более. В изгибе хазарской поверхности, образующей свод увала, выражена та же асимметрия антиклинали: на ее северном крыле хазарские слои имеют наклон до  $4-5^\circ$ , а на южном —  $14^\circ$ . Антиклинальный изгиб выявляется и при сопоставлении высот останцов позднехазарской(?), раннехвалынской и верхней позднехвалынской террас. В одной из долин юго-восточнее сел. Падар высота последней достигает 9 м в присводовой части антиклинали, а к югу на протяжении 200 м сокращается до 6,5 м. Глубина арыка, врезаанного в поверхность I (нижней позднехвалынской) террасы, возрастает с севера на юг от 0,8 до 1,5–1,6 м, а затем к югу от увала сокращается до 0,5 м. Очевидно, это связано с изгибом I террасы, в ослабленной мере повторяющем изгибы более древних террас. Ось перегиба от пологого свода антиклинали к ее крутому южному крылу по поверхности II террасы находится немного севернее, чем по поверхности I террасы, а по хазарским слоям — севернее, чем по II террасе. Антиклиналь как бы накатывается со временем к югу.

В Алято-Сальянской ступени Е.Е. Милановский [1968] отмечает позднечетвертичное относительное погружение Навагинской депрессии, заполняемой аллювиально-дельтовыми отложениями р. Пирсагат. Известны позднечетвертичные складчатые деформации и на северо-восточном склоне горно-складчатого сооружения [Думитрашко и др., 1961; Будагов, 1973]. На его восточном периклинальном окончании 50–100-метровые морские террасы в районе устья р. Сумгаит испытывают к юго-востоку подъем до 150 м и достигают 200 м на отдельных участках Западного Апшерона, причем деформации террас в общем согласуются со складчатой структурой более древних отложений [Хаин, Гроссгейм, 1953]. На Апшеронском полуострове выявлены деформации нижнехазарских морских террас [Лилиенберг, 1962]. Верхнехазарские морские отложения, по данным И.В. Пешалы, местами наклонены под углами  $5-10^\circ$ , а у ст. Хырдалан — до  $33^\circ$ . Размах высот хвалынских морских террас здесь [Будагов, 1973], как и в районе Кызылбуруна [Федоров, 1957], достигает 15–18 м. Новокаспийская терраса, обычно имеющая высоту 6–8 м, приподнята у Апшеронского маяка до 9 м, а в районе Артем-Острова — до 12 м. В пределах самого горно-складчатого сооружения Юго-Восточного Кавказа локальные деформации позднечетвертичных террас не отмечаются [Лилиенберг, 1962; Милановский, 1968; Будагов, 1973]. По-видимому, оно испытывает лишь общее сводовое воздымание. Максимальный размах вертикальных движений за поздний плейстоцен и голоцен А.Б. Будагов оценивает в 500 м.

Позднечетвертичные разрывные нарушения были детально изучены автором на южном склоне и в предгорьях Юго-Восточного Кавказа между долиной р. Гирдыманчай на западе и побережьем Каспия и Апшероном на востоке (рис. 53). Физико-географически резко различаются: северо-западная, шемахинская, часть этого региона,

Рис. 53. Голоценовые и позднелайстоценовые тектонические нарушения Юго-Восточного Кавказа

1 — складки, продолжающиеся развиваться в голоцене и позднем плейстоцене; 2–5 — собственно тектонические разрывные нарушения: 2 — сдвиги (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые), 3 — надвиги и взбросы (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые), 4 — сбросы (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые), 5 — трещины растяжения, главным образом на крыльях и окончаниях новейших складок (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые); 6 — разрывы с невыясненным направлением перемещения; 7 — приповерхностные разрывы и трещины гравитационного происхождения; 8 — оползневые цирки (*a*) и тела оползней (*b*); 9 — грязевые вулканы: *a* — крупные, *b* — мелкие, вне масштаба); 10 — разрывы и трещины, связанные с грязевыми вулканами; 11–15 — области распространения комплексов отложений: 11 — голоценовых и верхнелайстоценовых (хвалынских и послехвалынских), 12 — плейстоценовых (бакинских и хазарских), 13 — эоплейстоценовых и плиоценовых (от понтических до апшеронских), 14 — миоценовых и палеогеновых, 15 — меловых; 16 — крупнейшие новейшие разрывы; 17 — тектонические линейменты, отдешифрированные на космических снимках; 18 — границы районов, для которых составлялись розы-диаграммы голоцен-позднеплейстоценовых разрывов (см. рис. 55). Объяснение арабских цифр — в тексте



наиболее высокогорная и относительно высоко увлажненная; юго-восточная, кобыстанская, преимущественно отвечающая понятию низких предгорий, слабо увлажненная, а местами вообще безводная; юго-западная, нижнекуруинская, равнинная и слабо увлажненная. С указанными различиями коррелируются распределение молодых нарушений разных типов и сейсмичность.

Выявленные молодые разрывы различаются морфологией, происхождением и значением в структуре региона. Большая их группа связана с грязевыми вулканами, развитыми преимущественно в кобыстанской части и описанными в литературе [Якубов, 1948; Лилиенберг, 1962; Будагов, 1973]. Большинство таких разрывов характеризуется сбросово-раздвиговыми смещениями. Наблюдались вложенные одна в другую системы разрывов и трещин (рис. 54, *и, к*), реже отходящие от вулканов разрывы, ориентированные радиально или следующие простираниям новейших складок (см. рис. 54, *к*). Изредка встречаются цепочки мелких вулканов, вероятно нанизанных на единую трещину, и структуры "разбитой тарелки", возникающие при взрывном извержении (вулкан Ахзефир).

Другая группа разрывов и трещин создана нарушением гравитационного равновесия горных масс при новейших и молодых движениях земной коры. Такие нарушения имеют приповерхностный характер и сопутствуют оползням, обвалам и т.п. Они широко распространены в шемахинской части региона, крайне слабо представлены в Кобыстане и отсутствуют в Нижнекуруинской впадине. По морфологии оползни различаются от разжиженных и деструктурированных масс, переносимых иногда на несколько километров, до ограниченных разрывами монолитных блоков, почти не испытывавших перемещения. Ряд оползней приурочен к фронтальным частям Зангинского и некоторых других более мелких надвигов (см. рис. 54, *з*). Они представляют собой результат разрушения уступа фронтальной части аллохтона, причем неоднократное обрушение масс в одной и той же полосе, по-видимому, стимулируется продолжающимся надвиганием, поддерживающим крутизну приразрывного уступа. С принадлежностью уступом, вероятно, связана система оползней севернее сел. Зарат. Она состоит из маломощных пластин меловых пород, местами наложенных одна на другую, но сохранивших первичную внутреннюю структуру. Площадь самого большого оползня достигает 1 км<sup>2</sup>, а мощность — сотни метров. Периферический край оползня отстоит от места отрыва на 2 км при спуске на 250 м. Аномально большое горизонтальное перемещение оползня при столь малом уклоне и сохранении внутренней структуры пород трудно представить себе без сейсмического

#### Р и с. 54. Примеры молодых тектонических нарушений Юго-Восточного Кавказа

*а* — надвиг на левом берегу р. Гирдыманчай (западнее г. Шемаха); *б* — взброс в районе р. Агдаречай (там же); *в* — продольные профили двух оврагов, пересекаемых взбросом возле р. Пирсагат южнее сел. Маразы, Центральный Кобыстан: *1* — предполагаемая деформация профиля оврага непосредственно после подвижки по разрыву, *2* — современный профиль оврага, в котором подвижка по разрыву сглажена последующей эрозией, но проявляется в местном изменении уклона русла; *г* — искусственное обнажение надвига в склоне оврага между селениями Чухурюрт и Ангехаран севернее г. Шемаха: *1* — третичные аргиллиты, *2* — позднечетвертичный делювий, *3* — зона раздробленных пород вдоль надвига; *д* — молодой взброс смятых меловых пород, выраженный уступом рельефа (показан двойным пунктиром), выемка возле дороги г. Шемаха — обсерватория Пиркули в 0,7 км южнее сел. Кировка; *е* — левосдвиговое смещение оврага северо-западнее сел. Джанги в Северном Кобыстане: *1* — современное русло, *2* — раннеголоценовое русло, *3–5* — террасы: *3* — конца позднего плейстоцена, *4* — начала позднего плейстоцена, *5* — среднеплейстоценовая, *б* — молодой сдвиг; *ж* — перестройка овражной сети в связи со сдвиговой подвижкой в юго-восточной части зоны Аджичайского разлома, район ст. Муганлы в 10 км северо-западнее г. Кази-Магомед: *1* — молодой сдвиг, *2* — голоценовый овраг, *3* — позднеплейстоценовый овраг; *з* — оползень в зоне молодого надвига на западном склоне руч. Мирикенд, юго-западнее г. Шемаха; *и* — грязевой вулкан Шахдаг в районе сел. Джанги, Центральный Кобыстан (съемка 1967 г.): *1–4* — поля сопочной брекчи, извергнутой вулканом в разное время (*1* — самое молодое поле, *4* — самое древнее), *5* — молодой сброс, *б* — молодая трещина растяжения; *к* — грязевой вулкан Боздаг Кобийский северо-восточнее сел. Гюздек, Восточный Кобыстан (съемка 1967 г.): *1* — самое молодое поле сопочной брекчи, извергнутой вулканом, *2* — поле сопочной брекчи предпоследнего извержения вулкана, *3* — разрывы, возникшие при последнем извержении вулкана (*а* — сбросы, *б* — трещины растяжения), *4* — более ранние разрывы (*а* — сбросы, *б* — трещины растяжения), *5* — мелкие грязевые конусы

толчка и сопровождавшей его вибрации. Однако движение Заратских оползней продолжается по сей день без значительных землетрясений. Разновидностью рассматриваемой группы нарушений являются трещины поперечного "расползания", или раздробления, водоразделов. Протягиваясь вдоль водоразделов и повторяя их изгибы (например, западнее перевала Мыхтекян), они представляют собой типичные трещины растяжения, иногда со сбросовой составляющей, вероятно также образовавшиеся во время сильных землетрясений.

Помимо нарушений обвально-оползневого типа и связанных с деятельностью грязевых вулканов, на Юго-Восточном Кавказе выявлено много молодых разрывов, которые могут рассматриваться как собственно тектонические. Система таких разрывов протягивается более чем на 50 км к северо-западу от г. Кази-Магомед вдоль зоны Аджичайского разлома, т.е. северо-восточной границы Нижнекуруинской впадины (см. рис. 53). Система состоит из отдельных звеньев, каждое из которых начинается на севере разрывом меридионального или северо-северо-западного простирания, южнее изменяющим его на юго-восточное и далее иногда широтное. Закартировано шесть таких звеньев, протяженность которых возрастает к югу от 2,5 до 15 км. Наиболее протяженны участки звеньев, простирающиеся на северо-запад. На одном из них, в 8–13 км северо-западнее г. Кази-Магомед (1 на рис. 53; см. рис. 54, ж), смещения хвалыньских террас и русел современных водотоков определяют молодой разрыв как правый взбросо-сдвиг с 10-кратным преобладанием сдвиговой компоненты. Подвижки происходили неоднократно. Средняя скорость послехвалыньского сдвига около 1 мм/год. На участках, где ориентировка звеньев разрыва близка к меридиональной, появляется сбросовая составляющая смещений. Субширотный отрезок разлома в 30 км от г. Кази-Магомед при слабом поднятии северного крыла обнаруживает наклон  $37\text{--}53^\circ$  к северу, т.е. является надвигом. Такой же характер имеет субширотное нарушение, примыкающее к основному разрыву в 24 км от г. Кази-Магомед. Оно наклонено на север под углами  $20^\circ$ , местами до  $40^\circ$ .

Севернее и северо-восточнее Аджичайского разлома, в Шемахинском и Кобыстанском районах, автор обнаружил и закартировал сотни молодых разрывов и трещин. Из них около 90 нарушений, по-видимому, не являются производными ни обвально-оползневых процессов, ни грязевого вулканизма и позволяют более или менее надежно определить направление и величину позднечетвертичных смещений.

Многие молодые разрывы Кобыстана группируются в протяженные и относительно широкие зоны. Одна из них, образованная надвигами, сдвигами и взбросо-сдвигами, пересекает долину Джейран-Кечмес в 30 км юго-восточнее сел. Маразы. В 4–8 км восточнее долины позднечетвертичные формы рельефа нарушены субширотным надвигом (см. 2 на рис. 53), наклоненным на юг под углами  $30\text{--}35^\circ$ . Южное крыло поднято на 0,4–0,5 м, западнее — на 0,3 м. Разрыв наследует более древнюю флексуру, переходящую во взброс, и на западе ограничен разрывом северо-западного простирания, смещающим вправо гряду, сложенную крутостоящими пластами детритусового известняка. На сочленении разрывов находится меридионально вытянутая овальная депрессия размерами  $45 \times 20$  м, ограниченная современными сбросо-раздвигами с величиной зияний до 10, редко 20 см и сбросовой составляющей до 10 см.

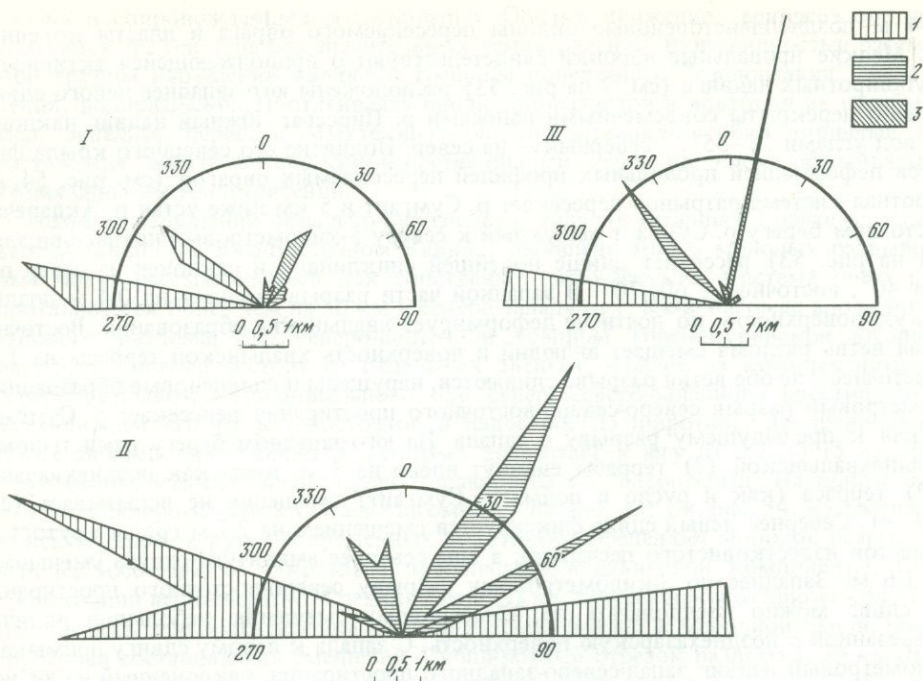
Северо-западнее расположен субширотный надвиг, наклоненный на юг под углами  $35\text{--}60^\circ$ . Поверхность южного крыла поднята на 20–30 см. Такой же надвиг обнаружен в 3,5 км южнее, на правом берегу долины Джейран-Кечмес, но по нему возможно также небольшое правое смещение пересекаемых русел. С востока второй надвиг кулисно подставляется левым взбросо-сдвигом восток-северо-восточного простирания, наклоненным на север под углами  $35\text{--}50^\circ$ . Характерны поднятие позднеплейстоценовой поверхности северного крыла на десятки сантиметров и коленообразные левые изгибы на 2–3 м пересекаемых водотоков. Севернее находится небольшой правый взбросо-сдвиг запад-северо-западного простирания, наклоненный на север под углом  $53^\circ$ . Северное крыло поднято на 0,7–0,8 м, а мелкие голоценовые овражки смещены вправо на 1–1,2 м. Западнее небольшой левый сдвиг северо-восточного простирания смещает

на 3–4 м позднеплейстоценовые склоны пересекаемого оврага и пласты коренных пород. Мелкие провальные воронки свидетельствуют о продолжающейся активности. Два субширотных надвига (см. 3 на рис. 53) расположены юго-западнее левого сдвига и частично перекрыты современными наносами р. Пирсагат. Южный надвиг наклонен на юг под углами 25–35°, а северный — на север. Поднятие его северного крыла фиксируется деформацией продольных профилей пересекаемых оврагов (см. рис. 54, в).

Широтная система разрывов пересекает р. Сумгаит в 5 км ниже устья р. Акдаречай. На восточном берегу р. Сумгаит выпуклый к северу 5-километровый надвиг-вщюрос (см. 4 на рис. 53) пересекает днище новейшей синклинали и наклонен на север под углами 40°, восточнее — 60–70°. В западной части разрыв смещает на 0,4 м позднехазарскую поверхность, но почти не деформирует хвалынские образования. Восточнее северная ветвь разлома смещает аллювий и поверхность хвалынской террасы на 1 м. Еще восточнее, где обе ветви разрыва сливаются, нарушены и голоценовые образования. 5-километровый разрыв северо-северо-восточного простирания пересекает р. Сумгаит, примыкая к предыдущему разрыву с запада. На юго-западном берегу реки тыловой шов раннехвалынской (?) террасы сдвинут влево на 5 м, тогда как позднехвалынская (?) терраса (как и русло и пойма р. Сумгаит) смещения не испытывает (см. рис. 54, е). Севернее левый сдвиг фиксируется смещением на 2,7 м гряды крутостоящих пластов известкового песчаника, а еще севернее амплитуда сдвига уменьшается до 1,6 м. Западнее по 3-километровому разрыву северо-восточного простирания левый сдвиг можно предполагать по 12-метровому смещению небольшой долины, слабо врезанной в позднехазарскую поверхность. С запада к левому сдвигу примыкает 2,5-километровый надвиг запад-северо-западного простирания, наклоненный на юг под углами 30–60°. По деформации продольных профилей оврагов устанавливается поднятие южного крыла на несколько десятков сантиметров. В 6 км западнее расположен еще один 6-километровый левый сдвиг северо-северо-восточного простирания. Небольшой овраг смещен по нему на 2,5 м, а гряда крутостоящих песчаников — на 1,5 м. К северу амплитуда сдвига уменьшается до 0,4 м.

В Шемахинском районе молодые разрывы столь же многочисленны, но расположены менее упорядоченно. Обычно они короче разрывов Кобыстана, а их продолжения нередко скрыты оползнями. Два 2-километровых надвига запад-северо-западного простирания видны в 4 км юго-западнее сел. Чухурюрт (см. 5 на рис. 53). Они наклонены на юг под углами 40–45° и выражены пологими уступами и бороздами с цепочками родников и воронкообразных провалов диаметром до 3 м. В расчистке склона оврага (см. рис. 54, з) вдоль южного разрыва наблюдается надвигание палеогеновых суглинков на позднечетвертичный делювий. Поднятие южного крыла северного разрыва фиксируется искривлением продольного профиля пересекаемого оврага и уступом в 0,4–0,5 м на смежных с ним водоразделах. 3-километровый, выпуклый к северу, но в целом широтный взброс (см. 6 на рис. 53) пересекает шоссе г. Шемаха — обсерватория Пиркули в 0,7 км южнее сел. Кировка. Взброс наклонен к северу под углами 50–65° и в центральной части вскрыт придорожной выемкой (см. рис. 54, д). Здесь его амплитуда превышает 1 м, а к западу и востоку уменьшается до первых десятков сантиметров. 2,5-километровый взброс (см. 7 на рис. 53) простирается на северо-запад в 4 км юго-западнее сел. Астраханка и выражен цепочкой родников и уступом, местами переходящим в пологую ложбину. Взброс наклонен на северо-восток под углами 45–70°. В центральной части он раздваивается; высота уступов достигает 0,3 м по юго-западной (позднеголоценовой?) ветви и 0,3–0,4 м по северо-восточной (раннеголоценовой?).

Среди сдвигов наиболее интересен 2-километровый разрыв северо-восточного простирания, пересекающий долину Узунджучая (см. 9 на рис. 53). Наблюдается левое смещение на 5–7 м позднеплейстоценовых склонов долины и северного притока. На поверхности селя, выстилающего дно долины, свежие трещины указывают на недавнее возобновление подвижек. Сбросы и раздвиги в Шемахинском районе, как и в Кобыстане, немногочисленны и распространены локально. К их числу относится грабенооб-



Р и с. 55. Розы-диаграммы голоцен-позднеплейстоценовых разрывов Юго-Восточного Кавказа

I — Шемахинский район; II — Северный и Центральный Кобыстан; III — Юго-Западный Кобыстан. 1 — надвиги и взбросы; 2 — сдвиги (простирающиеся в северо-западных и северных румбах — правые, в северо-восточных румбах — левые); 3 — сбросы и раздвиги. Протяженность каждого предполагаемого разрыва уменьшена вдвое по сравнению с достоверным

разное понижение шириной 0,2 км и протяженностью более 1,2 км на левобережье р. Пирсагат возле сел. Талышнуру (см. 8 на рис. 53). Грабен простирается на северо-северо-восток. Его заложение, по-видимому, относится к позднему плейстоцену, но вдоль бортов наблюдаются и совсем свежие сбросы и трещины растяжения.

Розы-диаграммы молодых разрывов с известными и предполагаемыми направлениями смещений, построенные отдельно для трех участков рассмотренного региона, различающихся направлением и морфологией новейших складок (рис. 55), не обнаружили единства ориентировки морфологически сходных разрывов. В каждом из участков выделяется система молодых разрывов, которые закономерно ориентированы относительно преобладающего направления осей новейших складок и, по-видимому, связаны с их продолжающимся развитием. Надвиги и взбросы простираются вдоль осей складок, правые и левые сдвиги — под углами около  $45^\circ$  к ним, а сбросы и трещины растяжения, если они присутствуют, направлены чаще всего перпендикулярно осям складок. Расположение разрывов указывает на формирование складок в условиях горизонтального сжатия. Системы ориентированы по-разному в разных участках, поскольку различна ориентировка складчатых осей.

Кроме таких локальных систем, выделяется система молодых нарушений, ориентированных однообразно в пределах всего региона [Макаров и др., 1974]. Правые сдвиги этой системы простираются по азимутам  $315-330^\circ$ , левые сдвиги — около  $45^\circ$ , надвиги и взбросы —  $270-280^\circ$ , сбросы и раздвиги —  $0-10^\circ$ . К региональной системе принадлежат, в частности, все крупные молодые разрывы, иногда пересекающие несколько складок или их разнородные элементы. Подобная региональная система однообразно ориентированных правых (северо-северо-запад — юго-юго-восток) и левых (северо-восток — юго-запад) сдвигов, местами пересекающих изменчивые по простиранию складчатые формы и со складчатые разрывы, продолжала развиваться в позднем плейстоцене

и голоцене севернее описанного региона — на территории Известнякового Дагестана [Скарятин, 1963].

Для выяснения природы региональной системы молодых нарушений Восточного Кавказа автор привлек результаты дешифрирования космических снимков, сейсмологические и геофизические данные [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974; Ананьин, Трифонов, 1976]. Крупномасштабные космические снимки с разрешением на местности детальнее 100 м уточняют результаты наземных наблюдений. На них читается в обобщенном виде складчатая структура осадочного чехла, в том числе местами и молодые нарушения. На среднемасштабных космических снимках с разрешением на местности около 300 м элементы складчатой структуры общекавказского простирания видны не столь отчетливо, но дешифрируются "секущие" линейные элементы северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний.

Отдешифрированные линейные элементы были сопоставлены [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974] с элементами альпийской и, в частности, новейшей (см. рис. 52) структуры Восточного Кавказа [Хаин, 1950; Варданянц, 1954; Паффенгольц, 1959; Анализ . . . , 1960; Тамразян, 1960; Милановский, Хаин, 1963; Хаин и др., 1966; Геология СССР, 1968; Милановский, 1968]. Сопоставление показывает, что некоторые линейные элементы, по крайней мере частично, совпадают с разрывами сплошности пород, но в целом это для них не характерно. Чаще линейным элементам отвечают образования, которые могут быть признаны поверхностным отражением глубинных разломов в понимании А.В. Пейве [1945]: длительно развивающиеся флексурные уступы; уступы, скрытые под чехлом слабо дислоцированных пород; цепи складок; зоны структурных аномалий, пересекающих складки общекавказского простирания; границы областей с разными типами и различным направлением складчатости; зоны концентрации грязевых вулканов. Линейные элементы находят отражение в геофизических полях, материалах их интерпретации и сейсмичности [Анализ . . . , 1960; Тамразян, 1960; Цимельзон, 1965; Хаин и др., 1966; Борисов, 1967; Али-Заде и др., 1968; Геология СССР, 1968; Милановский, 1968; Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974; Ризниченко и др., 1974; Ананьин, Трифонов, 1976]. К линейным элементам близки по простиранию и нередко совпадают с ними зоны повышенной плотности глубинных сейсмодислокаций, отвечающих зонам аномального погасания сейсмических волн и, вероятно, тождественных в большинстве случаев современным сейсмогенным разломам на глубинах 5–20 км [Шукин, 1973]. Вероятно, линейные элементы, отдешифрированные на космических снимках среднего разрешения, соответствуют активным разломам и латеральным разделам земной коры на глубинах около 10–20 км. Со структурой поверхности Мохоровичича [Балавадзе, Шенгелая, 1961; Милановский, Хаин, 1963; Цимельзон, 1965; Беляевский и др., 1970; Борисов, 1967; Геология СССР, 1968; Милановский, 1968] выделенные линейные элементы, за исключением Сальян-Ленгизбизского, не коррелируются.

Линейные элементы, дешифрируемые на космических изображениях серии "Метеор" (разрешение на местности 0,8–1,5 км), лишь в небольшой мере повторяют предыдущие. Отчетливо проступает зона южного склона Большого Кавказа и несколько слабее — две широкие зоны северо-восточного простирания. Зона южного склона является важным элементом структуры поверхности [Милановский, Хаин, 1963] и вместе с тем разделяет блоки земной коры, различные по мощности (50–60 км в северном и 40–45 км в южном блоках) и физическим свойствам. Вдоль зоны отмечается наибольшая плотность эпицентров землетрясений с  $K \geq 12$  и глубинами очагов до 60 км [Ананьин, 1964; Ананьин, Трифонов, 1976]. Вне зоны южного склона землетрясения столь высоких энергий с глубинами очагов до 20–30 км происходят, по данным И.В. Ананьина, как правило, лишь в двух упомянутых зонах северо-восточного простирания. Следовательно, на космических снимках серии "Метеор" находят отражение активные элементы структуры, расположенные в земной коре и мантии на глубинах 20–60 км.

Приведенные данные позволяют предположить, что в литосфере Восточного Кавказа существуют два слоя, которые отличаются друг от друга и от верхнего осадочного слоя

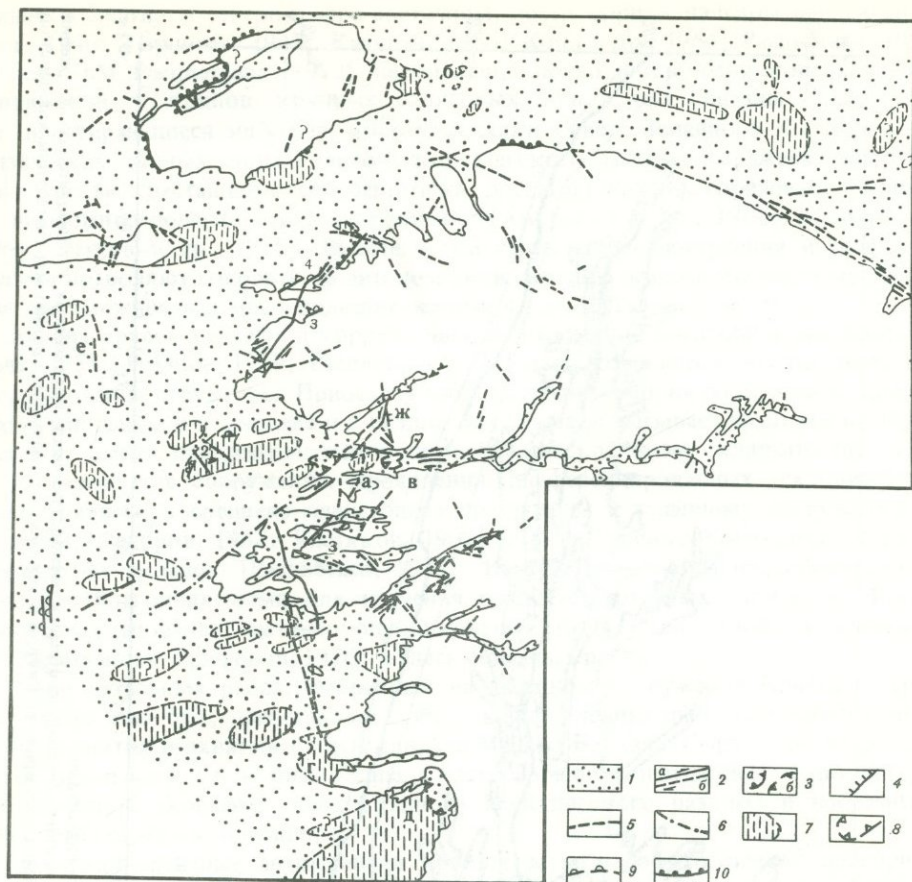
расположением зон активных нарушений (см. рис. 52). Молодые разрывы региональной системы совпадают по направлению с зонами нарушений этих глубинных слоев и, вероятно, служат их поверхностным отражением. Поэтому можно допустить, что в глубинных зонах перемещения происходили в тех же направлениях, что и по соответствующим молодым разрывам, т.е. зона южного склона имеет на глубине взбросовую или надвиговую природу<sup>1</sup>, а линейменты северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний являются соответственно правыми сдвигами, левыми сдвигами и сбросо-раздвигами, что указывает на развитие активных элементов глубинной структуры в условиях субмеридионального или северо-северо-восточного относительного сжатия, подтверждая выводы предшествовавших исследователей [Широкова, 1962; Поле . . . , 1972; Трифонов и др., 1973]. Изучение позднеальпийской структуры верхних горизонтов земной коры показало, что здесь сохраняется в целом та же ориентировка горизонтального сжатия [Шурыгин, 1958; Шатский, 1963; Ажгирей, 1964; Долицкий, 1964; Милановский, 1968, 1972; Расцветаев, 1973]. Таким образом, направления исходных структурообразующих сил в разных слоях литосферы Восточного Кавказа примерно совпадали, но привели к возникновению систем нарушений, отличающихся простиранием, морфологией и характером перемещений. Различия структурных планов в условиях горизонтальных движений по разломам приводили к концентрации тектонических напряжений на границах слоев и, возможно, их срыву и скольжению друг относительно друга.

### Копетдаг

Новейшее горно-складчатое сооружение Копетдага представляет собой мегантиклинорий, сопряженный с Предкопетдагским передовым прогибом на севере и Западно-Туркменской впадиной на западе (рис. 56, вкл.). Цепь неглубоких межгорных депрессий отделяет Копетдаг от более внутренних складчатых цепей Альпийско-Азиатского пояса — Аладаг-Беналуда, в отличие от которого кристаллическое основание Копетдагского мегантиклинория, вероятно, тождественно фундаменту Туранской плиты [Крымус, Лыков, 1969; Амурский и др., 1974]. Это определяет Копетдаг как краевое сооружение Евразийской плиты. Тектоническому районированию и описанию структуры Копетдага посвящены работы В.П. Мирошниченко [1947], П.И. Калугина [1956], И.А. Резанова [1959], В.Н. Крымуса [1966; Крымус, Лыков, 1969], Л.М. Расцветаева [1966, 1972] и других исследователей.

Выпуклая к северу дуга Копетдагского мегантиклинория асимметрична как в продольном, так и в поперечном направлениях. С востока на запад мегантиклинорий расширяется, упрощается его складчатая структура, амплитуда воздымания уменьшается от 6—8 до 4—5 км. Поперечная асимметрия выражается в слабых перепадах высот на южных границах мегантиклинория и вместе с тем в наличии грандиозного уступа вдоль северо-восточного крыла. Здесь протягивается более чем на 40 км зона Главного Копетдагского разлома ("Копетдагская термальная линия" И.И. Никшича, "Главный Копетдагский надвиг" П.И. Калугина). На его восток-юго-восточном продолжении находится Главная флексура Восточного Копетдага — сложно построенная флексурно-разрывная зона [Расцветаев, 1966, 1972]. По Главному Копетдагскому разлому за новейшее время произошло относительное погружение северного крыла до 5—6 км. Отдельные отрезки разлома наклонены на юго-запад. Таким образом, он, несомненно, имеет взбросовую, а местами надвиговую составляющую смещений [Калугин, 1946]. Вместе с тем в Центральном Копетдаге разлом ступенчато изогнут. Его короткие субширотные отрезки действительно являются надвигами и взбросами, тогда как на северо-западных отрезках есть признаки значительных правосдвиговых смещений. На них указывают правосдвиговые смещения вдоль оперяющих зон разрывов северо-западного простирания: Гермабской, Асельминской, Тавадаг-Шершерской и других [Калугин, 1946; Мирошни-

<sup>1</sup> Расположение гипоцентров землетрясений указывает на наклон зоны южного склона около 70°.



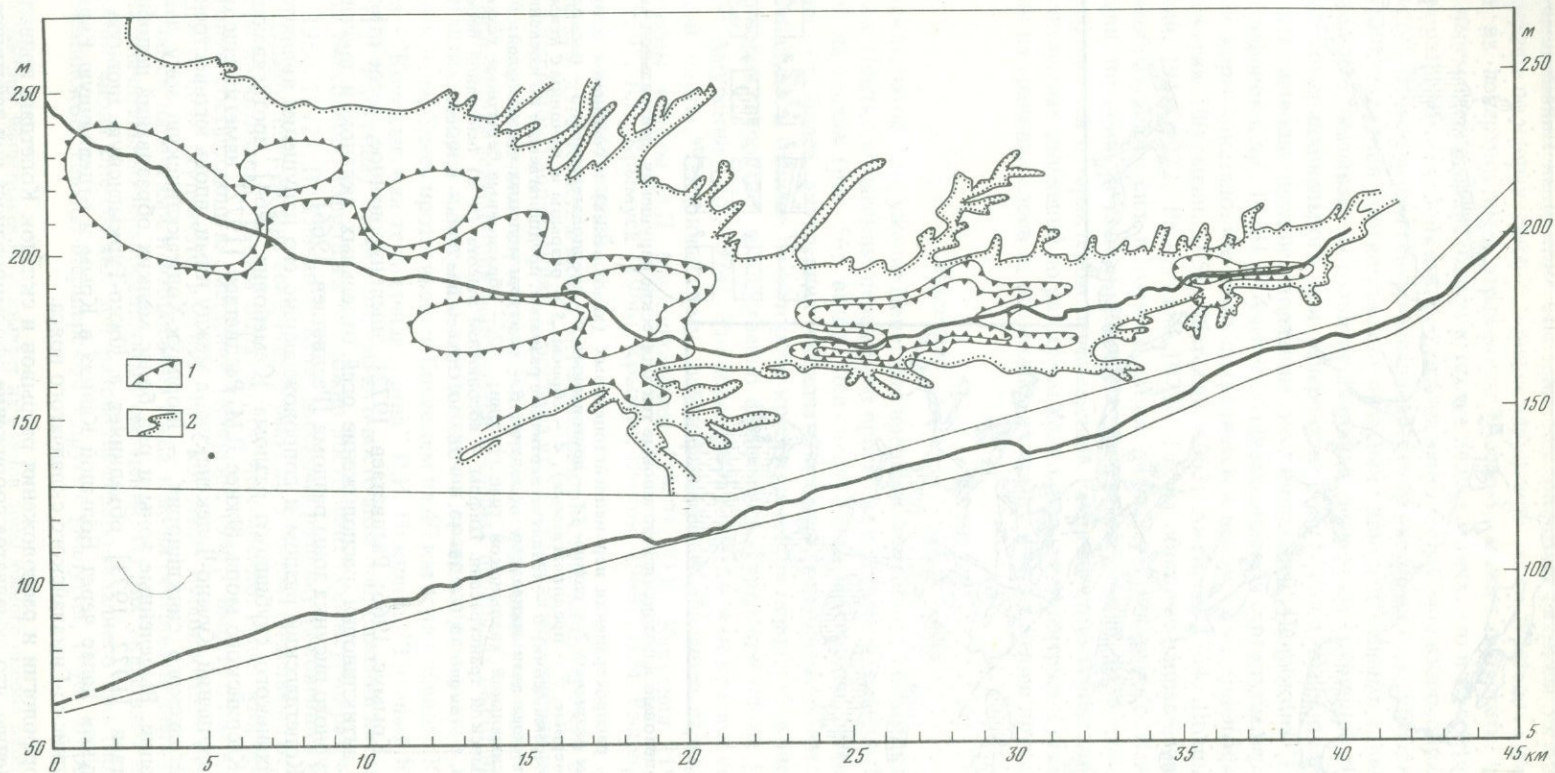
Р и с. 57. Голоценовые и позднелейстоценовые тектонические нарушения центральной части Западного Копетдага

1 — область распространения верхнелейстоценовых (хвалынских) и голоценовых отложений; 2—5 — молодые разрывы: 2 — сдвиги (а — достоверные, б — предполагаемые), 3 — надвиги и взбросы (а — достоверные, б — предполагаемые), 4 — сбросы, 5 — разрывы и трещины с невыясненным направлением перемещения; 6 — позднечетвертичные разрывы, предполагаемые по косвенным признакам; 7 — молодые антиклинальные поднятия; 8 — контуры молодых синклиналей; 9 — береговые валы максимальной хвалынской трансгрессии; 10 — абразионные береговые уступы максимальной хвалынской трансгрессии. Цифры — абсолютная высота (в м) оснований береговых валов: 1 — 45—50, 2 — около 80, 3 — 35—40, 4 — 25—30. Объяснение букв — в тексте

ченко, 1947; Крымус, 1966; Расцветаев, 1972], эшелонированное, косое относительно простирания антиклинория расположение осей отдельных складок и прочие особенности структурного рисунка зоны разлома [Расцветаев, 1966].

Главный Копетдагский разлом и сопровождающие его нарушения являются частью Копетдаг-Балханского глубинного разлома [Семенович, 1964], протягивающегося от Бадхыза до Каспийского моря. Южнее Л.М. Расцветаев [1972] наметил еще одну зону глубинных нарушений Кучано-Челекенскую, а между ними, вдоль юго-восточного края Западно-Копетдагского синклинория, — Шорлоук-Ходжакалинскую зону левосдвиговых деформаций. Выделенные зоны и ряд более мелких образований подобного типа Л.М. Расцветаев [1972, 1973] объединяет в Южно-Туркменскую шовную систему, продолжающуюся далее через Большой Кавказ в Крым и отделяющую Евразийскую плиту от Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Анализ морфологии и расположения разрывов и складок Копетдага привел исследователей к мнению, что складчатое сооружение сформировалось под действием горизон-



Р и с. 58. Позднечетвертичные складчатые деформации Гяурлинской синклинали

1 — условные изолинии молодых складкообразовательных движений; 2 — граница области распространения хвалыньских и голоценовых отложений (точки обращены в сторону этой области). Внизу — профиль современного вреза р. Гяурли в террасу, отвечающую уровню максимальной хвалыньской трансгрессии

тального сжатия в северо-северо-восточном, почти меридиональном направлении [Калаяев, 1946; Горшков, 1947; Калугин, 1956; Копп и др., 1964; Расцветаев, 1966]. По мнению Л.М. Расцветаева [1972], перемещения приводили к возникновению вторичных напряжений у концов крупных сдвиговых зон, с чем связаны "диагональные", т.е. простирающиеся на северо-восток складки Северо-Западного Копетдага. По геофизическим данным, зона Главного Копетдагского разлома выражена деформациями поверхности кристаллического основания, достигает нижних горизонтов земной коры и, возможно, поверхности Мохоровичича [Амурский и др., 1968; Крымус, Лыков, 1969; Лыков и др., 1975]. Вместе с тем структурные построения и геофизические данные позволяют говорить об автономности складок осадочного чехла мегантиклинория и возможности срыва в подошве осадочного слоя [Расцветаев, 1972].

Анализ ярусов рельефа и коррелятивных им отложений предгорной молассы [Растворова, 1958; Резанов, 1959; Расцветаев, 1972] дает возможность восстановить историю формирования структуры. Приосевая часть мегантиклинория подверглась складчатости перед миоценом и в миоцене и с позднего миоцена испытывает воздымание. Решающее значение имели предпонтическая и предакчагыльская фазы складчатости, "достроившие" складчатое сооружение. Проявления дифференцированных тектонических движений раннего и среднего плейстоцена приурочены к западному погружению горной системы [Федоров, 1957; Чистяков, 1961] и зоне Главного Копетдагского разлома и предгорных складок [Расцветаев, 1972]. Именно эти районы представлялись автору наиболее благоприятными для изучения позднечетвертичных нарушений. Результаты такого исследования частично опубликованы [Копп и др., 1964; Трифионов, 1974, 1976а; Иванова, Трифионов, 1976] и здесь описаны кратко.

Район детальных работ, выбранный на западном погружении Копетдага (рис. 57; см. также рис. 56), представляет собой область периклинального замыкания новейшего поднятия и охватывает антиклинали Малого Балхана, Сыртланли, Кюрендага, Данаты, примыкающую к ним с запада часть Западно-Копетдагского синклинория, северо-западное окончание зоны Главного Копетдагского разлома и восточный край Западно-Туркменской впадины.

Позднечетвертичные антиклинали проявлены на аэрофотоснимках подгорной равнины расположением сети временных водотоков (см. рис. 5; рис. 57, а, б). Антиклиналям отвечают пологие (до  $2^\circ$ ) изгибы поверхности. Складчатые деформации регистрируются также изменениями глубин современных врезов в поверхность II надпойменной (хвалынской) террасы. В долине р. Гяурли (рис. 58; см. также рис. 57, в) относительные вертикальные перемещения достигают 7–8 м, т.е. долей миллиметра в год. В среднем течении р. Кемендере (см. рис. 57, г) небольшая антиклиналь определяется тем, что в ее присводовой части глубина современного вреза возрастает на 10 м по сравнению с соседними участками. Западнее долины Каракалыауа (см. рис. 57, д) глубины современных врезов на склонах поднятия достигают нескольких метров, а к западу и востоку быстро уменьшаются до нуля. Более точным, хотя и территориально ограниченным способом установления молодых смещений является определение высотного положения береговой линии максимальной хвалынской трансгрессии. Оно изменяется от 25–30 и 38 м до 45–50 и даже 80 м (см. рис. 57). Относительные смещения достигают 50 м, т.е. на полпорядка больше, чем в складках, регистрируемых изменениями глубин современных врезов в хвалынскую поверхность, но в отличие от них характеризуют более крупные складчатые формы и зоны.

К числу крупнейших молодых разрывов Западного Копетдага относится 26-километровый левый сдвиг северо-восточного простириания. На северо-востоке (см. 4 на рис. 57) он совпадает с прямолинейным береговым валом хвалынского моря, а юго-западнее рассекает северо-западные отроги хр. Кюрендаг. Здесь по одной из ветвей разрыва раннехвалынская овражная терраса смещена влево на 3 м, а современное русло сдвинуто на 0,6 м. На юго-востоке разрыв кулисно подставляется 8-километровым левым сдвигом того же простириания. Мелкие овраги смещены по нему на 1,5 м. Крупный разрыв протягивается на юго-запад от средней части долины Куйджук (см.

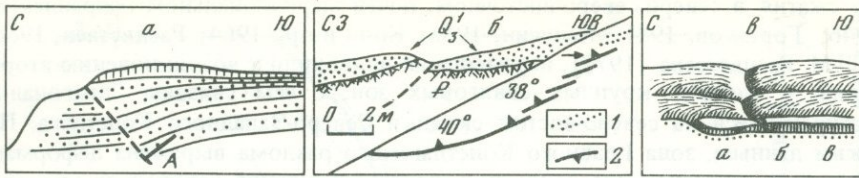


Рис. 59. Примеры позднечетвертичных нарушений Западного Копетдага и Большого Балхана  
*а* — молодой надвиг и приразрывный изгиб II надпойменной (хвалынской) террасы на южном борту долины р. Гяурли, Западный Копетдаг; *б* — разрез и план молодой системы надвигов в верховьях долины Куйджук (на плане: 1 — предполагаемые нарушения, 2 — достоверные нарушения с указанием наклона сместителя; стрелка показывает положение профиля); *в* — молодой правый надвиг-сдвиг на северном склоне хр. Большой Балхан юго-западнее с. Огланлы; амплитуда надвигания регистрируется поднятием овражной террасы, которое в *б* больше, чем в *в*, а в *в* больше, чем в *а*.

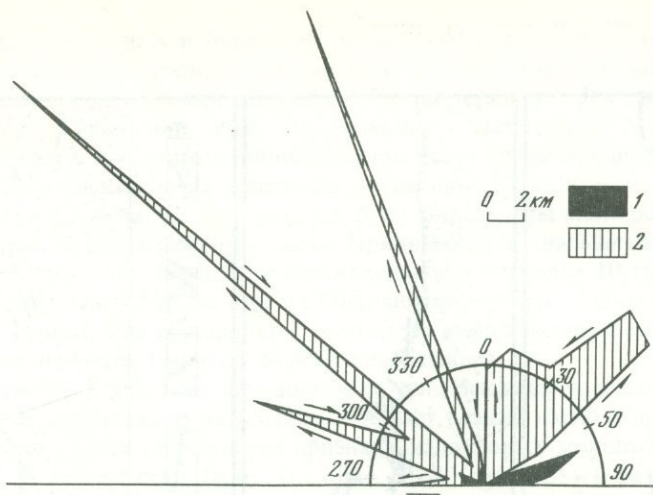
рис. 57, ж). Овраги, заложенные в хвалынское время, сдвинуты по разрыву влево на 7,5–9 м, но современные русла смещений не испытывают. Разрыв оперен с юга 5-километровым сбросом, восточное крыло которого опускалось в позднем плейстоцене и раннем голоцене. Южнее основной разрыв раздваивается. Западная ветвь продолжается на юго-запад, образуя уступ у северо-западных подножий горы Акоба. Восточная ветвь отгибается к югу, пересекает долину Гяурли, а затем вновь приобретает юго-западное простирание, достигая северо-западных подножий горы Геокоба (см. рис. 57, з). Здесь мелкие позднеплейстоценовые овраги сдвинуты влево на 2,5 м.

В долине р. Гяурли (см. рис. 57, в) по двум широтным разрывам мелкие русла смещены влево на 2,5 и 3 м. Юго-западнее по 0,5-километровому разрыву, простирающемуся в направлении ВСВ  $80^\circ$ , наблюдается надвигание южного крыла и изгиб до  $8-12^\circ$  слоев II надпойменной (хвалынской) террасы (рис. 59, а). Слои I террасы описывают подобный, но гораздо более слабый изгиб. Несколько субширотных взбросов на южном склоне долины Караеркак наклонены на юг под углами около  $50^\circ$  и оперяют более крупный разрыв северо-восточного простирания. Последний в долине Аладере наклонен на юго-восток под углом  $55^\circ$ . Юго-восточное крыло поднято на 0,3 м и сдвинуто влево на 3 м.

В некоторых случаях молодые левосдвиговые зоны выражены рядами эшелонированно расположенных нарушений. Левый кулисный ряд относительно свежих трещин растяжения прослежен на 7 км с севера на юг по подгорной равнине (см. рис. 57, е). В верховьях долины Куйджук на юго-восточном склоне хр. Кюрендаг на 2,8 км протягивается в северо-восточном направлении кулисный ряд надвигов. Они простираются по азимутам ВСВ  $60-90^\circ$  и наклонены на север под углами около  $40^\circ$ . По одному из разрывов видно надвигание палеогеновых глин на позднеплейстоценовые целовиальные суглинки (рис. 59, б). Современные отложения разрывами не затронуты.

Разрывы, простирающиеся в северо-западных румбах, характеризуются правосдвиговыми смещениями. У северных подножий Кюрендага (см. 4 на рис. 57) разрыв северо-западного простирания, по-видимому, смещает на 30 м вправо береговой вал хвалынского моря. Протяженный правый взбросо-сдвиг пересекает гору Акоба в северо-северо-западном направлении. Разрыв наклонен на восток под углами  $60-70^\circ$ . Мелкие голоценовые водотоки сдвинуты на величину до 1 м при поднятии восточного крыла на 0,1–0,2 м. Поверхность III (раннехвалынской) террасы сдвинута на 3 м при поднятии восточного крыла на 0,5 м. Южнее горы Акоба описанный разрыв кулисно подставляется с запада другим, параллельным нарушением. По нему голоценовые русла смещены вправо на 0,5–0,8 м. Восточнее того же разрыва, у северных подножий горы Акоба по двум разрывам северо-западного направления мелкие позднеголоценовые русла смещены вправо на 1 и 2 м. На юго-восточном продолжении восточного из этих сдвигов имеют место правые смещения мелких оврагов на 1 м. Разрыв сопряжен с левым взбросо-сдвигом долин Аладере — Караеркак.

На северном склоне Большого Балхана юго-западнее сел. Огланлы протяженный

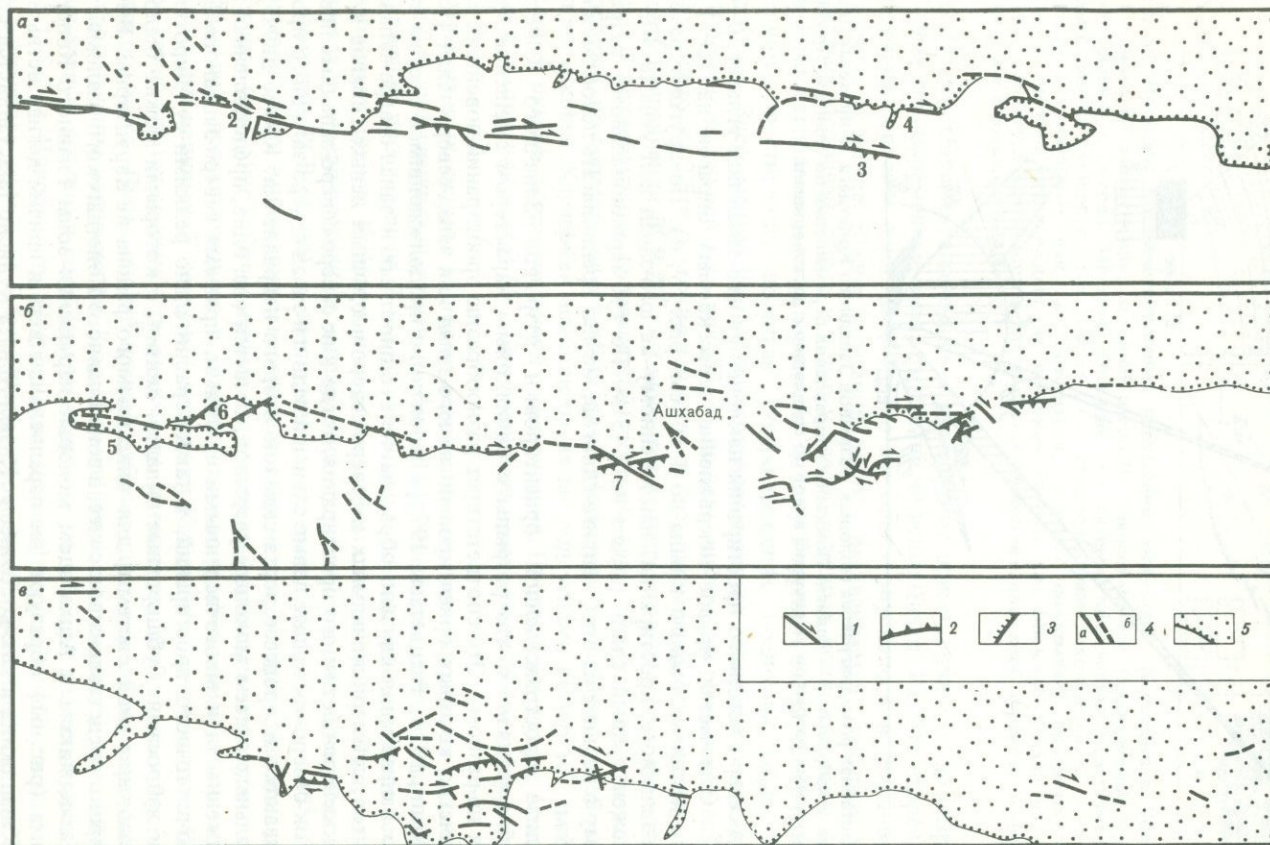


Р и с. 60. Масштабная роза-диаграмма молодых разрывов Западного Копетдага (в пределах рис.57)  
 1 – надвиги и взбросы; 2 – сдвиги. Показаны направления перемещений по сдвигам. Протяженность предполагаемых разрывов уменьшена вдвое по сравнению с достоверными

разрыв запад-северо-западного простирания наклонен на юго-запад под углами  $30-40^\circ$ , местами  $22^\circ$ . Отмечается правое искривление пересекаемых оврагов на 1,3–1,5 м (до 2,5 м) и поднятие южного крыла до 1 м (см. рис. 59, в). По другому разрыву запад-северо-западного простирания, наклоненному на юго-запад под углами  $40-45^\circ$ , также возможен правый сдвиг оврага на 2–3 м. По субмеридиональному разрыву, сопряженному с первым из этих надвиго-сдвигов, можно предполагать левое смещение оврага на 1,5 м.

При анализе пространственной ориентировки разрывов Западного Копетдага (рис. 60) обнаруживается, что разрывы с одинаковым характером смещений могут простираться по-разному. Это соответствует разнообразию простираний новейших складок, большинство которых ориентировано на юго-запад или запад-северо-запад [Калугин, 1956; Копп, 1971; Расцветаев, 1972]. Вероятно, с продолжающимся ростом складок первого направления связано образование субширотных и запад-северо-западных правых сдвигов, субмеридиональных и северо-северо-восточных левых сдвигов и надвигов восток-северо-восточного простирания, тогда как северо-северо-западные правые сдвиги, восток-северо-восточные левые сдвиги и надвиги запад-северо-западного простирания развиваются в процессе роста складок второго направления. Кроме двух указанных локальных систем молодых разрывов, остается еще одна, представленная наиболее протяженными и многочисленными сдвигами, правыми северо-западного и левыми северо-восточного простираний, а также сравнительно редкими субширотными надвигами и взбросами. Субширотные складки сжатия, с которыми можно было бы связать образование этой системы, для описываемого района не характерны. Вместе с тем она широко представлена восточнее, в зоне Главного Копетдагского разлома.

Между Казанджиком и Ашхабадом молодые нарушения зоны Главного Копетдагского разлома (рис. 61) образуют две параллельные ветви, причем южная ветвь начинается у г. Казанджика и юго-восточнее г. Кизыл-Арвата кулисно подставляется северной ветвью, продолжающейся далее на восток. Преобладают молодые нарушения северо-западного простирания. Обычно среди них выделяется основной разлом, совпадающий с главным разломом коренных отложений (см. рис. 2). Основным разломом, как правило, наклонен на юго-запад под углами  $40-60^\circ$  (рис. 62, а), причем юго-западное крыло оказывается приподнятым. Это говорит о наличии взбросовой компоненты молодых смещений. Наряду с ней устанавливается правосдвиговая компонента, превосходящая взбросовую в 2–8 раз и выраженная резкими изгибами и смещениями



Р и с. 61. Голоценовые и позднелайстоценовые разрывы и трещины зоны Главного Копетдагского разлома

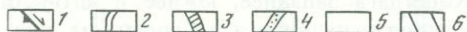
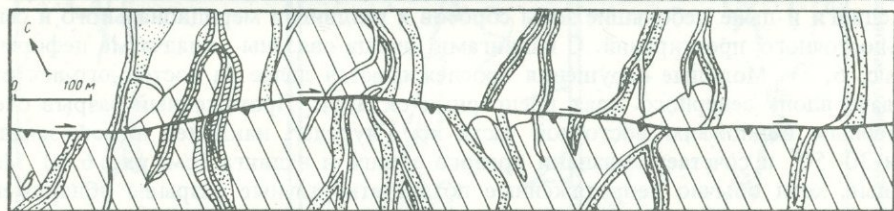
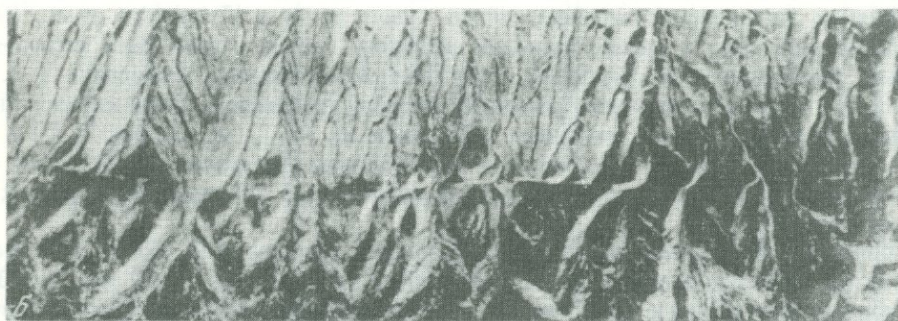
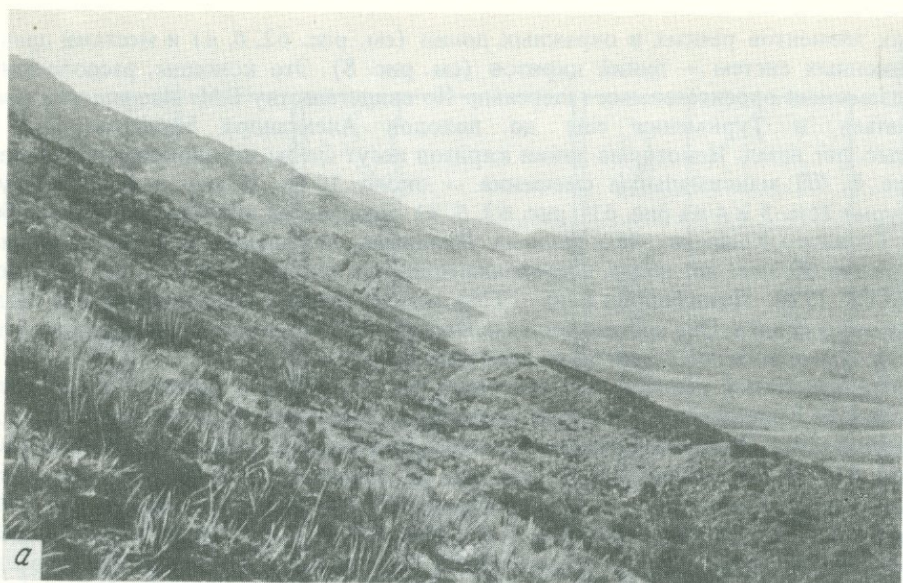
1 – сдвиги; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сбросы; 4 – разрывы и трещины с невыясненным направлением перемещения; а – достоверные, б – предполагаемые; 5 – граница и поверхность подгорной равнины. а, б, в непосредственно продолжают друг друга. Объяснение цифр – в тексте

молодых элементов речных и овражных долин (см. рис. 62, б, в) и местами древних ирригационных систем — линий кяризов (см. рис. 8). Это колодцы, расположенные над подземными оросительными галереями. По свидетельству В.М. Масона, они начали сооружаться в Туркмении еще до походов Александра Македонского, т.е. 2–2,5 тыс. лет назад. Некоторые линии кяризов несут следы неоднократных смещений (см. рис. 8, III); максимальные смещения — около 10 м. К югу и юго-востоку от сел. Беурме (см. 3 и 4 на рис. 61; рис. 62, б, в) определены молодые сдвиги по обеим ветвям Главного Копетдагского разлома. Принимая, что хвалынская трансгрессия началась около 60 тыс. лет назад, а продолжительность голоцена 10 тыс. лет [Геохронология СССР, 1974; Никифорова и др., 1976], можно оценить среднюю скорость позднечетвертичного сдвига. Она составляет 1 мм/год по южной ветви и 0,6 мм/год по северной, т.е. в сумме не более 2 мм/год по всей зоне разлома.

На непротяженных участках юго-восточнее сел. Искандер и южнее ж.-д. ст. Келята зона Главного Копетдагского разлома испытывает резкий изгиб и простирается на восток-северо-восток. Здесь обнаружены признаки надвиговых молодых смещений (см. 1, 6 на рис. 61). В районе сел. Пароу (см. рис. 2; 2 на рис. 61) к разлому с юго-запада прилегают сопряженные с ним позднечетвертичные левые сдвиги. В районе г. Бахардена и западнее сел. Багир (см. 5, 7 на рис. 61) от зоны Главного Копетдагского разлома отходят на юго-восток оперяющие ее Гермабская и Асельминская правосдвиговые зоны. 50-километровый отрезок Гермабской зоны был активизирован при Багхан-Гермабском землетрясении 1 мая 1929 г. с  $M = 7,1$ . Правосдвиговая подвижка сопровождалась поднятием северо-восточного крыла до 2 м [Tchalenko et al., 1974]. В Асельминской зоне в районе развалин античного города Старая Ниса установлены молодые правосдвиговые смещения стен дворцово-храмового комплекса I в. н.э. (на 10 и 15 см по параллельным основному разрыву трещинам), линий кяризов (неоднократные подвижки с максимальным смещением на 10–12 м; см. рис. 8, V) и мелких голоценовых оврагов. Голоценовое вертикальное смещение, там где оно есть, не превышает 1 м. С запада основной разлом оперяют два субширотных молодых надвига амплитудой до 1 м.

Наиболее сложное сочетание молодых разрывов описали М.Л. Копп, Л.М. Расцветаев и автор [1964] к юго-востоку от г. Ашхабада (рис. 63; см. также рис. 61). Здесь есть субширотные надвиги (см. рис. 3), северо-западные правые и северо-восточные левые сдвиги и даже небольшие зоны сбросов и раздвигов меридионального и северо-северо-восточного простираний. С надвигами иногда связаны складчатые деформации (см. рис. 6, з). Молодые нарушения прослеживаются далее на восток-юго-восток до сел. Чаача вдоль северного края предгорных складок. Протяженный разрыв следует по северным подножьям восточной части хр. Гяурсдаг, наклонен на юго-запад под углами 30–50° и сочетает признаки правого сдвига и надвига (см. рис. 6, а). Многочисленные, хотя обычно непротяженные позднечетвертичные разрывы обнаружены в области низких предгорий Восточного Копетдага западнее, южнее и юго-восточнее г. Каахка. Среди них определены правые сдвиги, надвиги и взбросы (см. рис. 6, б) и редкие сбросы (см. рис. 6, в). В отличие от Центрального Копетдага ориентировка разрывов в районе г. Каахка более разнообразна; надвиги и взбросы простираются в направлениях от широтного до северо-западного 310°, а правые сдвиги — от северо-западного 300° до северо-северо-западного 340°. Вероятно, это связано с наложением на региональную систему молодых разрывов локальной системы, обусловленной продолжающимся развитием новейших складок северо-западного простирания.

Помимо молодых разрывов, в зоне Главного Копетдагского разлома обнаружены признаки позднечетвертичного складкообразования. Небольшие куполовидные антиклиналы выражены характерным рисунком эрозионной сети на аэрофотоснимках подгорной равнины севернее г. Казанджика, селений Ушак и Искандер. Южнее г. Каахка молодые складки выявлены по изменениям высоты поздневалынской террасы. С.К. Горелов, М. Курбанов и С. Тагиев [1968] в результате измерений высот голоценовых и позднелейстоценовых террас в долинах рек Кельты-чинор, Чули, Сакисяб, Келя-



Р и с. 62. Южная ветвь Главного Копетдагского разлома

*а* – выражение на местности северо-западнее дороги Кизыл-Арват – Каракала; *б* – аэрофотоснимок; *в* – геоморфологическая карта района западнее сел. Беурме – северо-западнее перевала Емудолан: 1 – молодой правый взбросо-сдвиг, 2 – овраги современные и конца позднего плейстоцена, 3 – овраги, возникшие в начале позднего плейстоцена, 4 – среднеплейстоценовые овраги и овражные террасы, 5 – поверхность выравнивания, возникшая во второй половине раннего плейстоцена, 6 – формы рельефа конца эоплейстоцена и начала раннего плейстоцена

та обнаружили деформации в несколько метров поймы и надпойменных террас на пересечении с антиклинальными и синклиналиными складками предгорий. В пределах подгорной равнины Центрального и Гяурского Копетдага эти авторы установили ряд поперечных поднятий, выраженных повышением гипсометрического уровня позднеплейстоценовой и голоценовой равнин и изменениями мощностей аллювиально-пролювиальных отложений.

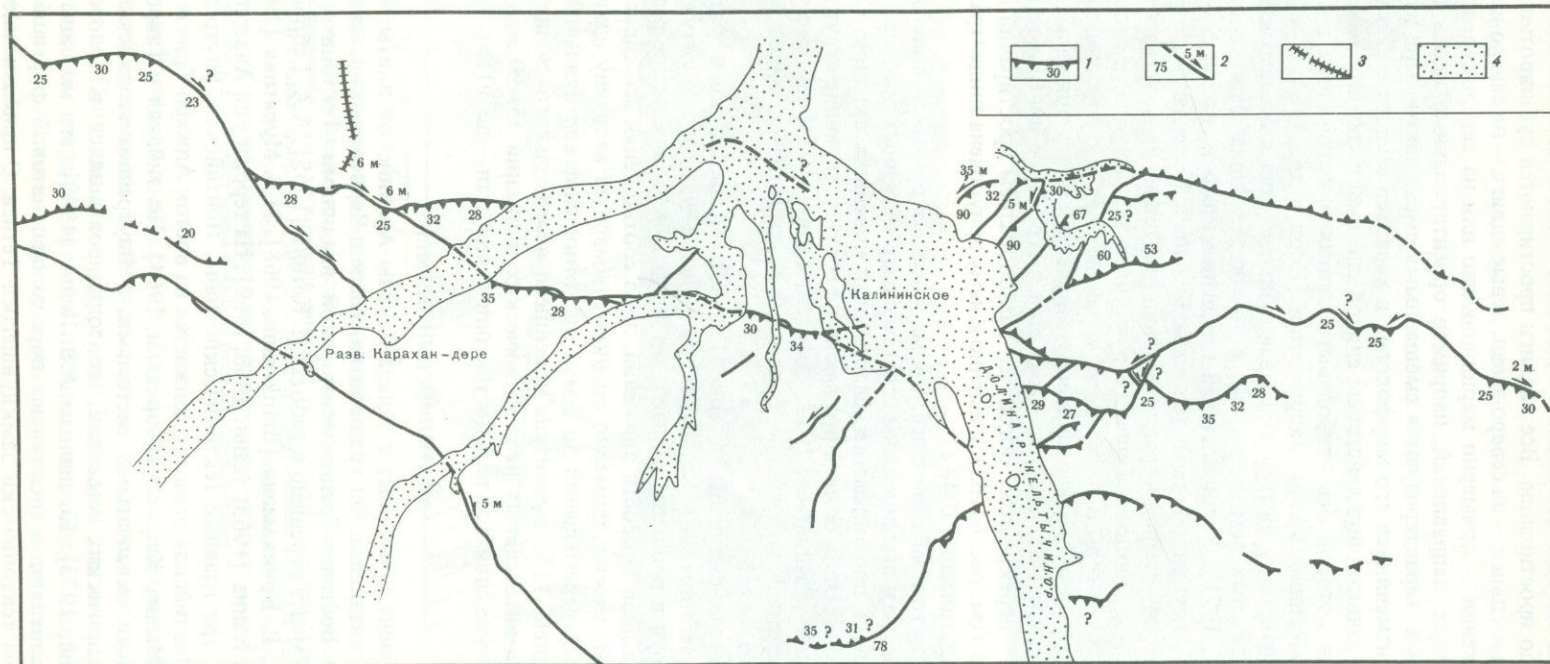
Морфологически однотипные молодые разрывы зоны Главного Копетдагского разлома выдержаны по простиранию. Все надвиги простираются субширотно или на запад-северо-запад, правые сдвиги — на северо-запад, левые сдвиги — на северо-восток, сбросы и трещины растяжения — примерно меридионально или на северо-северо-восток. Разрывы промежуточных направлений, например ориентированные вдоль Главного Копетдагского разлома, характеризуются смешанными смещениями. При изменении простирания разрыва изменяются его морфология и характер смещения. Из этого следует, что все разрывы возникли под действием единой системы горизонтальных тектонических напряжений, в которой ось наибольшего сжатия ориентирована в северо-северо-восточном, почти меридиональном направлении [Копп и др., 1964; Трифонов, 1974]. На такую же ориентировку сжатия указывают определения динамических параметров в очагах разрушительных землетрясений, в том числе Ашхабадского землетрясения 1948 г. [Поле . . . , 1971]. Установленный геофизическими и сейсмическими наблюдениями "сквозной", глубинный характер зоны Главного Копетдагского разлома, пронизывающей всю толщу земной коры, обусловил отсутствие на Копетдаге столь резких, как на Юго-Восточном Кавказе, различий структурных планов разных слоев литосферы. Но некоторые различия есть. В Ашхабадском районе наряду с глубинными разломами генерального северо-западного направления выявлены субмеридиональные глубинные нарушения, не находящие отчетливого отражения в структуре поверхности [Амурский и др., 1974]. Этот "перекресток" обозначен разнообразием простираний наблюдаемых молодых разрывов (см. рис. 61, 63), и именно к нему приурочена эпицентральная область Ашхабадского землетрясения 1948 г.

В Западном и Восточном Копетдаге, кроме молодых разрывов, принадлежащих региональной системе, развиты локальные системы разрывов иных простираний, вероятно возникшие в процессе продолжающегося развития новейших складок. Складки представляют собой деформации осадочного чехла, не соответствующие структуре кристаллического основания [Расцветаев, 1972; Амурский и др., 1974]. Можно предполагать, что и молодые разрывы, генетически связанные со складками, также не выходят за пределы осадочного чехла.

Позднечетвертичные смещения в зоне Главного Копетдагского разлома служат прямым доказательством его сдвиговой природы и важной структурообразующей роли. Экстраполируя в прошлое данные о молодых смещениях в зоне разлома и исходя из постоянства либо скорости движений, либо соотношения его сдвиговой и вертикальной компонент, можно примерно оценить суммарную величину сдвига. Скорость молодых сдвиговых перемещений до 2 мм/год; отношение вертикальной и сдвиговой компонент в среднем 1:5; амплитуда новейшего вертикального смещения 6–7 км; продолжительность интенсивных неотектонических движений 15–20 млн. лет. Отсюда следует, что амплитуда сдвига за весь неотектонический этап — до 30 км.

#### АНАТОЛИЙСКИЙ СЕГМЕНТ

Анатолийский сегмент примыкает с запада к краю Аравийской плиты и осевой части Ван-Кавказского синтаксиса. Он граничит на севере с Черноморской, на западе с Эгейской и на юге с Восточно-Средиземноморской впадинами. Тектоническое строение Анатолийского сегмента освещено в работах И. Кетина [1965], А.А. Габриеляна [1964], Э. Крауса [1965], Р. Бринкманна [Brinkmann, 1968], М.В. Муратова [1969], Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина [1963; Хаин, 1968, 1969]. На территории Анатолии выделяют с севера на юг три главные тектонические зоны: Понтийская, Внутреннеанатолийская и Таврская. Понтийская зона продолжается на восток Аджаро-Триалетской и более южными зонами Малого Кавказа [Габриелян, 1964]. Понтийская и Таврская зоны являются альпийскими складчатыми системами, а Внутреннеанатолийская объединяет несколько кристаллических массивов, консолидировавшихся в мезозое [Милановский, Короновский, 1973]. По данным А.В. Пейве [1969], эти массивы аллохтонны. Их обрамляют, разделяют и подстилают породы офиолитовой формации — реликты океанической коры тектонически замкнувшегося Тетиса. С приближением к Ван-Кав-



Р и с. 63. Карта молодых нарушений района сел. Калининского, Центральный Копетдаг

1 — надвиги (указан наклон в градусах); 2 — сдвиги (указаны наклон в градусах и горизонтальное смещение в м); 3 — трещины растяжения; 4 — голоцен-позднеплейстоценовые отложения

казскому синтаксису Внутреннеанатолийская зона выклинивается, но офиолитовый комплекс прослеживается на территорию Малого Кавказа [Пейве, 1969].

И. Кетин отмечает постепенное омоложение альпийской складчатости с севера на юг Анатолии. Наиболее молодой возраст (средний миоцен — антропоген) имеет зона Краевых складок Предтаврского передового прогиба, сорванных со своего основания и надвинутых на Аравийскую плиту. Северные горные системы реагировали на интенсивные новейшие движения в южных цепях поднятием блоков и складок большого радиуса кривизны и подвижками по ранее возникшим разломам. Важнейшим таким нарушением Понтийской зоны является субширотный Северо-Анатолийский разлом (см. 14 на рис. 36). Р. Фюрон [1955] считает его активным с плиоцена, но есть свидетельства его структурно-контролирующей роли и на более ранних стадиях альпийского развития [Милановский, Короновский, 1973]. Ряд исследователей [McKenzie, 1972; Nowgoozi, 1972; Дью, Берд, 1974] рассматривают Северо-Анатолийский разлом как северную границу Турецкой плиты.

Анатолийский сегмент был ареной интенсивного орогенного вулканизма [Милановский, Короновский, 1973]. Его основные плиоцен-четвертичные проявления сосредоточены в юго-восточной части Внутреннеанатолийской зоны и в ее западной части возле Эгейского моря. Последние связаны с расколами и растяжением, обусловившими весьма недавнее погружение Эгейской впадины, где вулканизм продолжается до сих пор.

Крупнейшие и наиболее известные позднечетвертичные и современные движения Анатолийского сегмента приурочены к зоне Северо-Анатолийского разлома, который протягивается на 1400 км от побережий Эгейского и Мраморного морей до вулканических нагорий Восточной Турции (см. 14 на рис. 36). Восточное окончание разлома теряется среди новейших вулканических образований района оз. Ван, и его соотношения со структурным обрамлением Аравийской плиты не вполне ясны.

Зона Северо-Анатолийского разлома привлекла внимание геологов и сейсмологов серией разрушительных землетрясений XX в. В результате землетрясений возникли протяженные разрывы поверхности, маркирующие зону разлома на значительном ее протяжении. По ним произошли суммарный правый сдвиг до 3—4,4 м и поднятие южного крыла до 1 м [Pavoni, 1961, 1964; Wallace, 1968b]. Вспышке этих землетрясений предшествовали многие столетия относительного сейсмического покоя [Ambraseys, 1971]. Однако тот факт, что на большем своем протяжении разлом нарушает позднечетвертичные отложения и формы рельефа, свидетельствует о его периодической активности в течение всего позднего плейстоцена и голоцена. Вдоль разлома прослеживаются V-образные ложбины, подпруженные долины. Наблюдались правые смещения водотоков амплитудой в десятки и первые сотни метров. Они отмечены в западной части разлома, в районе г. Джереде [Wallace, 1968b], в 50 км юго-восточнее г. Хавза [Allen, 1975] и на востоке, в районе г. Эрзинджана [Tatar, 1975]. На последнем участке получены и структурные доказательства более ранних, плиоценовых и доплиоценовых правосдвиговых перемещений по разлому [Tatar, 1975].

Вторая крупная область позднечетвертичной тектонической активности находится на западе Анатолийского сегмента близ Эгейского побережья. Здесь восточнее г. Измира расположен овальный Мендересский массив (см. 42 на рис. 36), удлинённый в широтном направлении и ограниченный сбросами. Сбросовую природу имеют и фокальные механизмы землетрясений этого региона [McKenzie, 1972]. Некоторые разрывы на границах массива выражены уступами в голоценовом аллювии; вдоль них смещены и наклонены плейстоценовые террасы [Allen, 1975]. Те же разломы, по данным К. Аллена, были активизированы во время недавних землетрясений. На южной стороне массива 2-метровая сбросовая подвижка имела место во время катастрофического землетрясения 1899 г. Меньшее сбросовое перемещение произошло на протяжении 30 км вдоль северного края массива во время землетрясения 1969 г. ( $M = 6,1$ ). Как считает К. Аллен, катастрофическое землетрясение 17 г. н.э., разрушившее несколько крупных римских городов вблизи Эгейского побережья [Ambraseys, 1971], также могло быть связано с северным сбросовым обрамлением Мендересского массива.

Иранский сегмент Альпийско-Азиатского орогенического пояса имеет грубо треугольную форму и охватывает обширную территорию, ограниченную на юго-западе складчатыми системами Загроса, на северо-западе горно-складчатыми сооружениями осевой части Ван-Кавказского синтаксиса, на севере Южно-Каспийской впадиной и прилегающими к ней с двух сторон краевыми складчатыми системами Юго-Восточного Кавказа и Копетдага. Восточная граница с Афганским сегментом, по-видимому, простирается примерно меридионально и на значительном протяжении совпадает с Восточно-Иранской флишевой зоной [Хаин и др., 1973; Stöcklin et al., 1972].

Большинство исследователей выделяют Иранскую плиту, которая, по мнению ряда ученых [Nowroozi, 1972; McKenzie, 1972; Stöcklin et al., 1972], была некогда частью единой Ирано-Афганской плиты, но откололась от нее в конце мелового периода в процессе формирования океанического трога Восточно-Иранской зоны. Лутский массив, как жесткий континентальный блок среди альпийских складчатых цепей, занимает особое место почти во всех современных мобилистических концепциях тектоники Ирана. А.А. Новрузи и В.Е. Хаин рассматривают его в качестве отдельного "микроконтинента", однако Д. Мак-Кензи, проанализировав ориентировки напряжений в очагах землетрясений, не увидел для этого необходимых оснований. Выделение Лутского срединного массива, или "микроконтинента", было основано, прежде всего, на изучении позднеальпийской структуры, в которой этот блок земной коры, покрытый слабо дислоцированными вулканогенными и молассовыми толщами кайнозоя, обрамлен зонами разломов и интенсивной складчатости. Дж. Штеклин [Stöcklin, 1968] предполагал рифейский возраст его основания. Однако это положение было пересмотрено [Stöcklin et al., 1972]. Под слабо дислоцированным чехлом здесь обнаружены сильно метаморфизованные палеозойские и интенсивно перемятые и прорванные гранитами мезозойские толщи. В этом отношении строение фундамента Лутского блока оказывается сходным со строением более западных и северо-западных областей Ирана [Перфильев и др., 1973], т.е. обособление Лутского срединного массива для мезозойского времени неосновательно. Вместе с тем для позднеальпийского и особенно новейшего этапа развития роль Лутского массива как жесткого блока несомненна, хотя ряд исследователей [Mohajer-Ashjai et al., 1975] считают более правильным разделять его на несколько более мелких блоков.

Территория Иранского сегмента геологически весьма гетерогенна и объединяет зоны с разной степенью развития вулканогенных формаций и разным возрастом складчатости [Перфильев и др., 1973]. Однако общим для большей части региона является мезозойский, чаще всего меловой возраст гранитно-метаморфического слоя, местами вобравшего в себя фрагменты ранее консолидированной коры, и меловой, иногда мел-палеоценовый возраст основной складчатости. Более молодыми являются лишь некоторые структурные зоны восточной части Малого Кавказа, южного обрамления Высокого Эльбурса и Беналуда, а также Восточно-Иранская и Южно-Макранская зоны. В последних интенсивное складкообразование происходило в миоцене и местами захватило плиоцен. Все они расположены на краях Иранского сегмента.

Орогенный этап местами начался в позднем мезозое, а в эоцене охватил почти всю территорию. Формирование новейшей структуры в Центральном и Восточном Иране происходило в значительной мере унаследованно от более ранних стадий орогенного этапа, тогда как на северном краю Иранского сегмента ее развитию предшествовал ряд перестроек. Здесь современный орографический план начал оформляться лишь в миоцене [Милановский, 1968; Tchalenko, 1975]. К миоцену, а местами плиоцену относится начало развития новейших структурных форм на крайнем юге и востоке Иранского сегмента.

Новейшая структура региона характеризуется преимущественным развитием сравнительно пологих складчато-глыбовых форм. Более мелкая складчатость развита лишь в краевых зонах и вблизи крупных разломов, которым принадлежит важная роль в

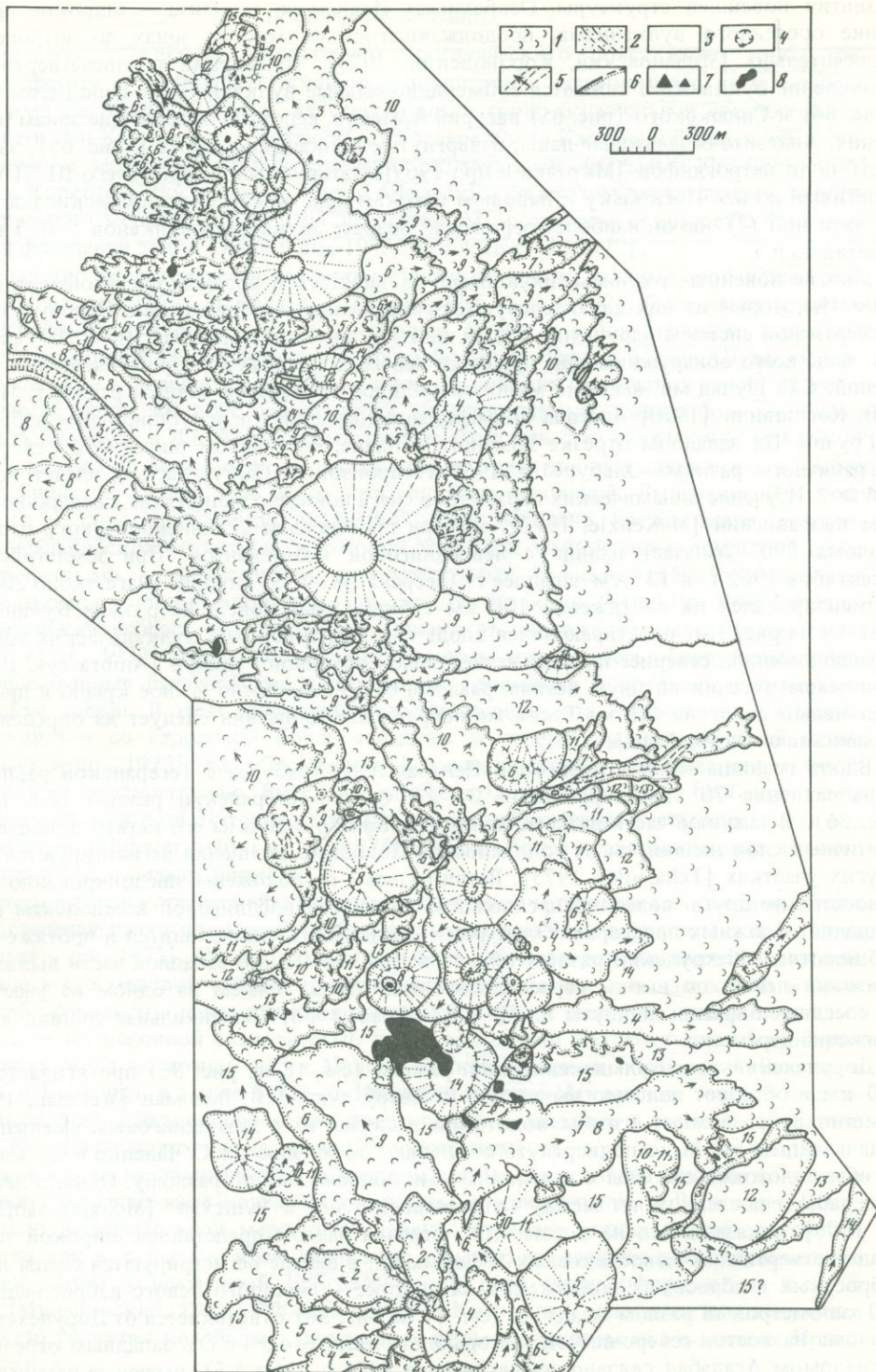
развитии новейшей структуры. Особенность Иранского сегмента — широкое проявление орогенного вулканизма, продолжавшегося во многих зонах до антропогена включительно [Милановский, Короновский, 1973]. Примерами позднечетвертичных проявлений вулканизма являются субмеридиональные вулканические цепи Гегамского (рис. 64) и Синюкского (рис. 65) нагорий Армении, вероятно отвечающие зонам растяжения. Андезито-базальтовые лавы, извергнутые вулканами цепи (см. рис. 65), залили часть поля петроглифов [Мкртчян и др., 1969], датируемых скорее всего III—II тысячелетиями до н.э. Поскольку к лавовым потокам прислонены скотоводческие постройки античной (?) эпохи, наиболее вероятный возраст активности вулканов — II—I тысячелетия до н.э.

Многие новейшие разломы продолжали развиваться в позднем плейстоцене и голоцене. Некоторые из них характеризуются современными подвижками. Основу позднечетвертичной системы нарушений составляют крупные субширотные ( $90 \pm 20^\circ$ ) разрывы, чаще всего обнаруживающие признаки левых сдвиговых и взбросо-сдвиговых смещений. С.С. Шульц мл. выделил молодой субширотный левый сдвиг в районе г. Гори. Л.В. Когошвили [1970] описала примеры молодых складок и субширотных взбросов в Грузии. На западном отрезке ломаного в плане, но в целом широтного Северного пограничного разлома Эльбурса в 1957 г. произошло Сангечальское землетрясение с  $M \geq 7$ . Изучение динамических параметров очага показало надвигание в северо-восточном направлении [McKenzie, 1972], что при простирации активизированного отрезка разлома  $290^\circ$  означает надвиг с левосдвиговой компонентой. При землетрясении 1 сентября 1962 г. в 135 км западнее г. Тегерана ( $M = 7,5$ ; глубина очага около 20 км) активизировался на протяжении 100 км субширотный новейший разлом Буйин-Зара (см. 19 на рис. 36), простирающийся вдоль границы эоценовых вулканических холмов с расположенной севернее плиоцен-четвертичной впадиной Руд-Шур [Ambraseys, 1963]. При землетрясении по двум ветвям разлома было взброшено южное крыло и произошел левый сдвиг на 0,1 м. Такое же направление движения следует из определения механизма очага [McKenzie, 1972].

Вдоль границы южных предгорий Центрального Эльбурса с Тегеранской равниной в направлении  $70^\circ$  простирается на 35 км Северо-Тегеранский разлом (см. 18 на рис. 36). В западной части разлома возле сел. Кан по одной из его ветвей плиоцен-четвертичные слои надвинуты на голоценовые. Подобные смещения регистрируются и на других участках [Tchalenko, 1975]. Ветви разлома расположены эшелонированно друг относительно друга, позволяя предполагать наличие левосдвиговой компоненты перемещений. В южных предгорьях Эльбурса и Аладаг-Беналуда находится и протяженный субширотный Шахрудский разлом (см. 17 на рис. 36). В его западной части выявлены признаки левых смещений пересекаемых водотоков, причем на одном из участков 14 соседних оврагов сдвинуты на 50 м [Wellman, 1966]. Вертикальная составляющая движений переменна.

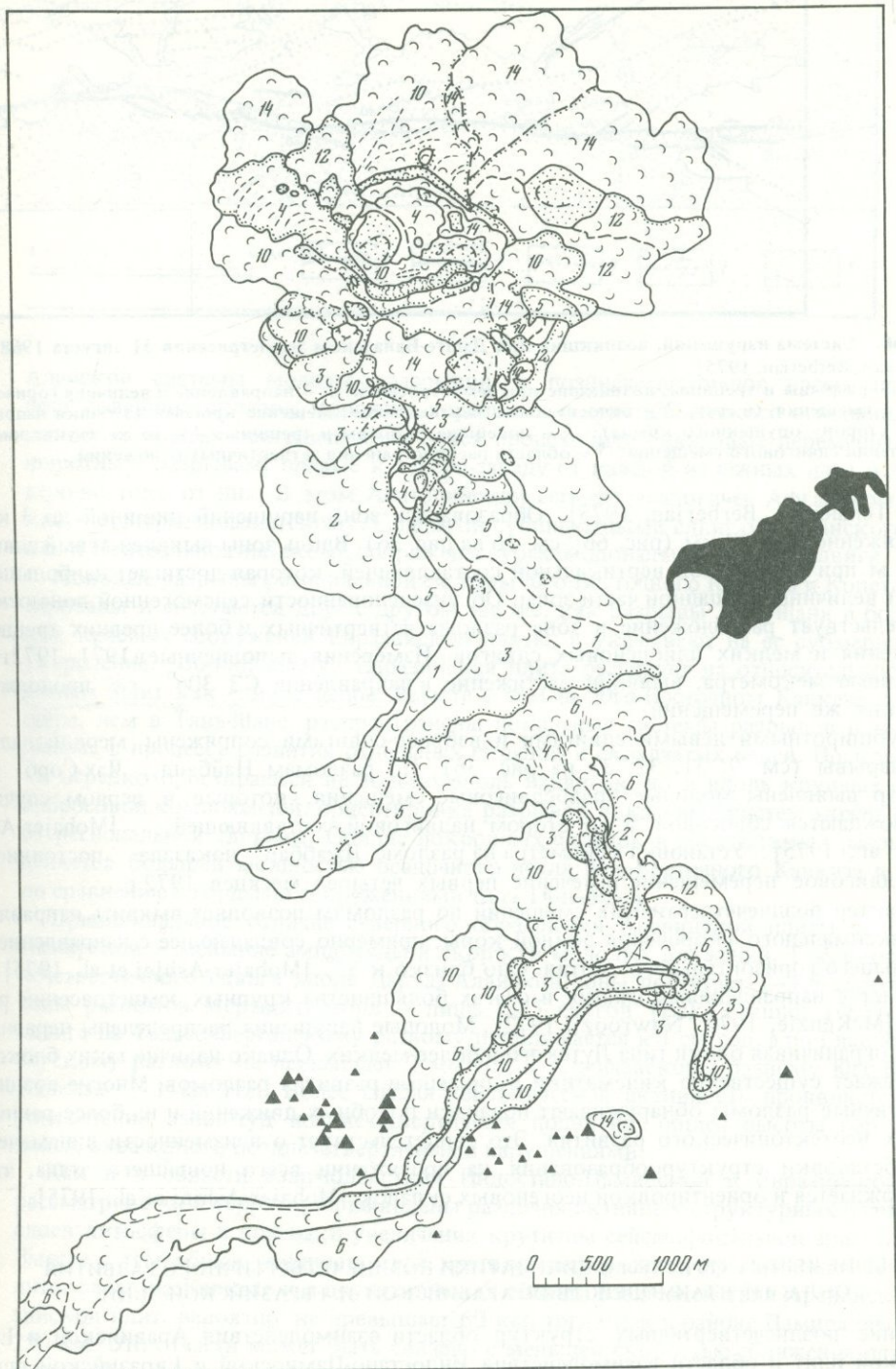
Дорунехский, или Большекевирский, разлом (см. 15 на рис. 36) протягивается на 700 км и образует пологую выпуклую к северу дугу. Г.В. Веллман [Wellman, 1966] отметил приразломные изгибы водотоков и связал их с левосдвиговым смещением. В дальнейшем это было подвергнуто сомнению: по мнению Дж.С. Чаленко и его коллег изгибы водотоков связаны с вертикальными подвижками по разлому. Однако детальные работы последних лет между селениями Дорунех и Руштхар [Mohajer-Ashjai et al., 1975] показали, что на западе этого отрезка разлом представлен широкой зоной позднечетвертичных левосдвиговых деформаций, в центре регистрируются следы лишь взбросовых и сбросовых подвижек, а на востоке — молодого левого взбросо-сдвига. 100-километровый разлом Асабад (см. 34 на рис. 36) ответвляется от Дорунехского разлома на восток-северо-восток и морфологически сходен с его западным отрезком. С разломом Асабад связано землетрясение 1971 г. ( $M = 5,5$ ), имеющее надвиговый механизм с небольшой левосдвиговой компонентой [Mohajer-Ashjai et al., 1975].

По субширотному позднеальпийскому Даште-Байазскому разлому 31 августа 1968 г. произошло землетрясение с  $M = 7,2$  и глубиной очага 15 км [Tchalenko, Ambraseys,

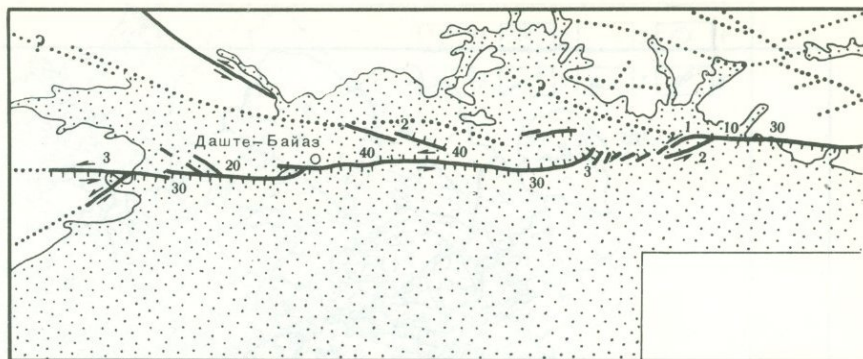


Р и с. 64. Позднечетвертичные вулканы Гегамского нагорья Армении

1 — базальтовые лавовые поля; 2 — вулканические конусы; 3 — поверхность, на которую изливались позднечетвертичные лавы; 4 — кратеры; 5 — направления течения лав и струйчатость в лавовых потоках; 6 — границы лавовых потоков (точки поставлены на более молодых лавых); 7 — наскальные рисунки III тысячелетия до н.э. (на рис. 65); 8 — озера Агналич и др. (на рис. 64) и Алагилляр (на рис. 65). Цифры — относительный возраст лав (от более молодых к древним)



Р и с. 65. Позднеголоценовые вулканы Синюкского нагорья Армении  
Условные обозначения см. на рис. 64



Р и с. 66. Система нарушений, возникших при Даште-Байазском землетрясении 31 августа 1968 г. [Tchalenko, Berberian, 1975]

1, 2 – разрывы и трещины, возникшие при землетрясении: 1 – направление и величина горизонтального смещения (в дм), 2 – относительное вертикальное смещение крыльев (зубчики направлены в сторону опущенного крыла); 3 – новейшие разрывы и трещины; 4 – то же, с указанием направления сдвигового смещения; 5 – области распространения четвертичных отложений

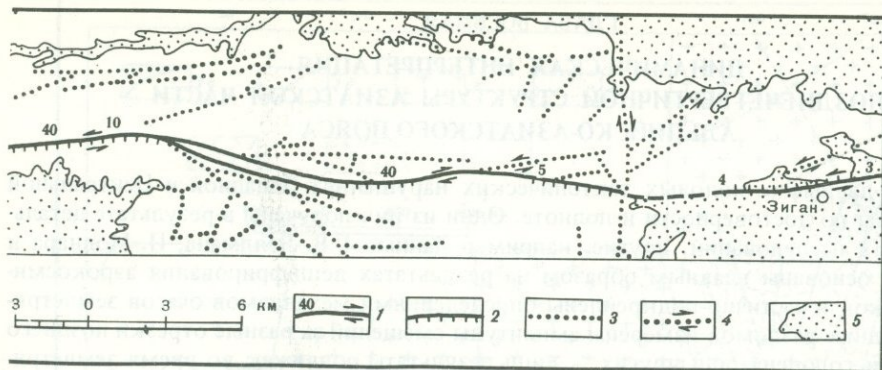
1970; Tchalenko, Berberian, 1975]. Образовалась зона нарушений шириной до 3 км и протяженностью 80 км (рис. 66; см. 16 на рис. 36). Вдоль зоны выявлен левый сдвиг до 4,5 м при переменной вертикальной составляющей, которая достигает наибольшей (2,5 м) величины в западной части зоны. Об унаследованности сейсмогенной подвижки свидетельствует расположение в зоне разлома четвертичных и более древних трещин растяжения и мелких плиоценовых сдвигов. Измерения, выполненные в 1971–1972 гг. с помощью мекометра, выявили растяжение в направлении СЗ  $306^\circ$ , т.е. продолжение таких же перемещений.

С субширотными левыми сдвигами и взбросо-сдвигами сопряжены меридиональные разрывы (см. 9, 31, 32, 33 на рис. 36). По разломам Найбанд, Чах-Сорб и Джаббар выявлены молодые правосдвиговые смещения, которые в первом случае сопровождаются сбросовой, а во втором надвиговой составляющей [Mohajer-Ashjai et al., 1975]. Установка крипметра на разломе Джаббар показала постоянное правосдвиговое перемещение в течение первых четырех месяцев 1972 г.

Характер позднечетвертичных смещений по разломам позволяет выявить направление максимального укорочения земной коры, примерно совпадающее с направлением наибольшего горизонтального сжатия. Оно близко к  $35^\circ$  [Mohajer-Ashjai et al., 1975] и совпадает с направлениями сжатия в очагах большинства крупных землетрясений региона [McKenzie, 1972; Nowroozi, 1972]. Молодые нарушения распределены неравномерно, ограничивая блоки типа Лутского и более мелких. Однако наличие таких блоков не искажает существенно кинематики и динамики развития разломов. Многие позднечетвертичные разломы обнаруживают признаки подобных движений и на более ранних стадиях неотектонического развития. Это свидетельствует о неизменности динамической обстановки структурообразования на протяжении всего новейшего этапа, что подтверждается и ориентировкой неогеновых складок [Mohajer-Ashjai et al., 1975].

#### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АРАВИЙСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТ

Сравнение позднечетвертичных структур области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит и области взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит обнаруживает много общего между этими областями. По краям обеих южных плит развиваются зоны сдвигов, левых на западных и северо-западных краях и правых на северо-восточных. Они свидетельствуют об относительном движении обеих плит к северу. Вдоль Главного современного разлома Загроса, как и вдоль Чаман-Дарваз-



Алайской системы молодых разрывов, в позднечетвертичное время продолжался рост новейших складок, вероятно сорванных с кристаллического основания. Во внутренних сегментах орогенического пояса происходили сдвиговые перемещения по субширотным разрывам, правые к северо-западу от каждой из южных плит и левые к северо-востоку от них. В этом Анатолийский сегмент аналогичен Афганскому, а Иранский — Центральноазиатскому. С левыми субширотными сдвигами Иранского сегмента, как и Центральноазиатского, сопряжены субмеридиональные правые сдвиги.

Молодые разрывы региональной системы Юго-Восточного Кавказа и Копетдага ориентированы и сочетаются друг с другом так же, как разрывы Тянь-Шаня и более восточных краевых сооружений Евразийской плиты, и указывают на ее субмеридиональное укорочение. По-видимому, Евразийская плита реагирует на относительное движение южных плит как единое целое. Вместе с тем на Юго-Восточном Кавказе и Копетдаге шире, чем в Тянь-Шане, распространены локальные системы разрывов и трещин, созданные в процессе развития отдельных складок и складчатых цепей. Поскольку складки нередко простираются не только вдоль надвигов, но и вдоль крупных сдвигов со взбросовой компонентой, ориентировка разрывов локальных систем может отличаться от региональной системы. Обилие покровных складок и соскладчатых разрывов определяется большей мощностью осадочного чехла Юго-Восточного Кавказа и Копетдага по сравнению с горными сооружениями типа Тянь-Шаня.

Принципиальное отличие северного обрамления Аравийской плиты от Индостано-Памирской — меньшие амплитуды и скорости молодых движений. Так, скорость позднечетвертичного сдвига вдоль Дарваз-Алайской зоны достигает 1–1,5 см/год, а вдоль зоны разломов Мертвого моря — лишь 0,75 см/год [Zak, Freund, 1965]. Скорость сдвига по Таласо-Ферганскому разлому приближается к 1 см/год, а по Главному Копетдагскому разлому не превышает 2 мм/год и Аджичайскому разлому Юго-Восточного Кавказа — 1 мм/год. Более слабая тектоническая активность проявляется также в уменьшении амплитуд позднечетвертичных поднятий, общей высоты гор и ширины пояса, охваченного позднечетвертичными нарушениями.

Как и в области взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит, на рассматриваемой территории выявлены различия активных структурных планов разных слоев литосферы и признаки увеличения крутизны сейсмофокальной зоны на глубине. Вместе с тем общая мощность слоя хрупких деформаций, принимаемая за мощность литосферы, на Кавказе и в других районах области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит, вероятно, не превышает 60 км, тогда как в районе Памира она достигает 250 км. Это отчасти может быть связано с меньшей скоростью сближения плит. Той же причиной можно объяснить незначительность северной миграции фронта Аравийской плиты по сравнению с Индостано-Памирской, хотя движения происходили однонаправленно, по меньшей мере с позднего миоцена.

## ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ СТРУКТУРЫ АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Изложенные данные о молодых тектонических нарушениях Западной и Центральной Азии различны по достоверности и полноте. Одни из них получены в результате детальных наземных исследований, другие, например данные Г.В. Веллмана, П. Молнара и П. Таппонье, основаны главным образом на результатах дешифрирования аэрокосмических снимков и частично подкреплены определениями механизмов очагов землетрясений. Для одних разломов измерены амплитуды смещений за разные отрезки позднего плейстоцена и голоцена, для других — лишь результаты подвижек во время землетрясений последних ста лет. Не всегда удастся с необходимой точностью установить возраст выявленных нарушений рельефа. Тем не менее приведенные данные могут служить основой для качественной и отчасти количественной оценки морфологии позднечетвертичных структур азиатской части Альпийско-Азиатского орогенического пояса, кинематики и динамики их развития [Трифонов, 1976в; Trifonov, 1978b]. Структурно-кинематические аспекты изучения молодых тектонических нарушений обобщены в заключительных разделах двух предыдущих глав. Динамическая интерпретация структурного рисунка, образованного позднечетвертичными нарушениями, основана на следующих предпосылках.

1. Источником тектонических напряжений служит сближение Аравийской и Индостано-Памирской плит с Евразийской плитой, т.е. активными являются горизонтально ориентированные напряжения относительного сжатия. Это позволяет для решения ряда задач рассматривать плоское напряженное состояние, охарактеризованное направлениями и величинами относительного сжатия  $\sigma_i$  и растяжения  $\sigma_k$  в горизонтальной плоскости. Поскольку плиты не являются абсолютно жесткими, реальная картина может быть сложнее теоретической.

2. Неоднородность, созданная предшествовавшим тектоническим развитием, обусловила появление ослабленных зон, с которыми связана локальная переориентировка напряжений.

Предлагаемая динамическая интерпретация исходит из тектонофизических положений и расчетов М.В. Гзовского [1963, 1971, 1975], П.Н. Кропоткина [1977], О.И. Гущенко [1975], П.Н. Николаева [1977, 1978] и результатов моделирования, воспроизводящих условия, подобные существующим в рассматриваемой области. К их числу относятся эксперименты М.В. Гзовского [1971] со сжатием зон ломаных и изогнутых разрывов, П. Таппонье и П. Молнара [Tapponnier, Molnar, 1976], В.Г. Гладкова и его соавторов [1972] со сжатием среды жесткими или упругими штампами разной формы и, наконец, И.В. Лучицкого, П.М. Бондаренко и В.И. Громина [1977], имитировавших воздействие на нагруженную среду расширяющейся магматической камеры.

Рассматривая распределение и характер позднечетвертичных тектонических нарушений с точки зрения тектонофизических положений и экспериментов указанных авторов, получаем следующее (рис. 67). Субмеридиональное горизонтальное сжатие, обусловленное сближением Аравийской и Индостано-Памирской плит с Евразийской плитой, реализуется вдоль границ южных плит образованием левых сдвигов северо-восточного и северо-северо-восточного и правых сдвигов северо-западного направлений, а также надвигов на субширотных участках северных фронтов плит. Поскольку плиты не являются абсолютно жесткими, деформации и смещения охватывают их краевые части шириной до первых сотен километров. Подобная система нарушений развивается и в краевой части Евразийской плиты, будучи представленной субширотными надвигами и взбросами, правыми сдвигами северо-западного и левыми северо-восточного направлений. Связь позднеальпийских разломов краевой части Евразийской плиты с субмеридиональным сжатием обосновал Л.М. Расцветаев [1972, 1973].

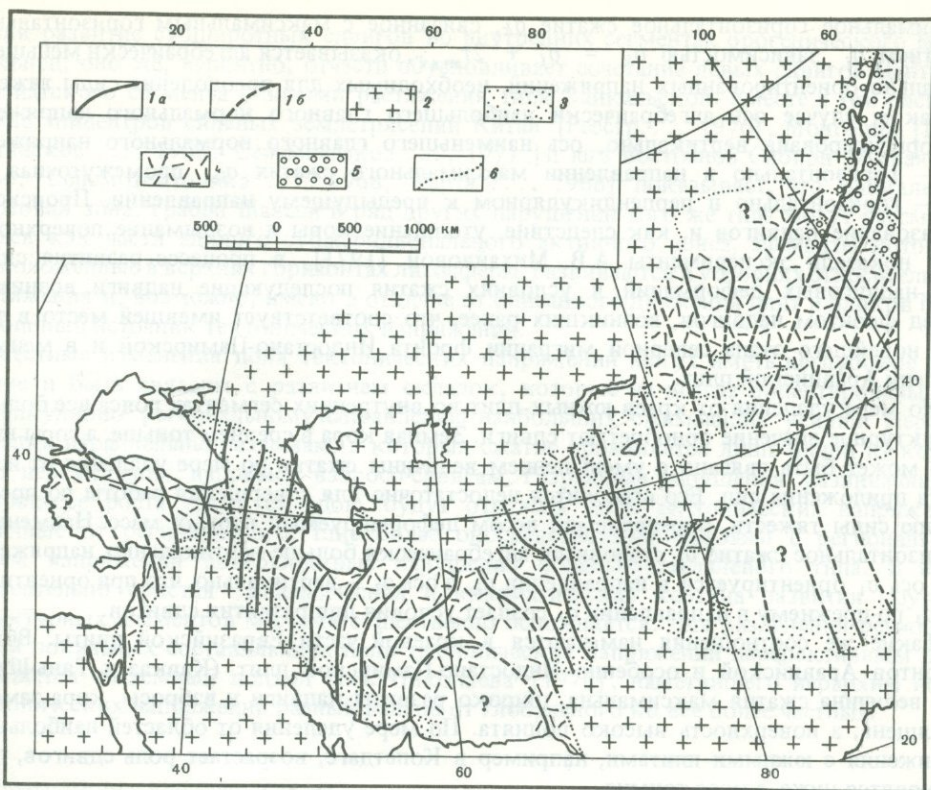


Рис. 67. Динамическая характеристика земной коры азиатской части Альпийско-Азиатского орогенического пояса в позднем плейстоцене и голоцене

1 — траектории осей наибольшего горизонтального сжатия: а — установленные по комплексу признаков, б — предполагаемые; 2 — стабильные блоки и части плит; 3–5 — области с разными формами структурной реализации тектонических напряжений: 3 — структуры сжатия с подчиненным развитием сдвигов, 4 — сдвиги с подчиненным развитием структур сжатия, реже — структур растяжения, 5 — структуры растяжения с подчиненным развитием сдвигов; 6 — границы областей 2–5

Из-за клиновидной формы Аравийской и Индостано-Памирской плит во внутренних сегментах пояса направление наибольшего горизонтального сжатия изменяется. Оно ориентировано примерно нормально к северо-западным и северо-восточным краям плит, т.е. в направлении максимального укорочения внутренних сегментов. Поэтому сдвиги, развивающиеся в направлении действия максимальных касательных напряжений  $\tau_{\max}$ , простираются здесь субширотно и субмеридионально, а зоны складчато-надвиговых нарушений — примерно параллельно соседним краям Аравийской и Индостано-Памирской плит.

Распределение и характер позднечетвертичных нарушений зависят не только от направления действия напряжений, но и от их величины<sup>1</sup>. Активные сжимающие напряжения максимальны вблизи их источника, т.е. вдоль краев плит, концентрируясь на выпуклых углах [Гзовский, 1971; Гладков и др., 1972], и прежде всего на северных флангах Аравийской и Индостано-Памирской плит. Поэтому вдоль краев южных плит, и особенно в их северных частях, сжимающие напряжения настолько велики, что даже

<sup>1</sup> Согласно сложившейся в советской тектонофизической литературе традиции, сжимающие напряжения (в том числе и созданные весом пород) считаются отрицательными. Поэтому, например, напряжение наибольшего сжатия будет отвечать алгебраически наименьшему главному нормальному напряжению  $\sigma_3$ .

минимальное горизонтальное сжатие  $\sigma_k$ , связанное с максимальным горизонтальным сжатием  $\sigma_i$  зависимостью  $\sigma_k = \sigma_i + 2\tau_{\max}$ , оказывается алгебраически меньше вертикально ориентированных напряжений, необходимых для преодоления силы тяжести. В таком случае ось алгебраически наибольшего главного нормального напряжения  $\sigma_1$  ориентирована вертикально, ось наименьшего главного нормального напряжения  $\sigma_3$  — горизонтально в направлении максимального сжатия  $\sigma_i$ , промежуточная ось  $\sigma_2$  — горизонтально в перпендикулярном к предыдущему направлению. Происходит образование надвигов и, как следствие, утолщение коры и воздымание поверхности. Как показали эксперименты А.В. Михайловой [1971], в процессе развития складчато-надвиговых деформаций в условиях сжатия последующие надвиги возникают перед фронтом надвигов, возникших ранее, что соответствует имевшей место в течение новейшего этапа северной миграции фронта Индостано-Памирской и в меньшей степени Аравийской плит.

По мере удаления от краев южных плит во внутренних сегментах пояса все большее структурное значение приобретают сдвиги. Земная кора в среднем тоньше, а горы ниже. Это может быть связано с уменьшением величины сжатия по мере удаления от источника приложения сил. Его становится недостаточно для совершения работы по преодолению силы тяжести, определяемой весом деформируемых горных масс. Наименьшее горизонтальное сжатие  $\sigma_k$  становится алгебраически больше вертикальных напряжений, т.е. ось  $\sigma_1$  ориентируется в направлении  $\sigma_k$ , а ось  $\sigma_2$  — вертикально, что при ориентировке  $\sigma_3$  по-прежнему в направлении  $\sigma_i$  создает условия для развития сдвигов.

Такие же соотношения намечаются в краевой части Евразийской плиты. Вблизи фронтов Аравийской и особенно Индостано-Памирской плит (Кавказ и Тянь-Шань), где величина сжатия максимальна, широко развиты надвиги и взбросы, кора заметно утолщена, а поверхность высоко поднята. По мере удаления от областей наибольшего сближения с южными плитами, например в Копетдаге, возрастает роль сдвигов, горы становятся ниже, а кора тоньше.

Величина работы по преодолению силы тяжести определяет и распределение напряжений в разрезе земной коры одного и того же региона.  $\sigma_1$  будет скорее ориентировано вертикально в приповерхностных слоях, где такая работа меньше, чем на глубине. Вероятно, с этим связано выявленное на Юго-Восточном Кавказе и в западной части хр. Петра Первого различие структурных планов приповерхностных слоев, где развиваются складки и надвиги, и более глубоких горизонтов, где большее значение приобретают крутые зоны нарушений с признаками сдвига. В условиях преобладания горизонтальных движений такая дисгармония может привести к срыву и скольжению на границах по-разному деформированных слоев литосферы. Признаки подобного срыва есть не только в указанных регионах, но и на Западном Копетдаге [Расцветаев, 1972], во Внешнем Загросе [Stöcklin, 1968], центральной части Афгано-Таджикской депрессии [Захаров, 1964б], Сулеймановых и Кирхтарских горах [Перфильев и др., 1973].

Общая картина осложняется локальными изменениями поля напряжений, связанными с существованием ослабленных зон, которые предопределены предшествовавшим тектоническим развитием и созданными им структурными неоднородностями. В зависимости от ориентировки таких неоднородностей могут происходить изменения простирания зоны разлома и переход, например, сдвига в надвиг или сбросо-раздвиг. Указанное явление было подробно рассмотрено А.В. Лукьяновым [1963, 1965], показавшим, как изменяется характер перемещений по разломам и участкам разломов в зависимости от их ориентировки относительно единого направления тектонических движений. Выше мы неоднократно отмечали подобные случаи при описании молодых тектонических нарушений.

Локальные неоднородности, по-видимому, определяют то обстоятельство, что на Юго-Восточном Кавказе, Копетдаге и в других регионах единая региональная система тектонических напряжений проявляется в образовании то надвигов, то сдвигов. С этим явлением может быть связано и преимущественное перед нарушениями других направ-

лений развитие субширотных сдвигов во внутренних сегментах орогенического пояса. Наконец, оно же, вероятно, отчасти обуславливает сочетание левых сдвигов Центральноазиатского сегмента с зонами растяжения типа Байкальской. Вместе с тем расположение эпицентров сильных землетрясений Китая [Реестр... , 1976], Монголии [Гоби-Алтайское... , 1963; Сейсмическое... , 1971] и юга Восточной Сибири [Живая... , 1966; Сеймотектоника... , 1968; Карта... , 1968] показывает, что Байкальская рифтовая зона, грабен Шаньси и ряд других нарушений того же типа могут рассматриваться как части единого субмеридионального активного пояса, элементы которого, расположенные в верхних горизонтах литосферы, развиваются в условиях относительного растяжения и, возможно, имеют в отличие от описанного движения плит и блоков более глубокий источник тектонических напряжений.

Местные изменения поля тектонических напряжений могут иметь неглубокое заложение и быть связаны с развитием складок, которые не всегда ориентированы перпендикулярно региональному направлению наибольших сжимающих усилий. Нередко складки параллельны разломам, в которых сжатие проявляется лишь одной из компонент перемещения, например взбросо-сдвигам. Разрывные нарушения, развивающиеся в процессе роста таких складок, будут отражать поля тектонических напряжений, отличные от регионального. Еще более опосредствованно связаны с региональным полем напряжений поверхностные нарушения обвально-оползневой типа. В итоге относительно простая динамическая и кинематическая картина развития крупных структурных элементов местами существенно осложняется. Для разделения региональной и локальных составляющих поля тектонических напряжений перспективным представляется системный подход П.Н. Николаева [1978], наметившего иерархию полей тектонических напряжений разных рангов от глобального ко все более частным.

## ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС ЗАПАДА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Подвижный пояс запада Северо-Американского континента является сегментом гигантского мегапояса активных нарушений, обрамляющих Тихий океан. Принято считать, что новейшее тектоническое развитие мегапояса определяется главным образом сжатием и сближением плит Тихого океана с соседними континентальными и океаническими плитами. Однако изучение молодых и современных нарушений показывает, что на значительном протяжении мегапояса существенной, а местами ведущей является продольная сдвиговая компонента перемещений [Кожурин, Трифионов, 1982]. Наиболее важную роль играют продольные сдвиги в новейшей структуре запада Северо-Американского континента. Здесь известно много крупных разломов, тектонически активных до сих пор. Они были ранее всего установлены и наиболее обстоятельно изучены на западе США и в соседних районах Мексики. Это определило выбор указанного региона для изучения взаимодействия плит в условиях преобладания их относительных сдвиговых перемещений.

### ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В современной американской геологической литературе фанерозойская тектоническая история запада Северной Америки рассматривается как результат взаимодействия литосферных плит Тихого океана и древней Северо-Американской платформы. Устойчивая платформенная область расположена восточнее Скалистых гор. Но обширные более западные территории имеют столь же древний гранитно-метаморфический цоколь [Кинг, 1972] и получили название неустойчивой платформы [Hamilton, Myers, 1968; Гамильтон, Майерс, 1970]. Западнее широко развиты офиолиты, а осадочные компоненты разрезов содержат признаки океанических условий образования. Эти комплексы пород были деформированы и интродированы гранитами в процессе сближения восточной части Тихого океана и Северо-Американской платформы. Общее омоложение офиолитов с востока на запад [Кинг, 1972; Irwin, 1977] соответствует последовательности наращивания гранитно-метаморфического слоя.

Окончательное становление континентальной коры на большей части территории произошло в ларамийскую эпоху. Ее особенностью было весьма пологое, почти горизонтальное положение зоны поддвижения восточной части Тихого океана под континент [Бейли, Блейк, 1969; Блейк, Джонс, 1974; Hamilton, 1978], где в связи с этим широкое распространение получили пологие надвиги [Drewes, 1978]. О пологом положении зоны поддвига свидетельствует, в частности, удаленность от ее выходов на поверхность и значительная ширина области известково-щелочного, преимущественно андезитового вулканизма, генерировавшегося во фронтальной части поддвигающейся океанической плиты [Новая . . . , 1974]. В позднем мелу — эоцене эта область достигала Скалистых гор [Snyder et al., 1976], т.е. в наиболее удаленной части, на широте Большого Бассейна, отстояла от выхода поддвига на поверхность на расстояние до 1000 км. Такое же положение занимали гранитные интрузии позднеларамийского возраста. В олигоцене ширина области известково-щелочного вулканизма постепенно сокращалась и приближалась к краю континента [Snyder et al., 1976; Stewart et al., 1977]. Она ограничивалась на севере Каскадными горами, а на юге — горами Сьерра-Мадре, но по-прежнему имела наибольшую ширину в районе Большого Бассейна. Вероятно, здесь зона поддвига сохраняла пологое залегание.

Наращивание Северо-Американской плиты блоками переработанной океанической коры востока Тихого океана и дрейф этой плиты от оси Срединно-Атлантического поднятия приводили к постепенному сокращению Восточно-Тихоокеанской океанической плиты (плиты Фараллон), т.е. к сближению зоны поддвига на краю континента с осью Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 68, А). По мнению Т. Атуотер и П. Молнара [Atwater, 1970; Atwater, Molnar, 1973], взаимодействие океанических и континентальных структур коренным образом изменилось 29 млн. лет назад, когда наиболее выступавшая к востоку часть рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия достигла края континента вблизи современных Поперечных хребтов и в зоне сочленения взаимосвязанные процессы спрединга и субдукции, вероятно, прекратились. Позднее, в конце олигоцена и начале миоцена, края континента достигли смежные части Восточно-Тихоокеанского поднятия, и в зоне сочленения стала развиваться система разломов Сан-Андреас, которая, возможно, частично наследовала позднеларамийскую зону нарушений (см. рис. 68, Б).

В соответствии с указанными изменениями происходила общая тектоническая перестройка западной части континента и формировалась новейшая структура, основные элементы которой развиваются до сих пор. Важнейшими из них являются система разломов Сан-Андреас, сопряженная с ней система нарушений Поперечных хребтов и расположенная восточнее система разломов Провинции Бассейнов и Хребтов [Гамильтон, Майерс, 1970]. На севере последней обособлен субширотный вулканический прогиб Снейк-Ривер, к северу от которого несколько зон новейших разрывов северо-западного простирания сочетается с более короткими нарушениями меридионального и северо-северо-восточного направлений [Howard et al., 1978]. К западу от них субмеридионально простирается цепь новейших вулканов Каскадных гор.

Разлом Сан-Андреас, крупнейший в одноименной системе нарушений, протягивается в северо-западном направлении более чем на 1000 км от Калифорнийского залива до мыса Мендосино. На всей обозримой длине (на северо-западе линия разлома частично скрыта под водой) разлом определяет важные черты рельефа и отчетливо дешифрируется на аэрокосмических снимках. На пересечении с Поперечными хребтами разлом изменяет направление и на протяжении 100 км простирается на запад-северо-запад. На юго-востоке разлом отгибается к югу и переходит в сложно построенный грабен Солтон-Си, продолжающийся грабенообразной депрессией Калифорнийского залива, к устью которой с юга подходит ось Восточно-Тихоокеанского поднятия [Менард, 1966]. Депрессия Калифорнийского залива возникла в результате косоугольного раздвигания северо-запад – юго-восточного раздвигания амплитудой в 260 км. Т. Атуотер и П. Молнар [Atwater, 1970; Atwater, Molnar, 1973] оценивают время раздвигания в 4,5 млн. лет, а его среднюю скорость в 5,6 см/год.

Косое растяжение Калифорнийского залива осуществляется по системе нарушений, выявленных батиметрическими и сейсмологическими наблюдениями [Rusnak et al., 1964; Molnar, Sykes, 1969]. Система представляет собой сочетание раздвигов (рифтов) северо-восточного простирания и правых сдвигов (трансформных разломов) северо-западного простирания. Такое же сочетание разрывов обнаружено в грабене Солтон-Си [Elder et al., 1972]. Раздвигание привело к утонению континентальной коры в трого Солтон-Си и на севере Калифорнийского залива и к ее разрыву в его южной части [Гамильтон, Майерс, 1970].

Северо-западное продолжение разлома Сан-Андреас трассируется на шельфе батиметрическими, геофизическими и сейсмологическими наблюдениями. Возле мыса Мендосино разлом резко заворачивает на запад и переходит в обращенный к северу уступ Горда. Континентальный склон смещен вдоль этой границы вправо примерно на 100 км [Hamilton, Myers, 1968; Гамильтон, Майерс, 1970]. Наряду с этим южное крыло разлома вздернуто на 1,5 км и, возможно, надвинуту к северу.

Уступ Горда находится на простирании субширотного океанического разлома Мендосино, уступ вдоль которого в отличие от уступа Горда обращен к югу. От разлома Мендосино протягивается на север система рифтов (Горда, Хуан-де-Фука) и трансформ-

ных разломов, расположенных подобно нарушениям Калифорнийского залива, но более крупных.

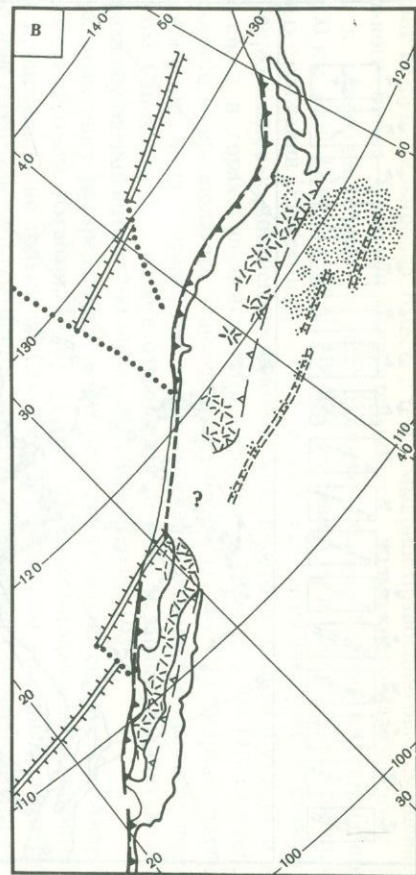
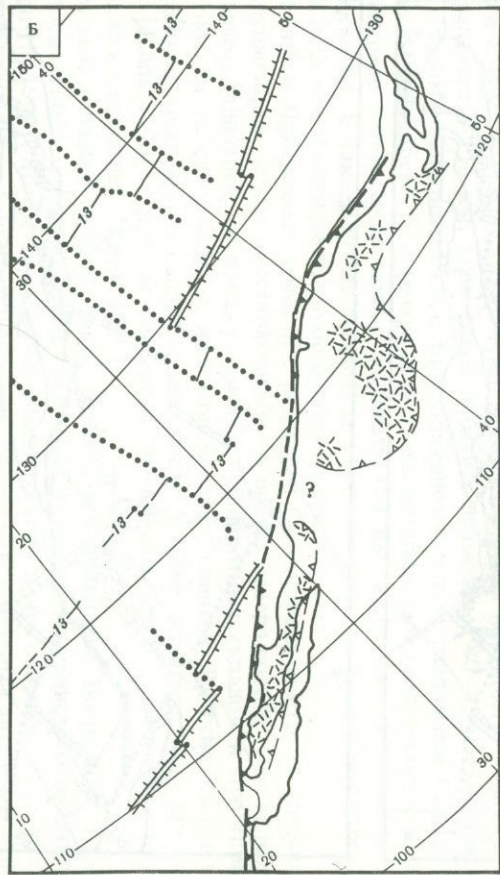
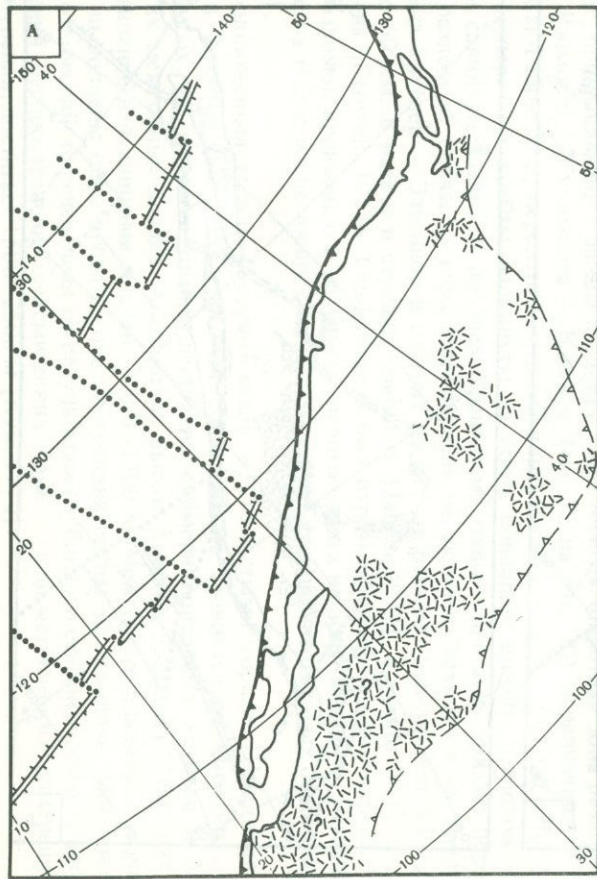
М.Л. Хилл и Т.У. Диббли [Hill, Dibblee, 1953] систематизировали разнообразные признаки горизонтальных перемещений по разлому Сан-Андреас и показали, что в течение длительного времени он развивался как правый сдвиг. Длительность развития проявляется в том, что комплексы отложений и другие геологические образования смещены вдоль разлома на все большие расстояния по мере увеличения их возраста. Дальнейшие исследования подтвердили правильность этих выводов и уточнили амплитуды движений на разных участках разлома за разные отрезки времени. Так, эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые слои в Поперечных хребтах смещены на 3–8 км [Кинг, 1969]. Фации галечников на юге Большой Долины смещены на 16 км [Пушаровский, Меланхолина, 1963]. Фации конгломератов верхнего плиоцена сдвинуты в Центральной Калифорнии на 28 км [Proceedings . . . , 1968, p. 191–207]. Нижнеплиоценовый оползень францисканских отложений смещен относительно места отрыва примерно на 55 км [Proceedings . . . , 1968, p. 121–122]. Распределение фаций и зоогеографических провинций позднего олигоцена и миоцена Северной Калифорнии показало [Proceedings . . . , 1968, p. 144–165], что верхнеолигоценовые отложения смещены на 300 км, нижнемиоценовые — на 260, среднемиоценовые — на 200 и верхнемиоценовые — на 120 км. Фосфоритносные сланцы нижнего миоцена испытали смещение на 270 км [Proceedings . . . , 1968, p. 181–182].

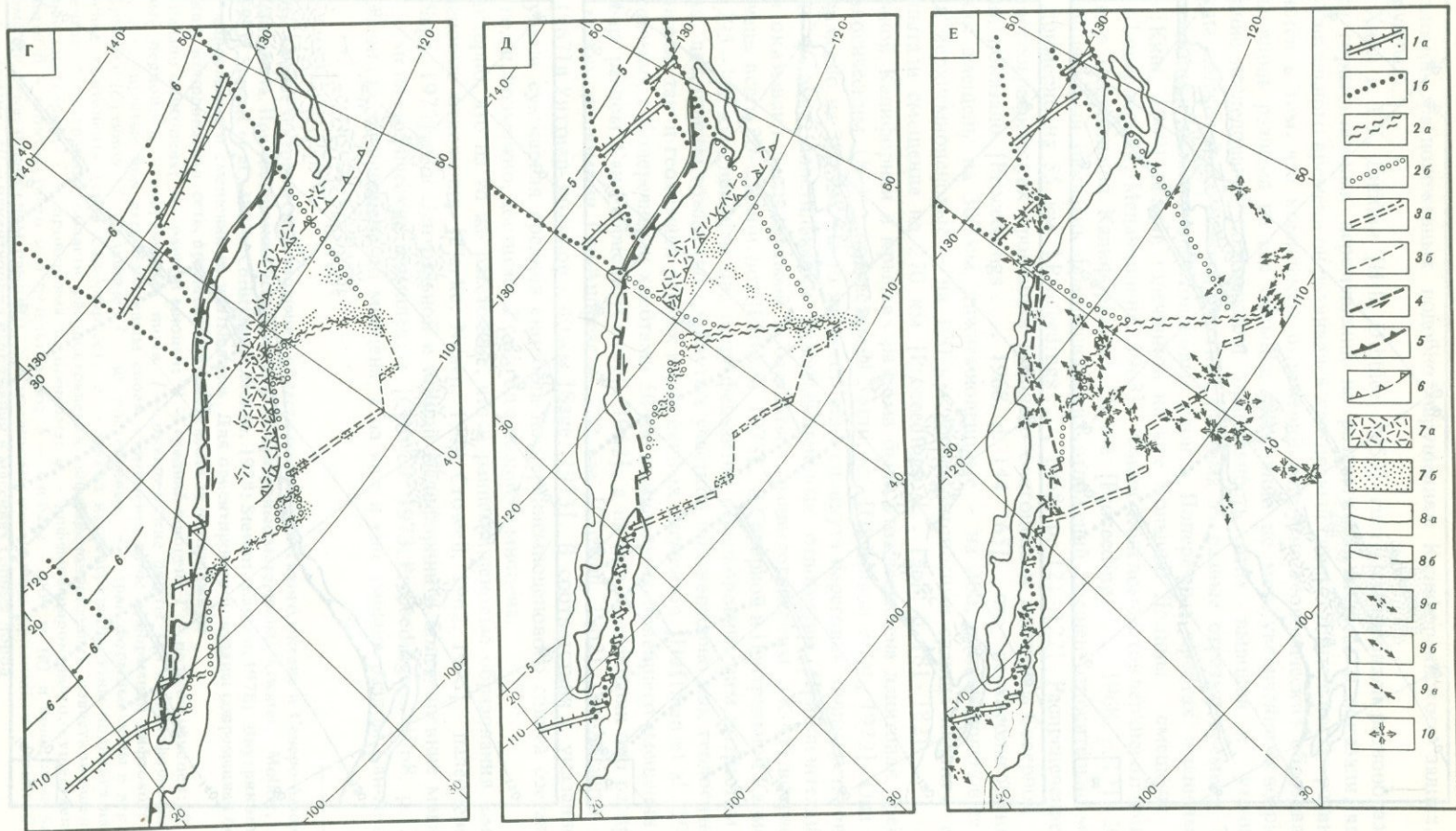
В Южной Калифорнии в крыльях разлома была отождествлена дацитовая брекчия с радиологическим (K-Ar) возрастом 21,5 млн. лет [Dickinson et al., 1972]. Она смещена примерно на 300 км. На то же расстояние сдвинута береговая линия, установленная по фациям подстилающих нижнемиоценовых отложений. Приблизительно на 300 км оказываются сдвинутыми и базальты с радиологическим (K-Ar) возрастом 17–25, чаще всего 20–22 млн. лет [Crowell, 1973]. В Северной и Центральной Калифорнии на 295–300 км сдвинуты два поля фельзитов с радиологическим возрастом 22–23,5 млн. лет, причем тождество сдвинутых участков подтверждено как геологически данными, так и геохимией редких и рассеянных элементов [Huffman et al., 1973]. На пересечении с Поперечными хребтами 50 км выявленного новейшего смещения приходится на разлом Сан-Габриель [Crowell, 1962], а на юге Калифорнии оно распределяется между разломами Сан-Андреас — 260 км [Crowell, 1962], Сан-Хасинто — 24 [Sharp, 1967] и Уиттиер-Эльсинор — 40 км [Sage, 1973]. В соответствии с указанными амплитудами суммарная средняя скорость послераннемиоценового сдвига составляет 1,5 см/год и, возможно, достигает 2 см/год с позднего миоцена.

Характерно, что на то же расстояние, что и раннемиоценовые образования, смещены эоценовые отложения [Clarke, Nilsen, 1973; Crowell, 1962, 1973], палеоценовые слои [Sage, 1973], а в Центральной и Южной Калифорнии и более древние магматические и метаморфические комплексы [Crowell, 1973; Proceedings . . . , 1968, p. 208–211]. Очевидно, с палеоцена до миоцена, а на юге и еще раньше разлом Сан-Андреас

Рис. 68. Схемы тектонической эволюции области сочленения Тихого океана и Северо-Американского континента. При составлении использованы литературные материалы [Atwater, Molnar, 1973; Smith, 1977; Stewart et al., 1977; Christiansen, McKee, 1978; Stewart, Carlson, 1978]. Внутриконтинентальные деформации и смещения не учитывались. Для ориентировки показаны современная береговая линия и координатная сеть, принятая для континента за неподвижную

А — начало олигоцена; Б — ранний миоцен; В — средний миоцен; Г — поздний миоцен; Д — четвертичный период; Е — современная эпоха. 1 — океанические рифты (а) и трансформные зоны (б); 2, 3 — скрытые под верхнекоревым слоем континента зоны деформаций рифтового (а) и трансформного (б) типов: 2 — главные, 3 — второстепенные; 4 — трансформные зоны в верхнекоревом слое континента (типа Сан-Андреас); 5 — выход на поверхность зоны поддвига на краю континента; 6 — граница области распространения дифференцированных известково-шелочных вулканических серий; 7 — проявления вулканизма: а — дифференцированного, существенно андезитового, б — контрастного или базальтового; 8 — изобата —2000 м (а) и полосовые магнитные аномалии с указанными номерами (б); 9 — механизмы очагов землетрясений: а — сдвиг, б — растяжение, в — сжатие; 10 — ориентировка напряжений в массивах горных пород





как сдвиг не функционировал. Вместе с тем суммарное правостороннее смещение континентального блока Салиниан относительно его возможного мезозойского продолжения в северо-восточном крыле разлома — блока Сьерра-Невада оценивается в 500–700 км [Hill, Dibblee, 1953]. На 500 км сдвинуты в Северной Калифорнии фации меловых отложений [Proceedings..., 1968, p. 123–129] и на такое же расстояние разобщены верхнемеловые—нижнепалеогеновые конгломераты района Гуалали и источники их сноса в горах Сан-Эмигдио [Proceedings..., 1968 p. 130–143; Crowell, 1973]. Это позволяет предполагать существование проторазлома Сан-Андреас, который развивался в конце мела — начале палеогена, на севере примерно совпадал с современным разломом Сан-Андреас, а на юге отклонялся от него к западу. Амплитуда сдвига по проторазлому оценивается в 200–400 км [Nilsen, Clarke, 1975].

Иную трактовку распределения и возраста движений по системе Сан-Андреас предлагает С. А. Грэхем [Graham, 1978]. По его данным, миоценовые сдвиговые перемещения происходили не только по Сан-Андреасу и другим упоминавшимся разломам, но и по зоне разломов Сан-Грегорио — Хосгри, оперяющей Сан-Андреас с юга и примыкающей к нему в районе г. Сан-Франциско. Амплитуда новейшего сдвига по этой зоне определена в 115 км. Если к ней добавить возможные 40–43 км новейшего сдвига по разлому Ринконада-Рилиз, расположенному между разломами Сан-Грегорио — Хосгри и Сан-Андреас, то суммарное послераннемиоценовое правое смещение по системе разломов Сан-Андреас может достигать 460 км, а средняя скорость движения — 2,5–3 см/год. В таком случае амплитуда сдвига по проторазлому Сан-Андреас не превышала 200 км, и возможно, что он вообще не существовал.

В области Поперечных хребтов с разломом Сан-Андреас сочетается сложная система нарушений, в целом простирающаяся на восток-северо-восток. Она выражена значительным поднятием региона, развитием субширотных складок и простирающихся широтно или на северо-восток надвигов и левых сдвигов. Развитие складок и поднятие Поперечных хребтов происходило после раннего, а скорее, после среднего миоцена [Jahns, 1973], причем последняя значительная фаза складчатости приходится на средний плейстоцен [Кинг, 1969].

Крупные разломы системы также развивались с миоцена. По разлому Гарлок смещен влево на 65 км пояс позднемезозойских (?) даек тонкозернистого диорит-порфирита [Smith, 1962]. Тожество разобщенных отрезков пояса основано на сходстве состава, простираения и ширины отдельных даек и всего пояса. Разлом Санта-Инес — широтный надвиг, примыкающий с запада к сдвигу Сан-Габриель. Широтная зона разломов Малибу — Рэймонд — Кукамонда — Баннинг (см. 12 на рис. 70) ограничивает с юга разлом Сан-Габриель и, вероятно, смещена вправо вдоль разлома Сан-Хасинто. По этой зоне Поперечные хребты надвинуты на борта новейших впадин, расположенных южнее, и сдвинуты влево. С позднемиоценовым этапом сдвигания связана перестройка сети разломов. Сейчас разлом Сан-Габриель не активен, находится на продолжении разлома Уиттиер — Эльсинор и отстоит на юге от разлома Сан-Андреас на расстояние около 60 км. В начале и середине миоцена [Jahns, 1973], а может быть, и до конца миоцена [Crowell, 1973] Сан-Габриель был отрезком разлома Сан-Андреас. Разобщение разломов произошло в результате левого сдвига по зоне Малибу — Баннинг. Примерно на такую же величину смещены вдоль нее фации палеогеновых отложений [Sage, 1973].

Расположенная между Сьерра-Невадой и Скалистыми горами Провинция Бассейнов и Хребтов представляет собой совокупность сравнительно коротких, нередко изогнутых, но в целом преимущественно субмеридиональных хребтов и разделяющих их межгорных впадин. Абсолютная высота хребтов достигает 2500–3000 м, а их превышение над днищами впадин — 500–1500 м. Межгорные впадины в значительной мере выполнены обломочным, отчасти вулканическим материалом. Мощность новейших отложений, определенная по результатам глубинного сейсмического зондирования, изучения распространения сейсмических волн, гравиметрических измерений и данных бурения, достигает 1500–2500 м [Кук, 1970].

Дж. К. Джильберт [Gilbert, 1890, 1928] показал, что современная структура и рельеф Провинции Бассейнов и Хребтов возникли в результате новейших блоковых движений. Хребты отвечают горстам, а впадины — грабенам. Суммарное вертикальное смещение по разделяющим их сбросам, например по разлому Уосач на восточном краю Провинции Бассейнов и Хребтов, может достигать 4000 м. Некоторые хребты асимметричны и ограничены сбросами лишь с одной стороны. Поверхности таких хребтов, нередко бронированные покровами игнимбритов, полого (до  $15^\circ$ ) наклонены от пограничных сбросов, очерчивая систему анатетических горстов [Лукьянов, 1965], подобных тем, которые упоминались при описании северо-западной части рифтовой зоны Исландии. Залегание слоев во впадинах, как правило, пологое. Ф. Б. Кинг [1969] отмечает наклон осадочных пластов на краях отдельных впадин к их центру, но это может быть первичным наклоном континентальных обломочных серий. В озерных отложениях встречаются оползневые дислокации. Элементы новейшей структуры описанного типа наблюдаются на обширной территории от Колумбийского плато и восточного обрамления батолита Айдахо до Северной Мексики, но наиболее полно представлены и активно развиваются сейчас в Большом Бассейне. Севернее прогиба Снейк-Ривер они проявлены слабо и постепенно затухают [Кинг, 1969, 1972], а южнее Поперечных хребтов в основном утратили активность еще в миоцене [Гамильтон, Майерс, 1970]. Обособленный пояс узких преимущественно миоценовых грабенов протягивается на 700 км вдоль р. Рио-Гранде, ограничивая с востока слабо деформированный платформенный блок плато Колорадо. Наряду с блоковыми подвижками отмечается значительное, не менее 2 км, новейшее сводовое поднятие Большого Бассейна. Локальные поднятия, более молодые, чем миоценовые сбросы, выделены южнее, на границе Калифорнии и Аризоны [Hamilton, 1978].

Сбросы Большого Бассейна наклонены под углами  $40-80^\circ$  [Gilluly, 1963], т. е. наряду с вертикальной составляющей движения имели компоненту растяжения. Результаты измерений наклонов сбросов на поверхности не позволяют говорить о растяжении более первых десятков километров. Но ряд исследователей приводят данные и соображения о выполаживании сбросов с глубиной. [Moore, 1960; Proffett, 1977]. В таком случае величина растяжения может быть существенно больше. У. Гамильтон [Hamilton, 1978] оценивает ее, сопоставляя мощности земной коры под Большим Бассейном и плато Колорадо. Если под плато Колорадо мощность коры типична для Северо-Американской платформы и составляет около 40 км, то под Большим Бассейном она сокращена до 25–30 км [Кук, 1970; Pakiser, 1963; Hill, Pakiser, 1967; Warren et al., 1973; Thompson, Burke, 1974]. Считая сокращение мощности коры под Большим Бассейном вторичным и обусловленным растяжением, У. Гамильтон приходит к выводу, что растяжение могло достигать 30% современной ширины Большого Бассейна, т. е. 100–150 км. Близкие величины растяжения приводит У. Гамильтон для южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Дж. А. Томпсон [Thompson, Burke, 1974] оценивает величину растяжения коры Большого Бассейна в 100 км. Преобладание субмеридиональных сбросов указывает на преимущественно широтное направление растяжения. Это согласуется с появлением правосдвиговой компоненты смещений у разломов, простирающихся на северо-запад [Stewart et al., 1968; Гамильтон, Майерс, 1970]. Правые сбросо-сдвиги северо-западного простираения обнаружены и севернее Большого Бассейна — на западе Высоких лавовых равнин [Lawrence, 1976].

Новейшая блоковая структура Провинции Бассейнов и Хребтов возникла после пенепленизации складчатых сооружений ларамийской эпохи. По данным Т. Б. Нолана [Nolan, 1943], в современном рельефе выражены лишь послесреднемиоценовые смещения, но дробление и движение блоков, возможно, началось раньше. Ранне-среднемиоценовые сбросы северо-северо-западного простираения зафиксированы в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов на границе Калифорнии и Аризоны [Eaton, 1979]. С середины миоцена развивались сбросы Большого Бассейна, простирающиеся меридионально, реже — на северо-восток. Центральная часть Большого Бассейна посте-

ленно утрачивала активность и процессы сбросообразования все более сосредоточились на его западном и восточном краях, где некоторые хребты возникли лишь в плиоцен-четвертичное время и сохранили отчетливо выраженную блоковую структуру донныне.

Заложение и развитие новейшей структуры сопровождалось вулканизмом, проявления которого группируются в три основных типа. Два первых унаследованы от более ранних эпох. Один из них, представленный на западе штатов Орегон и Вашингтон США, характеризовался подводными извержениями базальтов на океанической коре [Меланхолина, 1964; Гамильтон, Майерс, 1970]. Базальты, вероятно, формировались на гребне и склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия и в составе океанической плиты Фараллон смещались в сторону континента, край которого проходил восточнее, чем сейчас. Извержения продолжались до первой половины миоцена, после чего область распространения базальтов частично испытала поднятие и слабую складчатость и прилепилась к континентальной плите. Более молодые океанические базальты, позднемиоцен-четвертичные, согласно интерпретации полосовых магнитных аномалий [Menard, 1978], слагают поверхность плиты Фараллон западнее края континента.

Другой унаследованный тип новейшего вулканизма характеризуется извержениями известково-щелочного базальтового, андезитового, в меньшей степени риолитового состава, происходившими, вероятно, в условиях поддвижения океанической плиты под край континента. По сравнению с предшествовавшей эпохой отмечаются значительные, прогрессивно нарастающие изменения (см. рис. 68, Б, В, Г. Д.). После резкого спада вулканизма 20–17 млн. лет назад [McKee et al., 1970] область известково-щелочного вулканизма ограничилась узкой полосой Каскадных гор, Калифорний и Калифорнийского полуострова [Пушаровский, Меланхолина, 1963; Меланхолина, 1964; Кинг, 1969; Gastil, 1973; Stewart et al., 1977]. Характерно крайне слабое распространение известково-щелочного вулканизма на юге Калифорнии и севере Калифорнийского полуострова, т. е. в тех местах, где раньше всего произошло смыкание Восточно-Тихоокеанского поднятия с Северо-Американским континентом и прекратился режим субдукции.

15 млн. лет назад известково-щелочной вулканизм затухает на юге Калифорнийского полуострова, а к концу миоцена — на большей части Калифорнии и сохраняется лишь в Каскадных горах, где распространяется до Британской Колумбии [Кинг, 1969]. Цепь четвертичных вулканов Каскадных гор располагается несколько восточнее предыдущих. Вулканическая деятельность продолжается в позднем плейстоцене и голоцене. Последнее извержение произошло в начале XX в. в районе Лассен Северной Калифорнии. Состав извергнутого материала и отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  [Craig et al., 1978] типичны для андезитовых поясов островных дуг и континентальных окраин. В 1980 г. извергался вулкан Сент-Хеленс.

Таким образом, в течение последних 20 млн. лет область известково-щелочного вулканизма на краю Северо-Американского континента прогрессивно сокращалась по мере прекращения режима субдукции и преобразования границы континента и океана в сдвиговую систему Сан-Андреас. Но это сокращение отставало на несколько миллионов лет от преобразования границы плит. Можно думать, что развитие очагов известково-щелочного вулканизма обладает своего рода "инерцией", позволяющей им продолжать развитие некоторое время после того, как условия для генерации магмы исчезают.

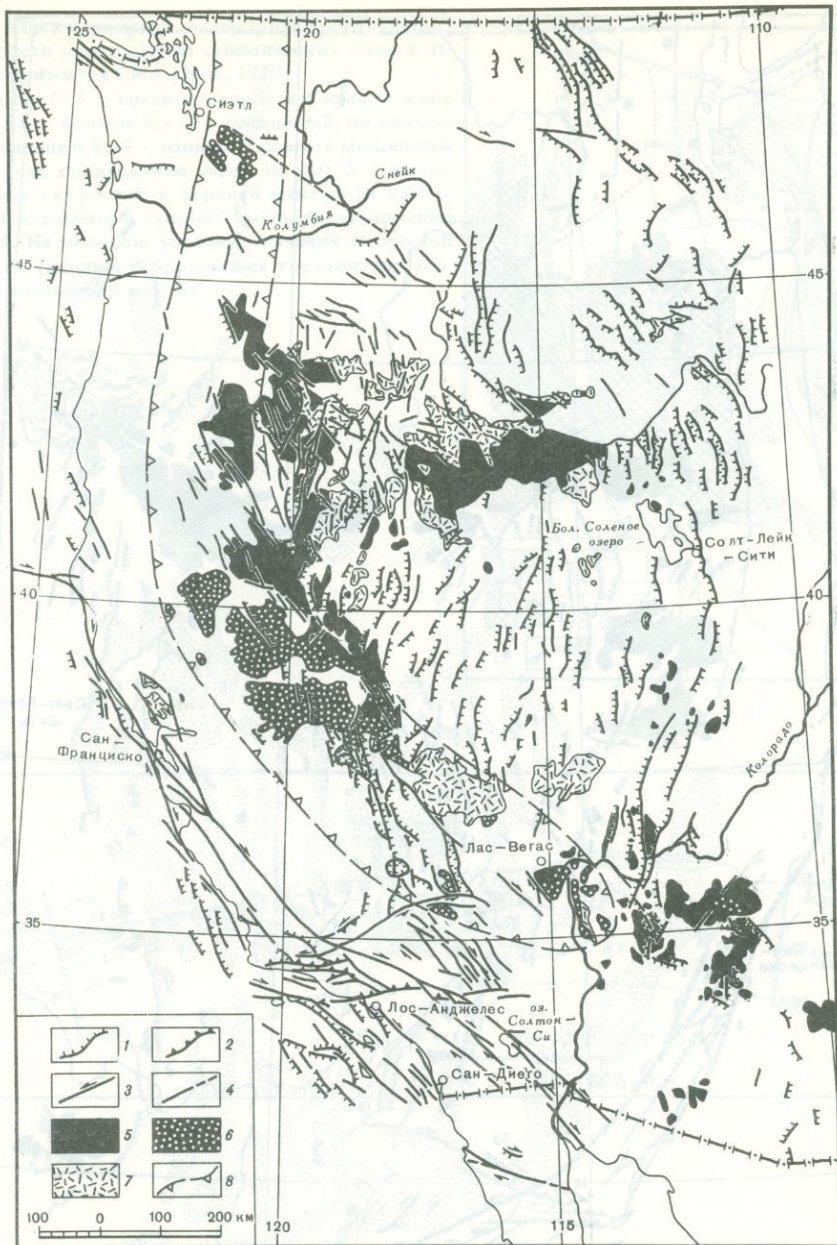
Третий, новый тип вулканизма характерен для Провинции Бассейнов и Хребтов и Колумбийского плато [Christiansen, McKee, 1978]. Здесь формируются базальтовые и контрастные (риолит-базальтовые) вулканические серии. В интервале 25–17 млн. лет назад указанный тип вулканизма охватывал лишь южные районы Провинции, позднее утерявшие свою активность (Snyder et al., 1976), т. е. те районы, где прежде всего прекратился режим субдукции на краю континента. 17–14 млн. лет назад, когда сдвиговая система Сан-Андреас распространилась в Центральную Калифорнию, базальтовый вулканизм также распространился к северу, причем он был щелочным и ограниченным по объему в Большом Бассейне, менее щелочным и более обильным на плато

Южного Орегона и Высоких лавовых равнин и толеитовым и чрезвычайно обильным на Колумбийском плато [Christiansen, McKee, 1978]. Зоне базальтовых извержений, по-видимому, соответствует дайковый пояс, протягивающийся на северо-северо-восток ( $340^\circ$ ) через Неваду и Колумбийское плато и выраженный в рисунке магнитных аномалий [Stewart et al., 1975; Zoback, Thompson, 1978; Mabey et al., 1978; Christiansen, McKee, 1978]. Дайки и сохранившиеся на юге Провинции Бассейнов и Хребтов миоценовые сбросы того же направления свидетельствуют о том, что первоначально возникшие структуры растяжения здесь простирались почти параллельно системе Сан-Андреас, по которой в то время значительных сдвиговых перемещений, возможно, не происходило.

14 млн. лет назад распределение и отчасти состав вулканизма в рассматриваемой области изменились [Christiansen, McKee, 1978]. Наряду с обогащенными калием базальтами значительное распространение получили риолиты. Ранее возникший дайковый пояс прекратил развиваться. Одновременно замерла деятельность вулканов на Колумбийском плато и в центре Большого Бассейна. Вулканизм сместился к западному и восточному краям последнего, где в это время активно формировались и развивались сбросы (рис. 69, 70). В соответствии с такой миграцией происходила двойная миграция вулканизма в субширотной области Высоких лавовых равнин. Здесь возраст контрастного вулканизма последовательно омолаживается как к западу — в направлении Каскадных гор, так и к востоку — в направлении Йеллоустонского парка. В каждом участке вулканизм начинался маломощными базальтовыми излияниями и извержениями риолитов, которые со временем сменялись базальтовым вулканизмом. Восточная часть зоны Высоких лавовых равнин — прогиб Снейк-Ривер — характеризуется большими объемами извергнутого материала, чем западная часть зоны. Напротив, в Большом Бассейне наибольшие объемы сосредоточены на западном краю, где местами вулканизм продолжался до конца плейстоцена или голоцена. Следы близкого по типу контрастного вулканизма, представленного щелочными базальтами, риодацитами и дацитами с радиологическим возрастом 14–3 млн. лет, сохранились по берегам Калифорнийского залива [Gastil, 1973]. Этот вулканизм предшествовал интенсивному раздвиганию и формированию депрессии залива и отчасти сопровождал их.

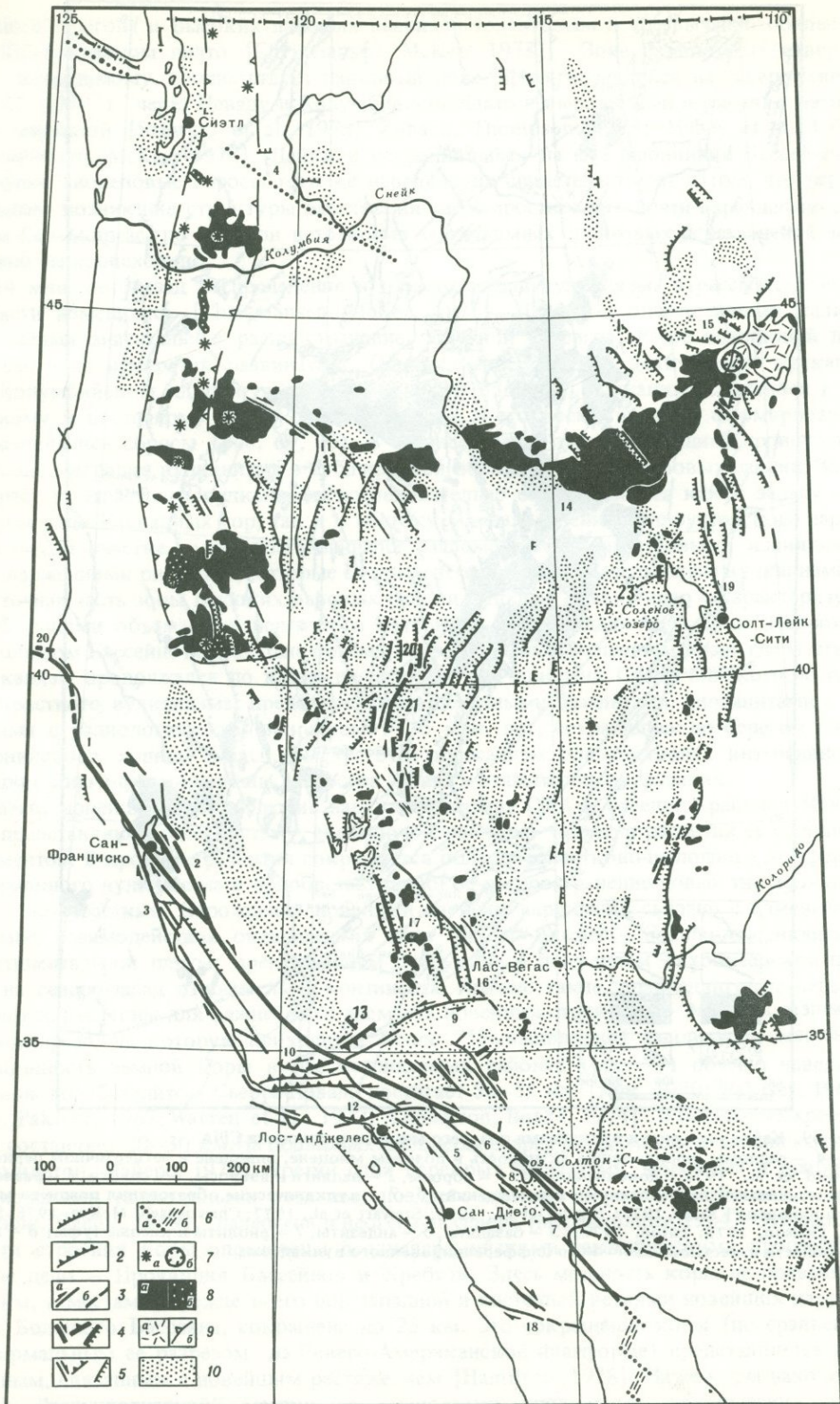
Итак, новейшие тектонические нарушения запада США и соседних районов Мексики представляют собой систему, связанную единством времени развития ее основных элементов. В процессе развития сокращается область известково-щелочного дифференцированного вулканизма и приобретает широкое распространение новый тип вулканизма — контрастный. Зарождение новейшей системы нарушений связано с изменением режима взаимодействия океанических плит Тихого океана и Северо-Американской континентальной плиты: прекращением субдукции и движением Тихоокеанской плиты на северо-запад относительно континента. Именно такие, правосдвиговые перемещения характерны для важнейшего элемента новейшей структуры — системы разломов Сан-Андреас, на которую приходится около 75% выявленной амплитуды смещений.

Мощность земной коры в рассматриваемых районах (рис. 71) обычно невелика и лишь под батолитом Сьерра-Невада достигает 50–55 км [Кук, 1970; Pakiser, 1963; Hill, Pakiser, 1967; Warren et al., 1973; Thompson, Burke, 1974]. В Береговых хребтах она составляет 20–30 км. На обширных площадях разрез коры близок к океаническому [Гамильтон, Майерс, 1970]: третий слой перекрыт базальтами, морскими и прибрежно-морскими терригенными осадками позднего мезозоя и раннего кайнозоя на юге [Бейли, Блейк, 1969], палеогена и неогена на севере [Меланхолина, 1964]. Эти особенности строения коры определены позднеларамийскими тектоническими процессами. Иное дело — Провинция Бассейнов и Хребтов. Здесь мощность коры не превышает 35 км, а местами, прежде всего под западной и восточной ветвями новейших нарушений Большого Бассейна, сокращена до 25 км. Это сокращение коры (по сравнению с нормальным ее разрезом на Северо-Американской платформе) представляется вторичным, связанным с новейшим растяжением [Hamilton, 1978]. Ниже коры находится слой "разуплотненной" мантии со скоростями продольных сейсмических волн



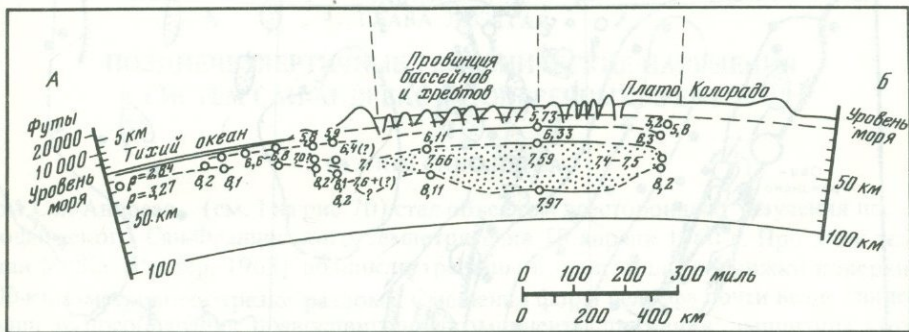
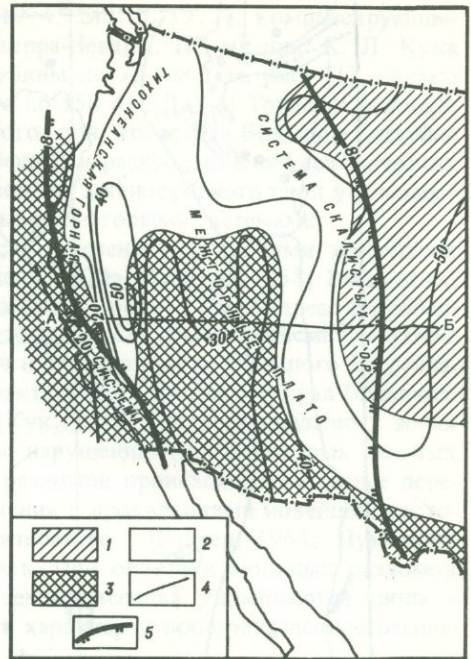
Р и с. 69. Карта разломов и вулканизма позднего миоцена и плиоцена США

1-4 - разломы, проявившие активность в позднем миоцене, плиоцене и четвертичном периоде [Howard et al., 1978; с дополнениями]: 1 - сбросы, 2 - надвиги и взбросы, 3 - сдвиги, 4 - разломы с невыясненными направлениями перемещений; 5-7 - вулканические образования позднего миоцена и плиоцена [Кинг, 1972; Snyder et al., 1976; Stewart et al., 1977; Christiansen, McKee, 1978; Stewart, Carlson, 1978; Eaton, 1979]: 5 - базальты, 6 - андезиты, 7 - риолиты и кислые туфы; 8 - граница области известково-щелочного дифференцированного вулканизма



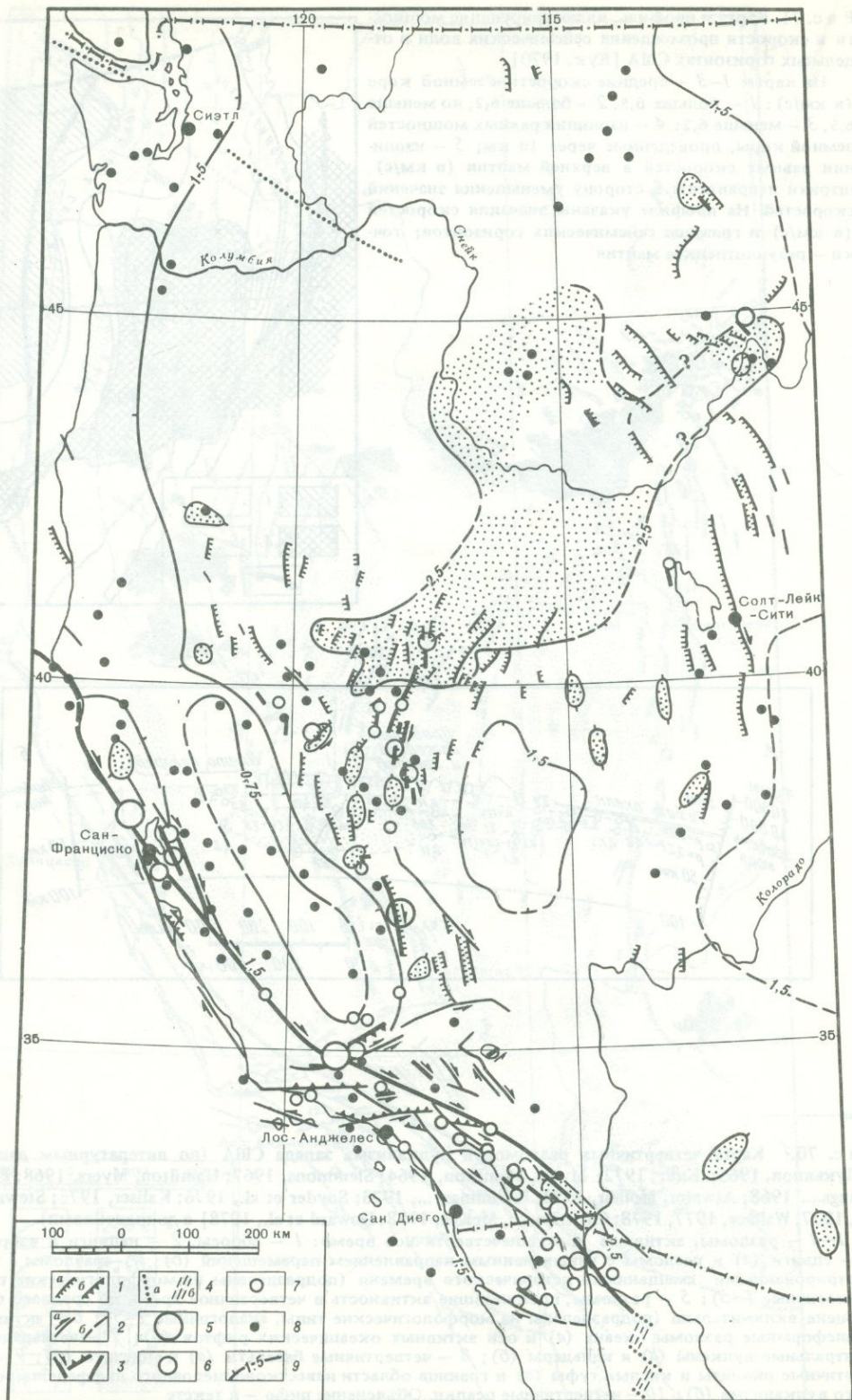
Р и с. 71. Карта и профиль, иллюстрирующие мощности и скорости прохождения сейсмических волн в отдельных горизонтах США [Кук, 1970]

На карте: 1-3 – средние скорости в земной коре (в км/с): 1 – больше 6,5, 2 – больше 6,2, но меньше 6,5, 3 – меньше 6,2; 4 – изолинии равных мощностей земной коры, проведенные через 10 км; 5 – изолинии равных скоростей в верхней мантии (в км/с), штрихи направлены в сторону уменьшения значений скоростей (в км/с) и границы сейсмических горизонтов; точки – разуплотненная мантия



Р и с. 70. Карта четвертичных разломов и вулканизма запада США (по литературным данным [ Лукьянов, 1965; Кинг, 1972; Myers, Hamilton, 1964; Slemmons, 1967; Hamilton, Myers, 1968; Proceedings..., 1968; Atwater, Molnar, 1973; Preliminary..., 1973; Snyder et al., 1976; Kaliser, 1976; Stewart et al., 1977; Wallace, 1977, 1978; Christiansen, McKee, 1978; Howard et al., 1978] с дополнениями)

1-3 – разломы, активные в позднечетвертичное время: 1 – сбросы, 2 – надвиги и взбросы, 3 – сдвиги (а) и разломы с невыясненным направлением перемещений (б); 4 – разломы с зарегистрированными смещениями исторического времени (подразделены на морфологические типы, аналогичные 1-3); 5 – разломы, проявлявшие активность в четвертичное время до среднего плейстоцена включительно (подразделены на морфологические типы, аналогичные 1-3); 6 – активные трансформные разломы океана (а) и оси активных океанических рифтов (б); 7 – четвертичные центральные вулканы (а) и кальдеры (б); 8 – четвертичные базальты (а) и андезиты (б); 9 – четвертичные риолиты и кислые туфы (а) и граница области известково-щелочного дифференцированного вулканизма (б); 10 – четвертичные осадки. Объяснение цифр – в тексте



7,5–7,8 км/с [Кук, 1970; Thompson, Burke, 1974; Smith, 1977], компенсирующий воздымание Большого Бассейна и отчасти Сьерра-Невады. По мнению К. Л. Кука [1970], "разуплотненный" слой охватывает глубины до 70 км (см. рис. 71), однако большинство исследователей распространяют его до 150 км. Дж. А. Томпсон [Crough, Thompson, 1977] считает его частью астеносферного слоя, который в Большом Бассейне непосредственно подстилает земную кору. Особенности распространения сейсмических волн, установленные по ним утонение коры и подъем астеносферного слоя указывают на сходство Большого Бассейна с континентальными рифтовыми системами.

Области современной тектонической активности отмечены скоплениями эпицентров землетрясений [Рихтер, 1963; Кук, 1970; Томпсон, 1970; Woollard, 1958; Irwin et al., 1975]. Высокой сейсмической активностью отличается система Сан-Андреас и особенно отдельные участки зоны разлома Сан-Андреас (рис. 72). Высокосейсмичны также некоторые зоны нарушений Поперечных хребтов и западной части Большого Бассейна. Менее высокая, но устойчивая сейсмичность характерна для восточного края Большого Бассейна – Межгорного сейсмического пояса [Кук, 1970]. Во всех указанных зонах отмечаются и позднечетвертичные тектонические нарушения. При некоторых сильных землетрясениях исторического времени вдоль разломов происходили заметные перемещения поверхности. Их описания и сопоставления с проявлениями новейших тектонических движений опубликованы в нашей литературе [Рихтер, 1963; Лукьянов, 1963, 1965], и нет необходимости их повторять. При описании молодых разломов подвижки при катастрофических и сильных землетрясениях упоминаются лишь в тех случаях, когда они помогают лучше понять характер и пространственное распределение молодых тектонических движений.

## ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

### ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ СИСТЕМ САН-АНДРЕАС И ПОПЕРЕЧНЫХ ХРЕБТОВ

#### РАЗЛОМ САН-АНДРЕАС

Разлом Сан-Андреас (см. 1 на рис. 70) стал объектом всестороннего изучения после катастрофического Сан-Францисского землетрясения 18 апреля 1960 г. При этом землетрясении  $M=8,3$  [Рихтер, 1963] возникли трещины и произошли подвижки поверхности на 400-километровом отрезке разлома. Смещения форм рельефа почти везде свидетельствовали о преобладании правосдвиговой компоненты движения, амплитуда которой достигала 5 м [Lawson et al., 1908; Wallace, 1949]. Геодезические наблюдения, выполненные после землетрясения, подтвердили правый сдвиг [Reid, 1910]. В дальнейшем обнаружилось, что и при других землетрясениях в зоне разлома происходили правосдвиговые перемещения. Об этом же говорит и анализ первых вступлений сейсмичес-

Рис. 72. Карта позднечетвертичных разломов, сейсмичности и теплового потока запада США (по литературным данным [Томпсон, 1970; Myers, Hamilton, 1964; Slemmons, 1967; Hamilton, Myers, 1968; Proceedings..., 1968; San Fernando Earthquake, 1971; Borrego..., 1972; Atwater, Molnar, 1973; Preliminary..., 1973; Allen, 1975; Kaliser, 1976; Lachenbruch, Sass, 1977; Wallace, 1977, 1978; Howard et al., 1978] с дополнениями)

1, 2 – разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене: *a* – сбросы, *b* – надвиги и взбросы; 2 – сдвиги (*a*) и разломы с невыясненными направлениями перемещений (*b*); 3 – разломы с зарегистрированными смещениями исторического времени (подразделены на морфологические типы, аналогичные 1, 2); 4 – активные трансформные разломы океана (*a*) и оси активных океанических рифтов (*b*); 5–7 – эпицентры сильных землетрясений исторического времени: 5 – с  $M \geq 8$ , 6 – с  $M \geq 7$ , 7 – с  $M \geq 6$ ; 8 – эпицентры землетрясений средней силы (1937–1957 гг.); 9 – изолинии величин теплового потока (цифры – значения теплового потока в HFU; области со значениями HFU  $\geq 2,5$  выделены точками)

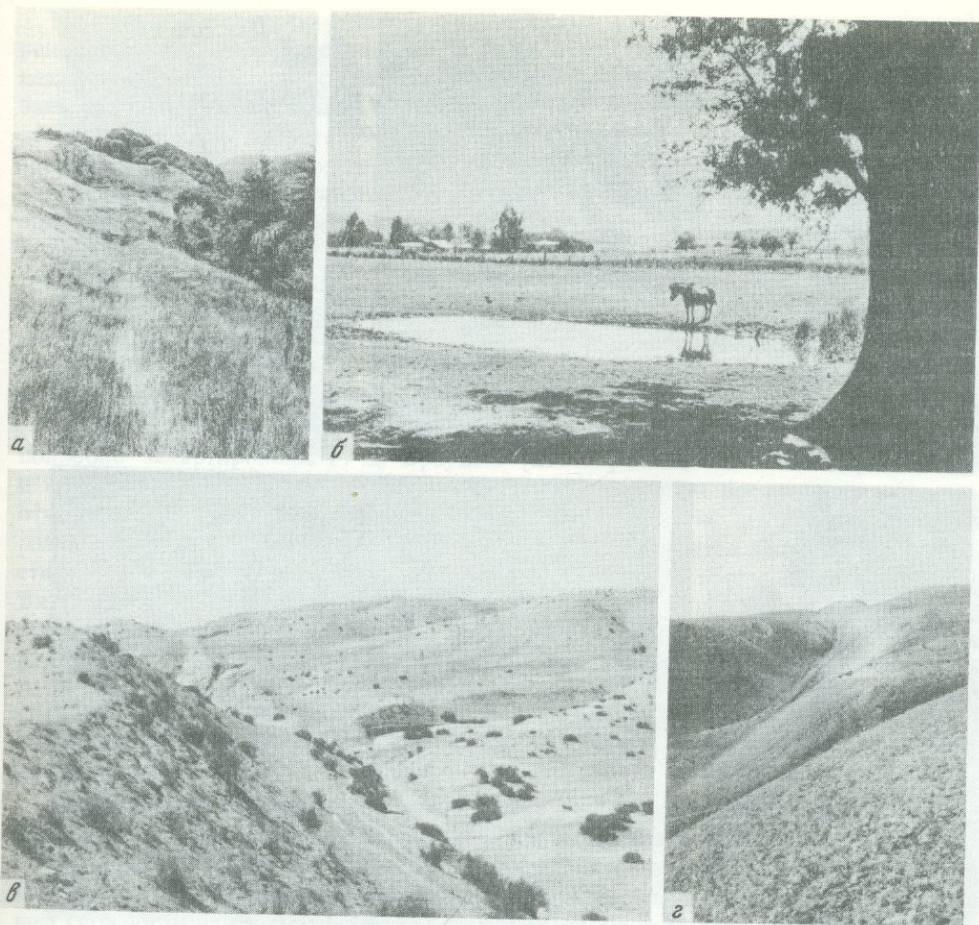
ких волн большого числа землетрясений [Гутенберг, 1960]. Предпринятые после 1906 г. изучение и картирование зоны разлома Сан-Андреас показали его большую протяженность и крутое, почти вертикальное положение сместителя. Многие исследователи отмечали правосдвиговые смещения водотоков [Noble, 1954; Allen, 1946; Wallace, 1949, 1968a; Hill, Dibblee, 1953]. Геодезическими наблюдениями было установлено, что сдвиг может происходить не только при землетрясениях, но и медленно, в форме крипа [Whitten, 1956; Tocher, 1960, Meade, 1963].

Распределение землетрясений разной магнитуды, наличие или отсутствие крипа позволили разделить зону разлома на участки, различающиеся современным поведением, повторяемостью землетрясений и степенью ожидаемой сейсмической опасности [Allen, 1968; Brown, Wallace, 1968; Wallace, 1968a, 1970]. К. Р. Аллен [Allen, 1968] считает, что выявленные различия обусловлены геологически и, стало быть, характеризовали развитие разлома по меньшей мере в течение всего позднего плейстоцена и голоцена. Различен и структурный рисунок молодых нарушений на таких участках. Поэтому, следуя Р. Е. Уоллесу и К. Р. Аллену, автор описывает раздельно молодые нарушения четырех участков разлома Сан-Андреас (с северо-запада на юго-восток): мыс Мендосино — Лос-Гатос; Лос-Гатос — сел. Чолам; сел. Чолам — перевал Кахон; перевал Кахон — оз. Солтон-Си.

**Участок мыс Мендосино — Лос-Гатос.** Самый северный выход разлома на сушу находится в 55 км южнее мыса Мендосино, возле пункта Делгада. Плавно изогнутая линия активного разлома здесь на протяжении 5 км маркируется цепью уступов, рвов и депрессий подпруживания [Brown, Wolfe, 1972]. Южнее разлом скрыт под водами океана, и его продолжение обнаруживается через 120 км в устье руч. Алдер (район пункта Арена и пос. Манчестер). Отсюда до Лос-Гатоса разлом поразительно прямолинеен (см. рис. 70, 72). Ширина зоны молодых нарушений нигде не превышает 1 км и обычно составляет первые сотни метров. Значительная часть зоны разлома скрыта под водой. Он выходит на поверхность между пунктами Арена и Форт-Росс — 72 км, на п-ове Бодега — 35 км, на небольшом участке северного побережья залива Томалес, между заливами Томалес и Болинас — около 50 км и юго-восточнее залива Болинас — 130 км.

На протяжении 400 км между пунктом Делгада и Лос-Гатосом (южная окраина г. Сан-Хосе) всюду, где разлом выходит на сушу, зарегистрированы следы нарушений, возникших при землетрясении 1906 г. Это почти непрерывная система трещин, сконцентрированных в полосе шириной до 0,5 км, вдоль которых наблюдаются небольшие уступы, удлинённые возвышенности, рвы и замкнутые котловины (рис. 73). Амплитуда правосдвигового перемещения при землетрясении 1906 г. достигает 5 м [Lawson et al., 1908]. Юго-восточнее оз. Кристал-Спринг она начинает постепенно убывать, и южнее Лос-Гатоса сдвиг не регистрируется. На всем протяжении разлома от пункта Арена почти до Лос-Гатоса не удалось выявить достоверных признаков последующих медленных перемещений [Meade, 1963; Wallace, 1970]. Землетрясения слабые и средней силы редко (по сравнению с более южным участком разлома) отмечались лишь к югу от г. Сан-Франциско. Там же имело место сильное землетрясение 1838 г., магнитуда которого, вероятно была близка к 7 [Рихтер, 1963].

Нарушения, возникшие при землетрясении 1906 г., как бы повторяют в миниатюре позднечетвертичные структурные формы [Лукиянов, 1965]. Рельеф зоны разлома представляет собой сочетание продольных уступов, узких хребтов и удлинённых депрессий. К числу последних относятся такие крупные озера, как Сан-Андреас, Кристал-Спрингс и, вероятно, зал. Томалес. Молодые правосдвиговые перемещения фиксируются смещениями оврагов и речных долин. Для района севернее зал. Болинас они мало характерны, поскольку на большом протяжении речная сеть следует вдоль приразломных депрессий (р. Форк-Гуалала, ручьи Олема и Гарсия). Южнее г. Сан-Франциско и особенно у восточных подножий Русского хребта примеры молодых смещений речных и овражных долин более многочисленны и достоверны.



Р и с. 73. Зона разлома Сан-Андреас

*а* — след подвижки 1906 г. юго-восточнее сел. Олим; *б* — небольшая приразломная депрессия юго-западнее пос. Менло-Парк; *в, г* — следы разлома в районе равнины Карризо и г. Палмдейла

**Участок Лос-Гатос — сел. Чолам.** Западнее южных окраин г. Сан-Хосе рисунок молодых нарушений зоны Сан-Андреас изменяется. Вместо одного главного нарушения она представлена здесь системой непротивоположных разрывов, расположенных эшелонированно друг относительно друга и образующих правый кулисный ряд. Ширина зоны возрастает до 1–1,5 км. Далее к юго-востоку ряды эшелонированных разрывов встречаются реже. Они уступают место системе параллельных нарушений или одному главному разлому, сопровождаемому или оперяемому более мелкими разрывами. Но большая ширина зоны сохраняется. Западнее Лос-Гатоса отмечаются и последние следы сдвиговых перемещений 1906 г. Юго-восточнее, по-видимому, проявлялись лишь вторичные эффекты этого землетрясения, обусловленные нарушением гравитационного равновесия и действием ударной волны.

В здании колледжа Алма, расположенного в 10 км северо-западнее Лос-Гатоса, после 1909–1912 гг. возникла система вертикальных трещин растяжения, образующих в совокупности правый кулисный ряд и указывающих на правосдвиговое перемещение вдоль разлома Сан-Андреас. Оно измеряется лишь первыми сантиметрами, но важно тем, что произошло заведомо после землетрясения 1906 г. Возможно, это самое северное проявление современного крипа [Sarna-Vojcicki et al., 1975], столь характерного для всего 150-километрового участка разлома, расположенного юго-восточнее. Мед-



Р и с. 74. Проявления крипа по разломам системы Сан-Андреас

*а* — сдвиг на 0,5 см центральной полосы дороги № 46 возле сел. Чолам, разлом Сан-Андреас; *б* — сдвиг бортового камня дороги в г. Холлистере, разлом Калаверас; *в* — сдвиговой изгиб тротуара в г. Хейварде, разлом Хейвард; *г* — эшелонированно расположенные трещины растяжения на асфальте, там же

ленные сдвиговые перемещения выявляются как геодезическими наблюдениями, так и по смещениям дорожных покрытий, тротуаров, заборов, мостов. В северной части района крип распределен между разломом Сан-Андреас и оперяющими его разломами Калаверас, Пайсинес и Хейвард (рис. 74), причем на долю разлома Сан-Андреас приходится 2–2,5 см/год [Meade, 1963; геодезические наблюдения 1944–1962 гг.]. Южнее, где указанные разломы сливаются (см. рис. 70, 72), крип целиком приходится на зону Сан-Андреас и достигает 4 см/год [Hofmann, 1968; геодезические наблюдения 1959–1966 гг.]. По геологическим данным (смещения дорог, заборов и других сооружений), скорость крипа между сел. Пайсинес и г. Паркфилд выдержана и составляет около 2 см/год [Brown et al., 1967; Brown, Wallace, 1968]. Различия между скоростями современных движений, определенными геологическими и геодезическими наблюдениями, возможно, объясняются тем, что первые характеризуют подвижки непосредственно вдоль выраженных на поверхности разрывов, а вторые — всю зону разлома шириной до нескольких километров. Юго-восточнее г. Паркфилда, по геологическим и геодезическим данным, скорость современного крипа уменьшается вдвое [Brown, Wallace, 1968; Hofmann, 1968], а юго-восточнее сел. Чолам смещения заборов, даже старше 40 лет, отсутствуют.

Медленные движения сочетаются с подвижками при землетрясениях магнитудой до 6, редко 6,5. Эти землетрясения средней силы, как и слабые землетрясения, приурочены главным образом к северо-западной и юго-восточной частям рассматриваемого отрезка зоны разлома [Wallace, 1970; Wesson et al., 1973]. Наиболее подробно изучена серия землетрясений в июле–августе 1966 г. в районе г. Паркфилда, при которых вдоль разлома произошло правосдвиговое перемещение до 18 см [Brown et al., 1967]. Между двумя указанными районами относительно высокой сейсмичности землетрясения средней силы значительно более редки и их магнитуда не превышает 5 [Wallace, 1970]. Меньше здесь и слабых землетрясений [Wesson et al., 1973]. Перед и после землетрясений средней силы отмечены случаи изменения скорости медленных движений. Так, между 1962 и 1966 гг., т. е. перед землетрясениями 1966 г., возросла скорость крипа в районе сел. Чолам; дальнейшее ускорение имело место после землетрясений [Allen, Smith, 1966; Proceedings..., 1968, p. 94–108]. Ускорение крипа было зарегистрировано и в северном районе после землетрясений 1971–1973 гг. [Burford et al., 1973].

Активные нарушения зоны разлома Сан-Андреас между Лос-Гатосом и Чоламом подробно закартированы Р. Д. Брауном [Brown, 1970] и А. М. Сарна-Возжицким и его соавторами [Sarna-Vojcicki et al., 1975]. На всем протяжении зоны разлома отмечаются узкие грабенообразные депрессии, замкнутые котловины, уступы; нередко оползни. Свежий тектонический уступ прослеживается вдоль разлома непосредственно к северу от миссии Сан-Хуан-Баутиста. Юго-восточнее, близ слияния ручьев Биттерватер и Льюис, разлом оперен свежими субмеридиональными сбросами и трещинами растяжения [Brown, 1970]. Дж. Е. Аллен [Allen, 1946] описал правые смещения долин на 1100–1200 м на северо-восточных склонах гор Санта-Крус и Габилан. А. М. Сарна-Возжицкий [Sarna-Vojcicki et al., 1975] отмечает правые смещения оврагов на первые сотни метров и даже 0,5–1,5 км северо-западнее р. Пахаро. Долина этой реки, по мнению А. М. Сарна-Возжицкого, сдвинута по разлому вправо по меньшей мере на 2,4 км.

Автор изучил детальные топографические карты и местами аэрофотоснимки зоны разлома с целью выявления смещенных долин и других элементов рельефа. Северо-западнее миссии Сан-Хуан-Баутиста некоторые выявленные смещения были подтверждены полевыми наблюдениями. Все обнаруженные смещения оказались правыми. В общей сложности на рассматриваемом участке разлома выявлено 40 молодых правосдвиговых смещений амплитудой свыше 100 м. Лишь в одном случае, проверенном полевыми наблюдениями, определен правый изгиб русла на 110 м. Очевидно, масштаб карт не позволил уверенно выделять столь малые смещения. 15 оврагов, ручьев и водораздельных гребней оказались сдвинутыми на 150–200 м, из них 12 – на 170–200 м. Смещения большей амплитуды встречаются реже, но на фоне постепенного убывания количества случаев (рис. 75) чаще других отмечаются смещения амплитудой 400, 600, 900 и 2600–3000 м. Разновозрастные элементы долины р. Пахаро (рис. 76) оказались смещенными по-разному: на 2500–2600 и 700 м. Геологические и геоморфологические исследования показали, что первая подвижка может быть датирована интервалом времени с конца среднего, а вторая – с конца позднего плейстоцена доньяне. Отсюда средняя скорость движения порядка 2 см/год представляется вполне реальной.

**Участок сел. Чолам – перевал Кахон.** От сел. Чолам до пункта Камп-Дикс (см. рис. 70) зона молодых нарушений чрезвычайно прямолинейна и простирается в юго-восточном направлении. До уступа Элкорн она состоит из отдельных отрезков протяженностью до 15 км. Они находятся на продолжении один другого или располагаются кулисно, но расстояние между соседними частями кулис не превышает первых сотен метров, мало нарушая прямолинейность всей системы [Vedder, Wallace, 1970]. Местами видны небольшие параллельные и оперяющие нарушения, но позднечетвертичные смещения по ним гораздо меньше смещений по главным нарушениям. Общая ширина зоны редко превышает 0,7 км. Юго-восточнее по-прежнему выделяется система главных нарушений, но они становятся короче, а оперяющие и параллельные

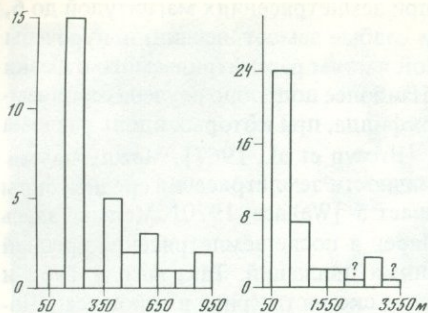


Рис. 75. Гистограммы правосдвиговых смещений по разлому Сан-Андреас между г. Сан-Франциско и сел. Чолам

По оси абсцисс — амплитуда смещений, по оси ординат — количества смещенных водотоков

разрывы и трещины охватывают полосу шириной до 1,5 км. Южнее пункта Камп-Дикс зона разлома постепенно отклоняется на восток и на отрезке, где разлом Сан-Андреас сочленяется с зонами разломов Биг-Пайн и Гарлок (район перевала Техон), становится почти широтной. Зона разлома состоит из многочисленных неболь-

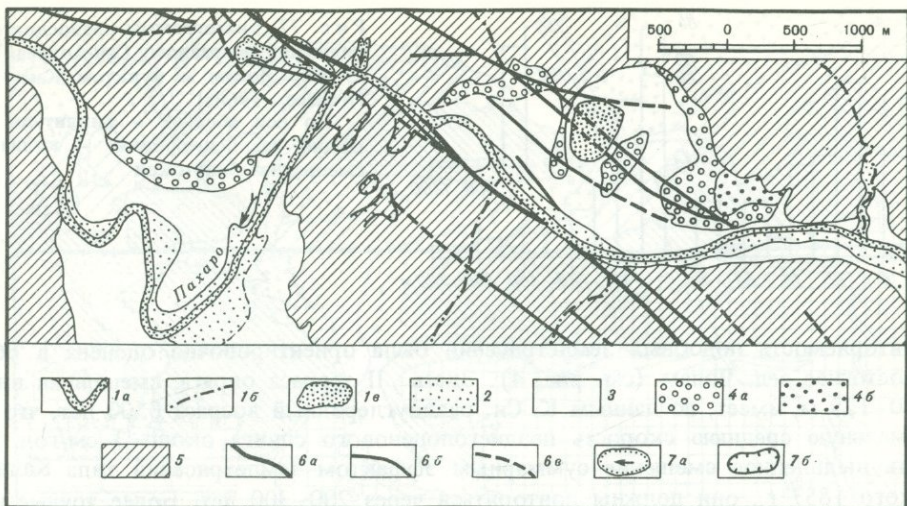
ших нарушений, нередко ветвящихся или кулисно подставляющих друг друга. Ширина зоны молодых нарушений достигает 1,5 км, но обычно находится в пределах 1 км [Vedder, Wallace, 1970].

Восточнее перевала Техон зона разлома вновь отклоняется к югу и начиная от сел. Гормон приобретает устойчивое восток-юго-восточное простирание. Расположение молодых нарушений весьма сходно с тем, какое наблюдалось между сел. Чолам и пунктом Камп-Дикс: протяженные разрывы расположены эшелонированно, но концы таких кулис редко отстоят один от другого более чем на 300 м. Возле оз. Квейл и в долине руч. Паллет наблюдались небольшие разрывы и трещины, параллельные окончаниям соседних кулис и расположенные между ними. Оперяющие молодые нарушения мало характерны, так что общая ширина зоны обычно не превышает первых сотен метров [Ross, 1969]. В районе Эпл-три-Кэмпграунд в обрыве вскрыта плоскость разлома, наклоненная под углом около  $50^\circ$  на юго-запад. Вдоль нее протягивается 30-сантиметровая полоса тектонической глинки. Рядом породы сильно предроблены.

Предпринятые в разных местах рассматриваемого 308-километрового отрезка разлома Сан-Андреас попытки обнаружить современные движения с помощью триангуляционных сетей не увенчались успехом, хотя наблюдения охватывали интервал времени около 30 лет [Meade, 1963]. Измерения 1959–1973 гг. с помощью деформографов [Savage et al., 1973] показали крайне низкую скорость деформаций, а западнее сел. Тафт, в районе хр. Темблор и равнины Карризо даже их полное отсутствие. На отрезке от сел. Чолам до пункта Камп-Дикс (110 км) не обнаружено смещений заборов и других сооружений, хотя некоторые заборы существуют 40 лет [Brown, Wallace, 1968]. Современная сейсмичность зоны разлома очень низка. Вместе с тем на всем рассматриваемом участке разлома от сел. Чолам почти до перевала Кахон выявляется смещение мелких водотоков<sup>1</sup>, достигающее 9–12 м на равнине Карризо и постепенно уменьшающееся к краям участка. Смещение приурочено к системе свежих разрывов и трещин (см. рис. 4), весьма напоминающую ту, которая возникла на северном участке разлома Сан-Андреас при Сан-Францисском землетрясении 1906 г. Характерно, что самые молодые водотоки рядом с водотоками, смещенными на 9–12 м, не испытывают никакого смещения. Предполагается, что подвижка до 9–12 м связана с катастрофическим Калифорнийским (Форт-Техонским) землетрясением 8–9 января 1857 г. [Wood, 1955; Wallace, 1968a; Sieh, 1978] с магнитудой около 8 [Рихтер, 1963], после чего заметных перемещений вдоль разлома не происходило.

На всем рассматриваемом участке зоны разлома Сан-Андреас наблюдаются и более крупные правые смещения и изгибы речных и овражных долин, их русел, террас, склонов и разделяющих водоразделов. Они весьма выразительны и неоднократно описывались в геологической литературе [Wallace, 1949, 1968a; Hill, Dibblee, 1953; Noble, 1954].

<sup>1</sup> Молодые нарушения участка Чолам — перевал Кахон автор обследовал совместно с К. Си в 1976 г.



Р и с. 76. Геоморфологическая схема участка долины р. Пахаро, Центральная Калифорния

1 — русло и узкая пойма р. Пахаро (а), ее мелкие притоки (б) и оз. Сода-Лейк (в); 2 — I надпойменная терраса (конец позднего плейстоцена и ранний голоцен?); 3 — II надпойменная терраса (поздний плейстоцен?); 4 — III (а) и IV (б) надпойменные террасы; 5 — коренной берег; б — разрывы зоны Сан-Андреас [Sarna-Wojcicki et al., 1975]: а — главное нарушение, б — другие достоверные разрывы, в — предполагаемые разрывы и трещины; 7 — оползни (а) [Sarna-Wojcicki et al., 1975] и карьеры (б)

Вертикальная компонента движений переменна. Местами она отсутствует, а там, где есть, обычно уступает сдвиговой в десятки раз. Так, в северо-западной части равнины Карризо правое смещение небольшого оврага на 9–12 м сопровождается поднятием северо-восточного крыла на 0,3–0,5 м. С вертикальной составляющей местами связано образование узких приразломных грабенов (уступ Элкорн) и небольших замкнутых котловин. Последние могут быть созданы и оползнями, как это имело место, например, в долине руч. Паллет. На субширотном отрезке зоны разлома в районе перевала Техон, по-видимому, появляется взбросовая компонента движений. Здесь, восточнее сел. Фрейджер-Парк молодые нарушения северо-западного простирания с признаками правосдвиговых смещений до 70 м сочетаются с субширотными взбросами. Наклон взбросов не превышает 50–60°, тогда как сместители сдвигов не положе 70°. В местах шпального сочленения взбросов и сдвигов отмечаются взбросо-сдвиговые смещения.

Р. Е. Уоллес [Wallace, 1968a], обследовавший более 130 смещенных водотоков между сел. Чолам и пунктом Камп-Дикс, показал, что небольшие овраги хорошо регистрируют мелкие недавние подвижки, тогда как следы значительных сдвиговых перемещений за более крупные отрезки времени лучше видны в больших долинах. Графики соотношения амплитуд сдвиговых смещений и количества смещенных водотоков (рис. 77), приведенные по данным Р. Е. Уоллеса, позволяют сопоставить подвижку 1857 г. с более ранними движениями по разлому. На левом из приведенных на рис. 77 графиков отчетливо выделяется максимум 9–12 м, обусловленный подвижкой 1857 г. Смещения меньшей амплитуды более редки и, вероятно, обусловлены убыванием подвижки 1857 г. к северо-западу и отчасти юго-востоку. Смещения амплитудой больше 9–12 м, очевидно определенные не только подвижкой 1857 г., но и более ранними движениями, образуют на графике три максимума, которые показывают, что смещения на 15–18, 21–24 и 27–30 м встречаются чаще, чем смещения промежуточных амплитуд. По мнению Р. Е. Уоллеса, такие соотношения могут быть обусловлены тем, что и более ранние подвижки происходили импульсно в связи с землетрясениями типа Калифорнийского 1857 г. и чередовались с длительными эпохами покоя.

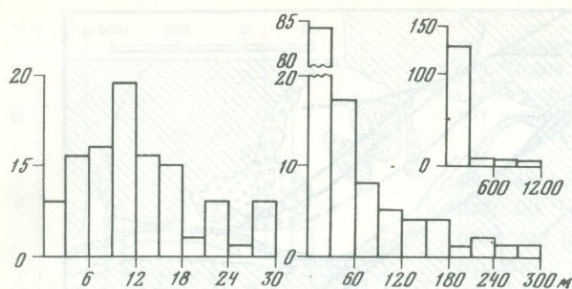


Рис. 77. Гистограммы правосдвиговых смещений по разлому Сан-Андреас между сел. Чолам и пунктом Камп-Дикс [Wallace, 1968a]

По оси абсцисс — амплитуды смещений, по оси ординат — количества смещенных водотоков

Повторяемость подобных землетрясений была ориентировочно оценена в 66 км юго-восточнее сел. Чолам (см. рис. 4). Здесь II терраса оврага, смещенная вправо на 120–125 м, имеет, по данным К. Си, радиоуглеродный возраст 3500 лет, что дает минимальную среднюю скорость позднеголоценового сдвига около 3 см/год. Если считать выявленное смещение суммарным эффектом землетрясений типа Калифорнийского 1857 г., они должны повторяться через 200–300 лет. Более точные измерения произвел К. Си [Sieh, 1978b], детально изучив в зоне разлома пачку осадков с торфяниками в верхней части разреза I террасы долины руч. Паллет. Радиоуглеродные определения показали, что формирование пачки началось более 1400 лет назад и закончилось немногим более 100 лет назад, когда было прорвано тело оползня, подпрудившего долину непосредственно к северо-востоку от разлома. По распределению нарушений в разрезе и характеру осадков К. Си выделил с VI по XIX в. следы девяти сейсмических катастроф типа землетрясения 1857 г. или несколько более слабых. Интервалы между ними варьировали от 50 до 300 лет, составляя около 160 лет в среднем.

Для сдвиговых смещений свыше 30 м (см. рис. 4) эффекты индивидуальных подвижек разделить трудно. Намечающиеся на рис. 75, 77 максимумы обусловлены уже не отдельными импульсами (в выбранном масштабе усреднения их эффект неотличим от эффекта непрерывных медленных движений), а неравномерностью длительно протекающих процессов формирования речных и овражных долин, чаще возникающих в эпохи изменения базиса эрозии и усиленного врезания, и, может быть, неравномерностью горизонтальных движений. По данным Р. Е. Уоллеса и наблюдениям автора, между сел. Чолам и перевалом Техон чаще других регистрируются правые смещения на 120–130 (местами до 150–180 м), 210–230 и 600–1200 м. Юго-восточнее перевала Техон также есть наряду с многочисленными мелкими крупными смещениями форм рельефа (рис. 78). Среди них наиболее характерны и повторяются от места к месту правые смещения амплитудой 120–140, 600 и 900–1200 м. Они соответствуют максимумам смещений, которые были выявлены к северо-западу от перевала Техон и, вероятно, относятся к элементам рельефа примерно того же возраста.

**Участок перевал Кахон — оз. Солтон-Си.** Этот участок зоны разлома Сан-Андреас наиболее труден для изучения молодых нарушений, потому что они охватывают широкую полосу и испытывают неоднократные сложные ветвления. Одной из таких ветвей является зона разлома Сан-Хасинто (см. 6 на рис. 70). Вместе с ней рассматриваемая полоса молодых нарушений имеет ширину до 45 км.

Зона разлома Сан-Хасинто ответвляется от зоны собственно разлома Сан-Андреас в районе перевала Кахон и следует в юго-восточном направлении. Она состоит из нескольких кулисно расположенных отрезков (разломы Клермонт — 58 км, Кларк — 110 км, Койот-Крик — 75 км), но в целом выдержана по простиранию и отчетливо прослеживается до долины р. Боррего между горами Фиш-Крик и юго-западной оконечностью оз. Солтон-Си [Sharp, 1972; Borrego..., 1972]. По данным Р. В. Шарпа, зона может продолжаться разломом гор Саперстишн, но далее не прослеживается, так как скрыта голоценовыми наносами трога Солтон-Си. Возможное продолжение зоны обнаруживается на мексиканской территории в дельте р. Колорадо, где вдоль нее расположе-

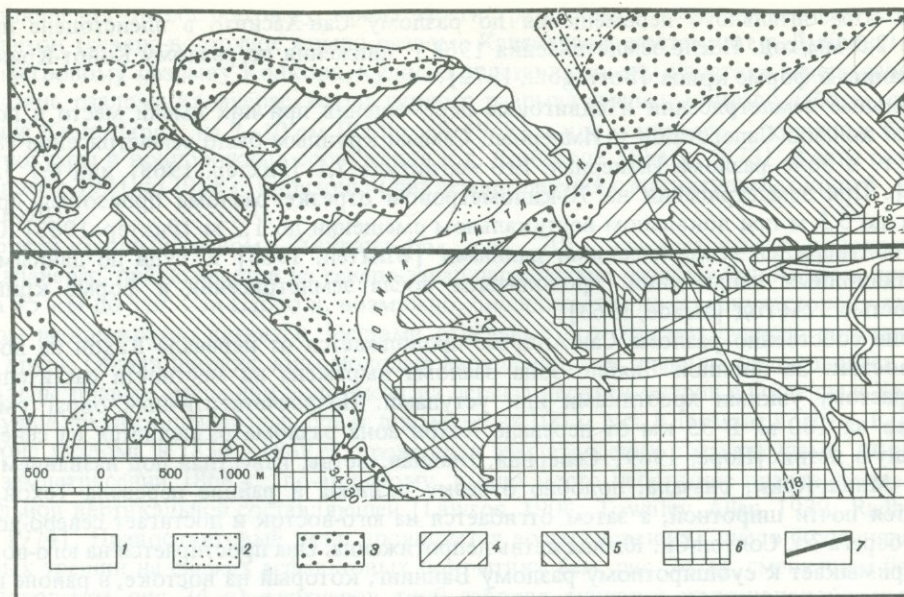


Рис. 78. Геоморфологическая схема участка долины Литтл-Рок в 6 км юго-восточнее г. Палмдейла, Южная Калифорния

1 — голоценовое русло и пойма; 2 — I надпойменная терраса (поздний плейстоцен); 3 — II надпойменная терраса; 4 — III надпойменная терраса и соответствующая ей поверхность выравнивания; 5 — IV надпойменная терраса и соответствующая ей поверхность выравнивания; 6 — элементы более древнего рельефа; 7 — разлом Сан-Андреас

ны эпицентры землетрясений 1934 г. с  $M = 7,1$  и 1966 г. с  $M = 6,3$  [Allen et al., 1965; Allen, 1975]. След разлома, активизированного землетрясением 1934 г., был отчетливо виден в дельтовых отложениях на аэрофотоснимках 1935 г. С одним из западных отвлений зоны может быть связано и землетрясение 1915 г. с  $M = 7,1$ .

Юго-восточное окончание непрерывно прослеживаемой зоны разлома Сан-Хасинто у гор Фиш-Крик кулисно подставляется с востока молодым разломом холмов Саперстишн, а последний на юге подобным же образом кулисно подставляется разломом Империял (см. 7 на рис. 70).

Отдельные отрезки зоны Сан-Хасинто местами построены кулисно или ветвятся. От южного окончания разлома Клермонт и от разлома Кларк на восток отходят молодые разрывы Хот-Спрингс и Бан-Ридж. На северо-западных окончаниях разломов Кларк и Койот-Крик и в южной части разлома Кларк, где он простирается широтно, обнаружены признаки позднечетвертичного надвигания [Sharp, 1972]. Для других участков зоны Сан-Хасинто характерны молодые правосдвиговые смещения.

Вдоль юго-восточной кулисы разлома Койот-Крик при землетрясении гор Боррего 9 апреля 1968 г. [Borrego..., 1972] произошел правый сдвиг до 38 см. Локально имела место также вертикальная составляющая перемещений до 23 см. На одном из участков разлома, где в 1968 г. проявилась вертикальная компонента, было обнаружено, что она наследует более ранние движения (см. рис. 10). Согласно данным М. М. Кларка, А. Гранца и М. Рубина, определения радиологического возраста трех слоев выявили постоянство средней скорости вертикального перемещения в течение последних 3000 лет (0,5 мм/год) и показали, что такая скорость может быть при повторяемости землетрясений, подобных катастрофе 1968 г., примерно через 200 лет. Определяемая отсюда средняя скорость горизонтального перемещения (при допущении постоянства отношения вертикальной и горизонтальной компонент) — около 3 мм/год. Это сопоставимо с данными Р. В. Шарпа, согласно которым средняя ско-

рость горизонтального перемещения по разлому Сан-Хасинто в плейстоцене превышала 2,5 мм/год. После землетрясения 1968 г. движения по разлому Койот-Крик продолжались в форме крипа [Vogtgo..., 1972].

Сильные землетрясения и сдвиговые перемещения при них имели место и по разломам холмов Саперстишн и Империл. Самым крупным было землетрясение 18 мая 1940 г. в зоне разлома Империл. Его магнитуда 7,1 [Рихтер, 1963] или 6,7 [Allen, 1975]. При землетрясении на 70-километровом отрезке разлома произошел правый сдвиг до 5,5 м при локальном вертикальном смещении до 1,2 м [Рихтер, 1963]. Сдвиг был подтвержден геодезическими данными [Whitten, 1965] и, судя по данным триангуляционных наблюдений, продолжался после землетрясения в форме крипа со скоростью 3 см/год [Meade, 1963].

Зона собственно разлома Сан-Андреас продолжается от перевала Кахон на восток-юго-восток. За долиной Дьябло зона разлома выражена на местности растительным контрастом, узкими хребтиками или уступами. Позднечетвертичный овраг смещен вправо на 100 м. В 35 км от перевала Кахон зона разлома разделяется на северную и южную ветви [Норе, 1969]. Северная, главная, ветвь, известная под названием разлома Мишн-Крик, сначала, подобно отрезку разлома в районе перевала Техон, становится почти широтной, а затем отгибается на юго-восток и достигает северо-восточного берега оз. Солтон-Си. Южная ветвь непротяжена. Она простирается на юго-восток, где примыкает к субширотному разлому Баннинг, который на востоке, в районе г. Индио, сочленяется с северной ветвью разлома Сан-Андреас. По обеим ветвям выявлены признаки молодых правосдвиговых перемещений, нередко сопровождаемых поднятием одного из крыльев. Современная активность выражается в землетрясениях магнитудой до 6,9. Южнее г. Индио в отличие от более северных районов регистрируются и медленные движения [Wallace, 1970].

#### ДРУГИЕ НАРУШЕНИЯ СИСТЕМ САН-АНДРЕАС И ПОПЕРЕЧНЫХ ХРЕБТОВ

Система Сан-Андреас охватывает большое число молодых разрывов, оперяющих главный разлом или простирающихся параллельно ему. Одним из крупнейших оперяющих нарушений является зона разлома Калаверас. Она ответвляется от разлома Сан-Андреас под очень острым углом в 20 км юго-восточнее с. Пайсинес и прослеживается на 150 км до восточных окраин г. Окленда (см. 2 на рис. 70). На участке сочленения разломов между ними находится небольшой активный разлом Пайсинес, простирающийся на запад-северо-запад [Wallace, 1970]. Зона разлома Калаверас отчетливо маркируется на местности системой уступов, рвов, вытянутых депрессий и замкнутых котловин. Юго-восточнее оз. Андерсен ветви разлома расположены эшелонированно друг относительно друга, образуя правый кулисный ряд. Юго-восточнее оз. Койот видны небольшие правые смещения водотоков [Radbruch-Hall, 1974]. Там же есть признаки более крупных правых смещений: на 60 м и, может быть, 600 м (руч. Аламиас), 400 м (к юго-востоку от ручья). Крупные правые смещения долин можно предполагать также в районе пересечения разлома с дорогой на Ликкскую обсерваторию.

С землетрясением 1861 г. в северной части зоны разлома связано образование открытых трещин на восточной окраине г. Окленда [Radbruch, 1968]. В интервале времени с 1931 по 1965 г. в зоне разлома севернее г. Сан-Хосе зарегистрировано несколько землетрясений с магнитудами 5,5–5,9. Признаками современного крипа в г. Холлистере служат правые смещения дорожных покрытий, бордюрных камней, тротуаров (см. рис. 74, б), трубопроводов. Скорость движения, по-видимому, изменялась со временем [Rogert, Nason, 1968]. Так, бетонные тротуары, уложенные в 1910 и 1928 гг., и газовые трубы, уложенные в 1929 г., смещены почти одинаково – на 24 см. После 1929 г. движение резко ускорилось и происходило со средней скоростью около 0,8 см/год. Тротуар, уложенный в 1961 г., за 6 лет сместился на 10 см, т.е. скорость стала еще больше – 1,7 см/год. Северо-западнее также отмечаются признаки крипа, проявившегося, в частности, в разрушении сточного канала на северо-восточной стороне плотины Койот [Radbruch, 1968].

Проявления правосдвигового крипа зарегистрированы по непротяженному разрыву Плизантон (северо-восточное крыло разлома Калаверас к востоку от г. Дублина) и 22-километровому разрыву Конкорд, кулисно подставляющему с востока северо-западное окончание разлома Калаверас. Вдоль первого разрыва смещены вправо заборы, ограждающие Кемп-Паркс, на 7–10 см [Radbruch, 1968], а вдоль второго – дорожные бордюры, тротуары и придорожные сооружения в г. Конкорде [Sharp, 1973]. В зоне разлома Пайсинес с 1931 по 1965 г. произошли два землетрясения с магнитудами около 5 [Wallace, 1970].

Другой крупный разлом – Хейвард (см. рис. 70) начинается возле водохранилища Калаверас, протягивается на северо-запад параллельно разлому Сан-Андреас примерно на 75 км до зал. Сан-Пабло и, возможно, продолжается на северную сторону залива. Разлом неоднократно ветвится. Местами отдельные его отрезки кулисно подставляют друг друга. Общая ширина зоны молодых нарушений, как правило, не превышает 1 км. Выявлены правые смещения водотоков на первые десятки метров в Окленде и Хейварде. Лучше других виден правый сдвиг примерно на 100 м руч. Клермонт возле г. Беркли.

В зоне разлома в 1836 и 1868 гг. произошли землетрясения с магнитудами около 7. При землетрясении 1868 г., по-видимому, имело место небольшое правое смещение с локальной вертикальной составляющей [Lawson, 1908; Townley, Allen, 1939; Radbruch-Hall, 1974]. Правосдвиговой крип проявляется возникновением эшелонированных открытых трещин на свежих асфальтовых покрытиях (см. рис. 74, з), смещением бордюров дорог (см. рис. 74, в), тротуаров, труб, заборов, туннелей, железнодорожных путей и других сооружений в разных частях разлома [Cluff, Steinbrugge, 1966; Radbruch, 1968]. Крип подтвержден триангуляционными наблюдениями и измерениями с помощью деформографов [Bolt, Marion, 1966]. По данным с 1930 по 1966 г. Д.Х. Радбрах определяет среднюю скорость правого сдвига в г. Хейварде в 0,4–0,6 см/год. Перемещения охватывают полосу шириной не менее 50 м. По мнению Р.Б. Хофманна [Hofmann, 1968], современный правосдвиговой крип, происходящий в зоне разлома Сан-Андреас южнее г. Холлистера со скоростью 4 см/год, севернее распределяется между зонами разломов Сан-Андреас (где быстро затухает), Калаверас и Хейвард.

Западнее разлома Сан-Андреас до зал. Монтерей выявлено несколько разрывов с признаками молодых движений [Greene et al., 1973]. Смещения по ветвям крупнейшего из них разлома Сан-Грегорио на северном борту залива имеют взбросовый и надвиговой характер с возможной правосдвиговой компонентой. По разлому Эльсинор в Южной Калифорнии (см. 5 на рис. 70) выявлено правое смещение голоценовых водотоков на 20–30 м. На севере п-ова Калифорния позднечетвертичная и современная тектоническая активность характерна для разломов Аква-Бланка и Сан-Мигуэль (см. 18 на рис. 70). По обоим разломам имели место правосдвиговые смещения [Allen et al., 1960, 1965]. По разлому Сан-Мигуэль, простираение которого ближе к меридиональному, они сочетались с вертикальными смещениями: здесь при землетрясении 1956 г. произошли правый сдвиг до 1 м и опускание юго-западного крыла примерно на ту же величину.

В системе нарушений Поперечных хребтов молодые подвижки известны по обе стороны от разлома Сан-Андреас. Разлом Биг-Пайн (см. 10 на рис. 70) отклоняется от Сан-Андреаса западнее сел. Фрейжер-Парк и, плавно изгибаясь, протягивается на 70 км сначала в юго-западном, а западнее – в широтном направлении. Левые смещения овражной сети хорошо видны юго-западнее сел. Озена [Hill, Dibblee, 1953] и между долинами Санта-Крус и Верхнее Моно [Wedder, Brown, 1968]. М.Л. Хилл и Т.У. Диббли отмечают два оврага, смещенные на 900 м. По их мнению, уступы на поверхности средне- и позднеллейстоценовых террас возле сел. Озена связаны с локальным проявлением взбросовой компоненты движений. Непосредственно возле Сан-Андреаса разлом Биг-Пайн на поверхности не выражен. Но в 1976 г. автор выделил здесь небольшой оперяющий разрыв, который, ответвляясь от разлома Биг-Пайн к востоку, примыкает к разлому Сан-Андреас. По разрыву можно предполагать левое смещение небольших водотоков на 2–6 м.

Южнее разлома Биг-Пайн в прибрежной области закартированы две субширотные зоны молодых нарушений. Одна из них, северная, проходит вдоль берега в райо-



Р и с. 79. Позднечетвертичные надвиги системы Поперечных хребтов

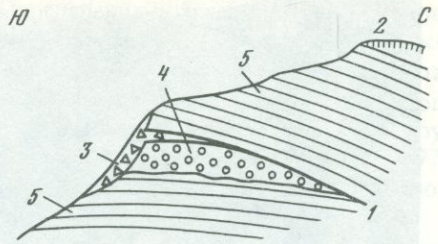
*а* — надвиг миоценовых мергелей на средне-позднеплейстоценовые галечники левобережья р. Вентура; *б* — зона разломов Баннинг, надвиг зеленых метаморфических сланцев на ниже-среднеплейстоценовые галечники восточнее г. Пасадена

не г. Санта-Барбара, а другая (см. 12 на рис. 70) прослеживается на более южных островах и продолжается на восток разломом Малибу. По обеим зонам установлены позднечетвертичные вертикальные смещения, возможно обусловленные надвиганием [Ziony et al., 1974]. Надвиг миоценовых мергелей на позднечетвертичный пролювий восточного склона долины р. Вентура (рис. 79, *а*) наблюдался на восточном продолжении северной зоны. Разрыв южной зоны на о-ве Санта-Крус смещает влево пересекаемые водотоки. Левосдвиговая компонента движений по этому, как и по другим разрывам рассматриваемых зон, вероятно, превосходит надвиговую в несколько раз [Sylvester et al., 1970]. По данным А. Дж. Сильвестера и его коллег, участок между двумя зонами — пролив Санта-Барбара — характеризуется большим числом мелких землетрясений и землетрясениями средней силы. Механизмы очагов указывают на косые надвигово-левосдвиговые перемещения. Движения по разрывам сопровождалось складчатыми деформациями. Позднеплейстоценовая (20–30 тыс. лет) морская терраса от здания университета Санта-Барбара к устью р. Вентура (с запада на восток) изменяет высоту от 50 до 200 м. В нижнем течении р. Вентура та же терраса переходит в речную и описывает антиклинальный изгиб амплитудой до 150 м.

На востоке зона разломов Малибу переходит в зону Кукамонга, а последняя, вероятно, в разлом Баннинг. В зоне Кукамонга находится разрыв Сан-Фернандо (см. рис. 70), по которому во время землетрясения 9 февраля 1971 г. произошли левосдвигово-надвиговые перемещения амплитудой до 2 м [San Fernando..., 1971]. Зарегистрированы и более ранние подвижки (рис. 80). По данным К.Р. Аллена, разлом Баннинг — надвиг с наклоном на север от почти горизонтального до 50–60°. Надвинуты древние метаморфические породы на четвертичный пролювий и аллювий (см. рис. 79, *б*). Как правило, разлом смещает лишь ниже-среднеплейстоценовые отложения, но местами нарушает и позднечетвертичный пролювий.

Крупнейшим нарушением системы Поперечных хребтов восточнее зоны Сан-Андреас является разлом Гарлок (см. 9 на рис. 70). Он отклоняется от Сан-Андреаса западнее перевала Техон, затем быстро изменяет простирание на северо-восточное, а в восточной части вновь становится широтным. Общая протяженность разлома 240 км. На востоке он примыкает к разломам Долины Смерти и далее не продолжается [Гамильтон, Майерс, 1970]. Вертикальное положение сместителя разлома Гарлок видно в выемке на его пересечении с дорогой № 395. Западнее поднято северное крыло разлома, а восточнее —

Р и с. 80. Разлом Сан-Фернандо севернее г. Пасадена  
 1 — поверхность разлома (на глубине становится круче); 2 — современный делювий; 3 — склоновые отложения, частично затащенные в зону разлома; 4 — ниже-среднеплейстоценовый аллювий; 5 — миоценовые морские отложения



на значительном протяжении южное. Позднечетвертичные левые смещения овражных долин и других форм рельефа в зоне разлома неоднократно описывались в литературе [Hill, Dibblee, 1953; Smith, 1962; Clark, 1973]. По данным М.М. Кларка, береговой вал на северном берегу оз. Козн, имеющий возраст около 11 000 лет, смещен по разлому влево на 75 м. Это позволяет определить среднюю скорость позднечетвертичного сдвига в 0,7 см/год. На юго-восточном берегу оз. Козн наблюдаются очень молодые сбросы северо-восточного простирания. Они как бы опережат разлом Гарлок, но, возможно, имеют вторичное происхождение, будучи связанными с усыханием озера. Восточнее долины Пайлот-Ноб к разлому Гарлок с севера примыкают разрывы гор Браун северо-западного простирания и оз. Оул северо-восточного простирания [Clark, 1973]. По первому возможны правосдвиговые, а по второму левосдвиговые молодые смещения.

Северо-западнее разлома Гарлок почти параллельно ему протягивается разлом Уайт-Волф (см. 13 на рис. 70), по которому при Арвин-Техачапском землетрясении 21 июля 1952 г. произошло левосдвигово-надвиговое перемещение амплитудой до 1 м [Рихтер, 1963; Лукьянов, 1963, 1965; Allen et al., 1965]. Такое же направление, по-видимому, имели и более ранние позднечетвертичные подвижки. По разлому Маникс, расположенному южнее разлома Гарлок, имел место левый сдвиг на 7,5 см при землетрясении 1947 г. [Рихтер, 1963], а сейчас, возможно, продолжают медленные движения того же направления [Proceedings..., 1968, p. 1—3].

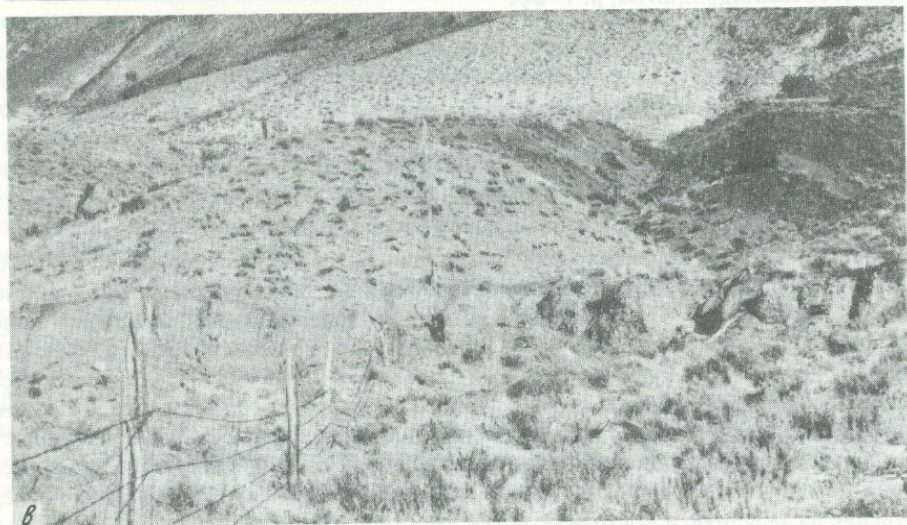
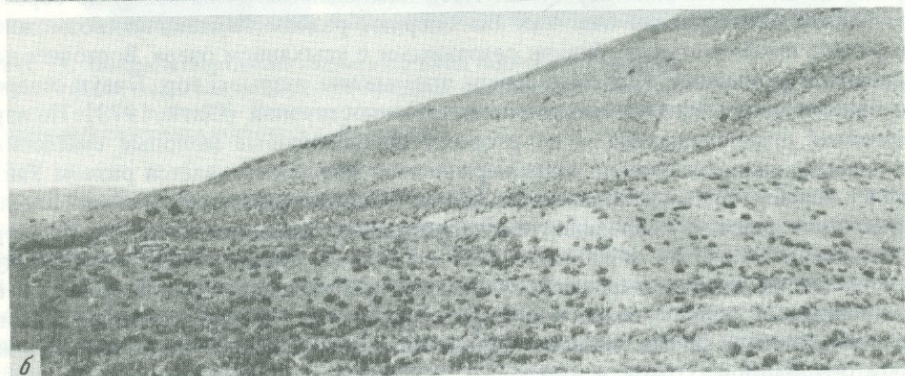
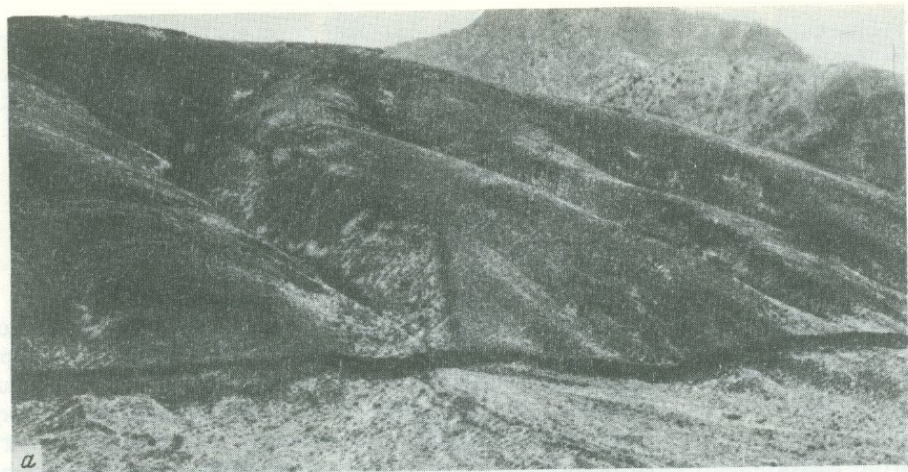
## ГЛАВА ОДИННАДЦАТАЯ

### ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ ПРОВИНЦИИ БАСЕЙНОВ И ХРЕБТОВ

Распределение эпицентров землетрясений Провинции Бассейнов и Хребтов [Кук, 1970; Томпсон, 1970; Slemmons, 1967] очерчивает две основные ветви активных нарушений: западную и восточную. С западной ветвью, охватывающей западную половину штата Невада, соседние и более южные районы Калифорнии, связан ряд крупных землетрясений, в том числе катастрофы 1872, 1915, 1932 и 1954 гг. (см. рис. 72). Восточная ветвь, известная под названием Межгорного сейсмического пояса, менее активна, но и с ней связано несколько сильных землетрясений, например 1934 и 1959 гг. Области высокой сейсмической активности примерно совпадают с основными областями распространения позднечетвертичных разрывных нарушений. Поэтому при описании последних разделение на западную и восточную ветви уместно сохранить.

#### ЗАПАДНАЯ ВЕТВЬ

Молодые разрывы западной ветви (см. рис. 70) закартированы и описаны Д.Б. Слеммонсом [Slemmons, 1967] и Р.Е. Уоллесом [Wallace, 1977, 1978]. Данные о позднечетвертичной активности отдельных разломов, полученные при неотектонических и сеймотектонических исследованиях Дж. К. Джойнса, Р.П. Шарпа, Д.Б. Слеммонса, содержатся



Р и с. 81. Тектонические проявления землетрясения 1915 г. на восточном борту долины Плизонт

*a* — общий вид разрывного уступа, возникшего при землетрясении (высота уступа 4–5 м);  
*б* — над свежим разрывным уступом видны остатки более пологого уступа, образовавшегося при более раннем голоценовом землетрясении; *в* — вдоль разрыва возник уступ высотой 4 м и произошел правый сдвиг забора на 1,5 м

также в работах А.В. Лукьянова [1963, 1965]. Определения возраста смещений основаны на их соотношениях с ледниковыми и флювиогляциальными отложениями висконсинской и более древних ледниковых эпох [Slemmons, 1967], с главной террасой позднелепистоценового оз. Лахонтан — около 12 000 лет [Morrison, Frye, 1965], с голоценовыми речными террасами [Jones, 1915]. Для этой же цели использовались радиоуглеродные датировки и относительная сохранность разрывных уступов [Wallace, 1977]. Последняя местами позволяет различать разновозрастные смещения в пределах единого разрыва.

Большинство молодых разрывов Северо-Западной Невады определяется как сбросы. Они простираются субмеридионально, реже — на северо-восток и наклонены под углами  $50-60^\circ$ . Некоторые разрывы в рыхлых отложениях имеют амплитуды смещений в первые метры и, возможно, представляют собой результат одноактной подвижки. Другие молодые нарушения, особенно те, которые развиваются на границах хребтов и впадин, нередко обнаруживают многократность смещений и наследуют новейшие разломы. Позднечетвертичные сбросы хр. Самона обычно древнее главной террасы оз. Лахонтан [Wallace, 1977], но на западном склоне хребта смещают современный аллювий [Jones, 1915]. Признаки столь же молодых подвижек есть на западном склоне хр. Тобин, а также на западном склоне хр. Гумбольдта, где сбросы нарушают главную террасу оз. Лахонтан [Wallace, 1977]. Разрыв западного склона хр. Руби нарушает висконсинскую морену [Лукьянов, 1965]. Судя по направлению штриховки на поверхности сместителя, он имел наряду со сбросовой правосдвиговую компоненту перемещения.

Южную часть западной ветви молодых нарушений автор изучал совместно с П. Молнаром в долине Панаминт и Долине Смерти. Молодые сбросы северной части долины Панаминт ограничивают небольшие грабены возле ее западного и восточного бортов. Они испытывают дополнительное погружение относительно центральной части долины, где из-под четвертичных осадков местами выступают более древние отложения. Молодые сбросы развиты также вдоль восточного и, вероятно, западного бортов Долины Смерти. С севера эту впадину ограничивает разлом Фёрнес-Крик, простирающийся в направлении СЗ  $325^\circ$ . В юго-восточной части разлома позднечетвертичные отложения западного крыла подняты до 4 м относительно восточного. Разлом наклонен на северо-восток под углами  $65-70^\circ$ . Северо-западнее поднято восточное крыло разлома. Наряду с вертикальным можно предполагать позднелепистоценовое правосдвиговое смещение оврагов.

Более точно характер подвижек определяется для современных нарушений, возникших при катастрофических землетрясениях. Крупнейшие из них приурочены к почти меридиональной полосе, протягивающейся от г. Уиннемака на севере до оз. Оуэнс на юге. При землетрясении 2 октября 1915 г. вдоль восточного и отчасти юго-западного краев долины Плизант возникла система сбросов (рис. 81, а; см. 20 на рис. 70) субмеридионального и северо-восточного простираний протяженностью около 60 км [Лукьянов, 1965; Jones, 1915; Wallace, 1977]. В коренных породах сбросы выражены уступами, наклоненными в сторону опущенных крыльев под углами  $50-60^\circ$ . В рыхлых осадках уступы нередко становятся круче и сопровождаются раздвиганием. Высота уступов до 4,8 м (см. рис. 81, б). Местами в опущенном крыле присутствует небольшой встречный уступ (до 0,5–1 м), который вместе с основным уступом ограничивает узкий приразломный грабен. На участке, где современный разлом отклоняется до СЗ  $335^\circ$ , появляется сдвиговая компонента смещения до 1,5 м (см. рис. 81, в). Современные нарушения наследуют более древний разрыв со следами по меньшей мере еще двух голоценовых подвижек.

При землетрясениях 6 июля и 23 августа 1954 г. возникла 40-километровая субмеридиональная система трещин на западе хр. Стиллуотер. Высота сбросовых уступов обычно не превышает 0,5 м [Лукьянов, 1965]. Два более сильных землетрясения 16 декабря 1954 г. создали систему нарушений восточнее хр. Стиллуотер: в долине Дикси и в районе пика Фэрвью. Протяженность системы более 90 км. Возникшие нарушения образуют два субмеридиональных кулисно расположенных грабена (см. 21 на рис. 70), причем южный грабен Фэрвью смещен к востоку относительно грабена Дикси. На западном

борту грабена Дикси сформировался сбросовый уступ высотой до 2,1 м. Как и в долине Плизант, этот уступ представляет собой сброс, который в коренных породах наклонен под углами  $55-75^\circ$ , а в рыхлых осадках становится круче и сопровождается раздвиганием. На юге, где разрыв простирается на юго-запад, появляется левосдвиговая компонента смещения до 2,1 м. Разрывы бортов грабена Фэрвью, помимо сбросовой, имели правосдвиговую компоненту перемещения. Вдоль разрыва Фэрвью на западном борту грабена амплитуда сдвига достигает местами 3,6 м при 3,6 м максимального вертикального смещения [Лукиянов, 1965].

Далее к югу, в горах Сидар (см. 22 на рис. 70) при землетрясении 20 декабря 1932 г. возник пояс трещин шириной 6,5–14,5 км и длиной 60 км [Лукиянов, 1965]. Отдельные трещины простираются субмеридионально ( $0-28^\circ$ ), определяются как сбросо-раздвиги и образуют в совокупности правый кулисный ряд северо-западного простирания. Такое расположение трещин свидетельствует о правосдвиговой подвижке вдоль оси ряда.

При катастрофическом землетрясении 26 марта 1872 г. на западном борту долины Оуэнс возник сбросовый уступ северо-северо-западного простирания протяженностью около 110 км (см. 17 на рис. 70), вероятно наследующий более древнее нарушение. Высота уступа 3–4 м, местами до 7 м. Данные о сдвиговой составляющей перемещения противоречивы, но М. Дж. Бонилла [Bonilla, 1968] убедительно показал, что почти на всем протяжении разрыва имел место правый сдвиг до 4,8–6 м.

Таким образом, по разломам меридионального, реже – северо-восточного простирания при катастрофических землетрясениях исторического времени происходили сбросо-раздвиговые перемещения. Вдоль разломов северо-северо-западного простирания они сочетались с правым сдвигом. В районе пика Фэрвью правые сбросо-сдвиговые смещения зафиксированы вдоль субмеридионального нарушения. Выявленные подвижки указывают на сосуществование в рассматриваемом регионе субширотного и северо-запад – юго-восточного растяжения. Первому принадлежит ведущая роль в формировании структуры поверхности.

#### ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ

Крупнейшей структурной линией восточной ветви является разлом Уосач – грандиозный неотектонический уступ на границе Скалистых гор и Большого Бассейна. Зона позднечетвертичных нарушений прослеживается здесь на 360 км от г. Малад-Сити и сел. Оксфорд в южной части штата Айдахо через г. Солт-Лейк-Сити до г. Гуннисон в центре штата Юта [Kaliser, 1976]. На севере разлом состоит из двух ветвей, которые сливаются примерно в 20 км южнее границы штатов Айдахо и Юта. При общем субмеридиональном простирании на отдельных участках зона разлома значительно отклоняется от этого направления (см. 19 на рис. 70).

Первое обстоятельное описание молодых нарушений зоны разлома Уосач принадлежит Дж. К. Джильберту [Gilbert, 1890], обосновавшему сбросовый характер разлома. В дальнейшем было выполнено детальное картирование молодых сбросов на 200-километровом отрезке зоны между г. Бригам-Сити и сел. Нефи [Morisawa, 1972; Hintze, 1972]. Для обоснования возраста подвижек большое значение имело изучение геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений. Во многих местах молодые разрывы секут главную террасу оз. Бонневиль. Это озеро существовало в течение длительного времени начиная со среднего плейстоцена, и упомянутая терраса отвечает уровню высокого стояния озера в конце эпохи висконсинского оледенения, около 15 000 лет назад [Morrison, Frye, 1965]. Последовательные стадии отступления озера выражены системой вложенных и прислоненных одна к другой речных и озерных террас. Большое Соленое озеро и оз. Юта являются реликтами древнего оз. Бонневиль и служат базами эрозии современных водотоков.

В 1976 г. автор обследовал 100-километровый участок зоны разлома между городами Огден и Американ-Форк (рис. 82, 83). Эти наблюдения, дополненные данными предшествовавших исследований, легли в основу настоящего описания.

Рис. 82. Молодые тектонические нарушения зоны разлома Уосач между городами Огден и Американ-Форк (по данным М. Морисава [Morisawa, 1972] и личным наблюдениям)

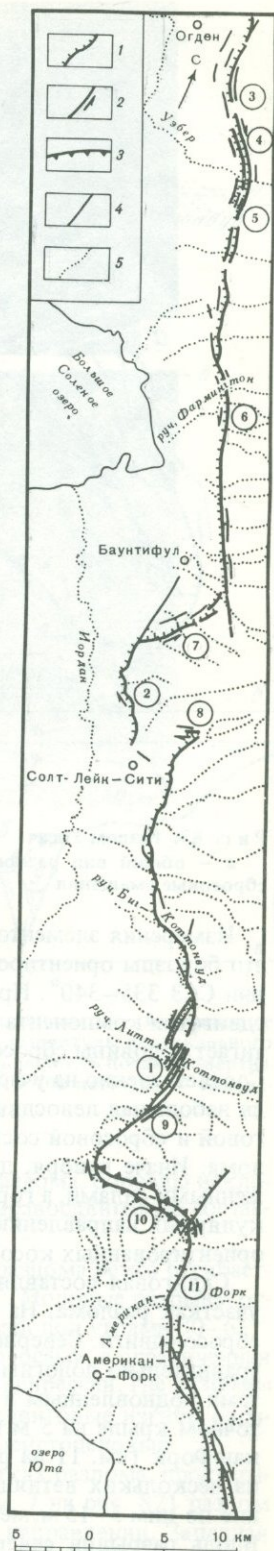
1 — сбросы; 2 — сдвиги; 3 — взбросы и надвиги; 4 — разрывы с невыясненным направлением смещений; 5 — русла рек и оврагов. Объяснение цифр — в тексте

На всем изученном протяжении молодые разрывы зоны разлома Уосач трассируются позднечетвертичными уступами, обращенными на запад. Нередко они представлены фасетами — сужающимися кверху треугольными участками склонов с ровной и относительно круто наклоненной поверхностью между соседними пересекающимися уступ оврагами (см. рис. 83, б). На некоторых отрезках наблюдается один четко выраженный молодой уступ, на других — несколько уступов. Их высота достигает 10 м, иногда 20 м. Местами уступы ветвятся или располагаются эшелонированно друг относительно друга, образуя кулисные ряды. Характерны небольшие встречные уступы, которые в сочетании с уступами, обращенными на запад, создают грабены. Ширина зоны молодых нарушений обычно не превышает 1,5 км.

Наиболее выразительно основные черты строения молодых разрывов проявлены на южном склоне долины Литтл-Коттонвуд и южнее, возле оврага Белл (рис. 84; см. 1 на рис. 82). Здесь хорошо видна система разрывных уступов с опущенными западными крыльями, иногда сопровождающихся небольшими встречными уступами. Высота уступов, обращенных на запад, 3—17 м, встречных уступов 1—3 м. Все разрывы наклонены в сторону опущенных крыльев под углами до  $60^\circ$ , а встречные разрывы — до  $70^\circ$  и, таким образом, являются сбросами. Суммарное опускание западного крыла зоны разрывов 40—45 м. Сбросы смещают морену позднечетвертичного оледенения.

Севернее в долине Литтл-Коттонвуд выделяется одно главное нарушение. По нему I надпойменная терраса (позднеголоценовая?) сброшена на 3—4 м, а современное русло — на 1,5—2 м. Нарастание амплитуд смещения по мере удревнения нарушаемых форм свидетельствует о неоднократном возобновлении подвижек. На северном склоне долины Литтл-Коттонвуд зона разлома образована двумя грабенами и серией более мелких нарушений. Оба грабена были заложены, вероятно, в позднем плейстоцене, но восточный грабен испытал подновление в голоцене, а западный был эродирован во время последней крупной трансгрессии оз. Бонневиль (около 15 000 лет назад) и позднее не возобновлялся.

Второй отрезок разлома, важный для понимания характера тектонических движений по нему, находится к северо-западу от здания Капитолия штата Юта (см. 2 на рис. 82). Поверхность разлома здесь на большом протяжении обнажена искусственными выработками, и штриховка на этой поверхности помогает определить направление истинного перемещения. В целом рассматриваемый участок разлома простирается на северо-северо-запад, но испытывает многократные мелкие изгибы. Повсеместно поверхность разлома наклонена в западных румбах под углами  $60-70^\circ$ .



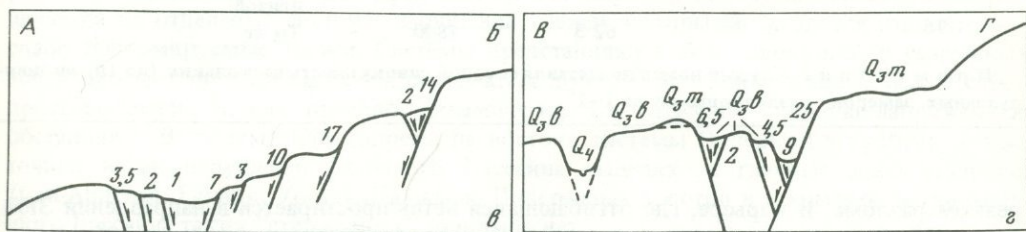
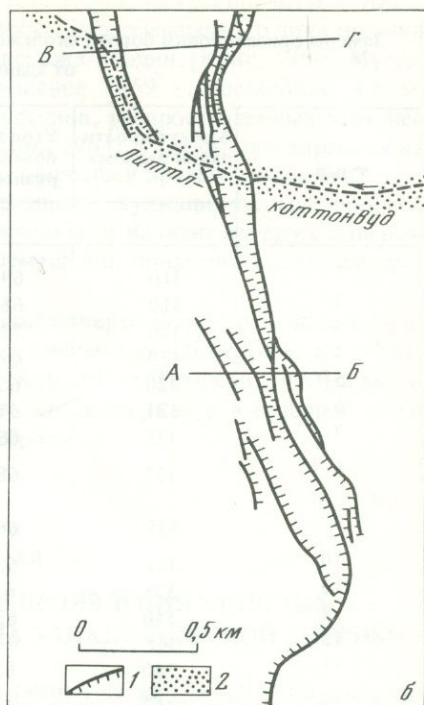
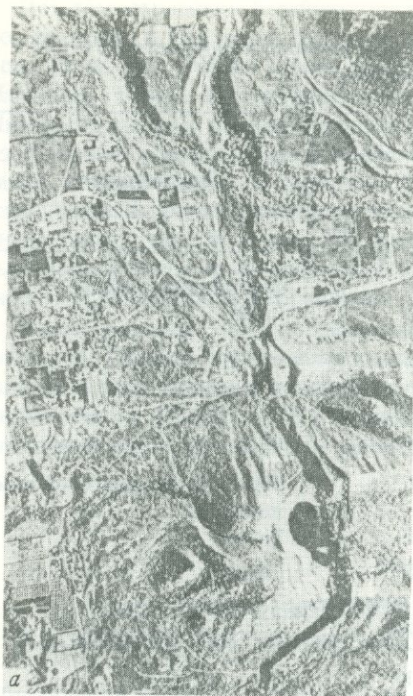


Р и с. 83. Разлом Уосач

*а* — общий вид разлома юго-восточнее г. Солт-Лейк-Сити; *б* — фасыеты, отмечающие молодые сбросовые смещения

Измерения элементов залегания борозд на поверхности разлома (табл. 2) показали, что борозды ориентированы по падению лишь там, где разлом простирается в направлении ССЗ  $335-340^\circ$ . При отклонении разлома на северо-запад до  $315^\circ$  появляется правосдвиговая компонента смещения, которая на участках с простиранием СЗ  $315-320^\circ$  достигает половины сбросовой компоненты (углы наклона борозд  $53-68^\circ$  на северо-запад). Соответственно на участках разлома, простирающихся в направлении  $350-0^\circ$ , появляется небольшая левосдвиговая компонента смещения. Таким образом, соотношение сдвиговой и сбросовой составляющих перемещения зависело от ориентировки участка разлома. Иначе говоря, движения по разлому Уосач определялись не вертикально приложенными силами, а горизонтальным растяжением, которое на одних участках, перпендикулярных направлению растяжения, вызывало чисто сбросовую подвижку, а на других, ориентированных косо к этому направлению, — комбинацию сброса и сдвига.

Сдвиговая составляющая перемещений выявлена в подобных условиях и на других участках разлома. На его отрезках северо-западного простирания обнаружены правые сбросо-сдвиги. Севернее р. Уэбер (см. 4 на рис. 82) восточная ветвь разлома выражена сравнительно пологим, но четким уступом средне-позднеплейстоценового возраста, местами подновленным в голоцене. Позднеплейстоценовые формы рельефа подняты в восточном крыле на 5 м и сдвинуты вправо примерно на ту же величину. Южнее р. Американ-Форк (см. 11 на рис. 82) разлом простирается в целом на юго-юго-восток и состоит из нескольких ветвящихся и кулисно расположенных разрывов. Вертикальное смещение по ним 5–15 м, местами до 30 м; из них на долю голоцена приходится не более 10 м. Вдоль разрывов северо-западного простирания имеют место правые изгибы русел до 5–10 м. В г. Солт-Лейк-Сити на поверхности небольшого субширотного разрыва (см. 8



Р и с. 84. Участок зоны разлома в районе долины Литтл-Коттонвуд

*a* – аэрофотоснимок; *б* – карта молодых сбросов: 1 – крупнейшие разрывы, 2 – голоценовые наносы долины Литтл-Коттонвуд; *в* – профиль по линии А–Б (цифры – амплитуды вертикального смещения, м); *г* – профиль по линии В–Г (цифры – то же);  $Q_3m$  – поверхность позднечетвертичной морены;  $Q_3b$  – уровень максимальной трансгрессии оз. Бонневиль (15 000 лет);  $Q_4$  – голоценовое днище долины

на рис. 82), расположенного между двумя главными ветвями разлома, борозды наклонены на запад под углами  $12-50^\circ$ , указывая на значительную правосдвиговую составляющую перемещений.

В районе руч. Корнер (горы Траверс, см. 10 на рис. 82) зона разлома резко отгибается на восток и на протяжении 6 км простирается по азимуту  $100^\circ$ . Молодые разрывы ограничивают депрессию шириной до 0,5 км и наклонены от депрессии под углами  $30-65^\circ$ . Таким образом, молодые разрывы оказываются надвигами и взбросами, а ограниченная ими депрессия – рампом. На западном и восточном окончаниях депрессии, где разрывы простираются на северо-запад – юго-восток, обнаружены правосдвиговые изгибы оврагов и сбросовые уступы. Возраст нарушений в основном позднелепистоценовый.

Левосдвиговая компонента перемещений выявляется на участках разлома, простирающихся в северо-восточных румбах. В районе г. Баунтифул (см. 7 на рис. 82) разлом раздваивается и его восточная ветвь быстро затухает в южном направлении. Западная ветвь отгибается к юго-западу и смыкается со следующим, кулисно расположенным от-

Таблица 2

Замеры ориентировки борозд скольжения на поверхности разлома Уосач в карьере в 2–4 км от здания Капитолия штата Юта

№ п/п	Азимут простирания разлома	Угол падения поверхности разлома	Угол наклона борозд	Тип движения
1	310	69 ЮЗ	53 С	Правый сдвиг-сброс
2	310	68 ЮЗ	68 С	То же
3	320	72 ЮЗ	62С	"
4	320	65 ЮЗ	65 С	"
5	320	65 ЮЗ	63 С	"
6	321	67 ЮЗ	63 С	"
7	325	66 ЮЗ	62 С	"
8	322	68 ЮЗ	78 С	Сброс с правосдвиговой компонентой
9	335	66 ЮЗ	80 С	То же
10	331	63 ЮЗ	88 С	Сброс
11	335	62 ЮЗ	По падению	"
12	340	63 ЮЗ	То же	"
13	348	64 ЮЗ	"	"
14	340	65 ЮЗ	88 Ю	"
15	352	64 ЮЗ	79 Ю	Сброс с левосдвиговой компонентой
16	0	62 З	78 Ю	То же

Примечание. Каждый номер представляет собой совокупность нескольких (до 10) индивидуальных замеров, различающихся на 1–2°.

резком разлома. В карьере, где отгибающаяся ветвь простирается в направлении ЗЮЗ 240–260°, борозды на поверхности разрыва наклонены на запад под углом 70°, указывая на присутствие левосдвиговой компоненты. Южнее руч. Фармингтон (см. 6 на рис. 82) на отрезке разлома, простирающемся в направлении 0–10°, обнаружены левые смещения и изгибы оврагов до 6 м при вертикальной компоненте 7–10 м, в одном месте 25 м. Близкие соотношения наблюдаются южнее оврага Соит-Форк (см. 9 на рис. 82). Здесь разрыв простирается на юго-запад и смещает овраги влево на 2–10 м при вертикальном смещении главной террасы оз. Боэневиль на 30 м.

Максимальное вертикальное смещение главной террасы оз. Бонневиль (имеющей возраст около 15 000 лет) 30 м. Отсюда средняя скорость вертикального перемещения 2 мм/год, а скорость растяжения при углах наклона разрывов 50–60° около 1 мм/год. Если учесть, что с миоцена поныне амплитуда вертикального смещения по разлому Уосач достигла 4 км [Кук, 1970; Nolan, 1943; Hintze, 1972], полученные цифры примерно отражают среднюю скорость движений по разлому за весь неотектонический этап. Сильных землетрясений в зоне разлома Уосач не известно, но землетрясения (слабые и средней силы) происходят регулярно [Cook, 1972].

Кроме разлома Уосач, позднечетвертичные сбросовые смещения отмечены в 70-километровой зоне разломов Кач (см. рис. 70), расположенной в 20–25 км восточнее [Kaliser, 1976]. Эта зона характеризуется умеренной сейсмичностью [Cook, 1972]. Еще одна сейсмически активная зона находится в долине Ханзел (см. 23 на рис. 70), где во время землетрясений Космо 12 марта 1934 г. вдоль субмеридиональной трещины возник сбросовый уступ высотой 0,6 м [Cook, 1972].

При землетрясении в районе оз. Хибджен 17 августа 1959 г. на границе штатов Айдахо, Монтана и Вайоминг были активизированы сбросы северо-западного простирания (см. 15 на рис. 70) по краям грабенообразных новейших впадин [Кинг, 1960; Myers, Hamilton, 1964]. Максимальное вертикальное смещение 1959 г. составляло 4,8 м. Интересна система позднечетвертичных сбросовых уступов, распространенных западнее оз. Хибджен вдоль долины р. Ред-Рок [Myers, Hamilton, 1964]. Сбросы простираются на запад и северо-запад и образуют в совокупности широтный правый кулисный ряд, параллельный расположенному южнее грабенообразному вулканическому прогибу Снейк-Ривер (см. 14 на рис. 70). Возможно, это указывает на наличие наряду с поперечным растяжением праводвиговой компоненты перемещений примерно вдоль оси прогиба — в субширотном направлении.

Южнее разлома Уосач специального изучения позднечетвертичных нарушений не проводилось. Однако отрывочные сведения о молодых смещениях [Howard et al, 1978], данные о расположении эпицентров землетрясений [Кук, 1970; Томпсон, 1970] и механизме очагов [Smith, 1977] свидетельствуют о том, что здесь, как и в северной части восточной ветви, преобладают субмеридиональные сбросы.

## ГЛАВА ДВЕНАДЦАТАЯ

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МОЛОДЫХ И НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ЗАПАДЕ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Проявления позднечетвертичных тектонических движений на западе США и в соседних районах Мексики охватывают край континента шириной 600–1000 км. Этот пояс разделяется на отдельные системы нарушений, между которыми находятся относительно слабо деформируемые блоки. Системы представляют собой совокупности разрывных зон и иногда сопутствующих им складчатых деформаций. Зоны связаны между собой пространственно и, как правило, динамически, т.е. отражают сходную напряженную обстановку. В системе Сан-Андреас, на востоке системы Поперечных хребтов, в восточной ветви нарушений Большого Бассейна выделяются главные зоны разломов (Сан-Андреас, Гарлок, Уосач). На западе Поперечных хребтов и в западной ветви Большого Бассейна таких "стержневых" разломов нет.

Системы позднечетвертичных нарушений в целом наследуют системы новейших разломов. По отношению к раннечетвертичным дислокациям унаследованность может считаться полной, хотя и не каждый четвертичный разрыв функционировал в позднем плейстоцене и голоцене. По отношению к неогеновым образованиям унаследованность неполная, поскольку в течение последних 15–20 млн. лет структура региона претерпела направленные изменения. Главным из них было последовательное преобразование все более обширных участков края континента из области поддвига в сдвиговую систему. В соответствии с этим (см. рис. 68) последовательно сокращалась область известково-щелочного дифференцированного вулканизма, ограниченная в четвертичное время лишь Каскадными горами, удлинялась и преобразовывалась сама краевая сдвиговая система, которая только в плиоцене приобрела облик, близкий к современному.

Определенные изменения сдвиговой системы были связаны с изменениями активности тех или иных нарушений. Так, относительно слабо активная в позднечетвертичную эпоху зона разломов Сан-Грегорио — Хосгри, по-видимому, играла более существенную роль в миоцене и в какое-то время могла быть ведущим элементом системы Сан-Андреас. В раннем и среднем [Jahns, 1973], а может быть, и позднем [Crowell, 1973] миоцене разлом Сан-Габриель был отрезком разлома Сан-Андреас, но в дальнейшем оказался смещенным влево вдоль широтной зоны разломов Малибу — Баннинг и утерил активность. К востоку от него возникла новая ветвь разлома Сан-Андреас, связавшая разобщенные участки и функционирующая до сих пор. В свою очередь,

восточный отрезок широтной зоны — разлом Баннинг—оказался впоследствии (вероятно, в плиоцен-четвертичное время) смещенным вправо вдоль разлома Сан-Хасинто.

Важные преобразования имели место в процессе развития структуры Провинции Бассейнов и Хребтов. Возникшая в раннем-среднем миоцене система сбросов и магмоподводящих трещин северо-северо-западного простирания позднее прекратила развиваться. При этом ее южный (граница Аризоны и Калифорнии) и северный (Колумбийское плато) участки утратили активность, а в центре тектоническая активность сместилась к западу и востоку и в четвертичное время сконцентрировалась на краях Большого Бассейна. Там получили развитие сбросы уже не северо-северо-западного, а субмеридионального, реже — северо-восточного простирания. Одновременно со смещением тектонической активности мигрировал и характерный для новейшего этапа развития Провинции Бассейнов и Хребтов контрастный вулканизм (см. рис. 68, 69, 70).

Итак, сопоставление неогеновых, четвертичных и позднечетвертичных структур обнаруживает длительность развития главных систем нарушений, но сами системы претерпевали направленные изменения как в расположении, так и в морфологии образующих их тектонических зон. Поэтому для всего новейшего этапа правильнее говорить об унаследованности не конкретных нарушений, а основных тенденций и форм проявлений тектонической жизни. Вместе с тем в течение примерно последних 15 млн. лет характер тектонических движений в выделенных системах не изменялся. Это дает основание использовать результаты детального изучения молодых нарушений для более полной характеристики систем.

Запад США отличается от других рассматриваемых в настоящей работе регионов тем, что здесь имеются надежные данные об амплитудах и скоростях не только позднечетвертичных, но и более древних неоген-четвертичных движений по крупным разломам. В первую очередь это относится к разлому Сан-Андреас. На примере этого и отчасти других разломов можно проверить правомочность использования скоростей молодых тектонических движений для характеристики всего новейшего этапа.

Современные сдвиговые перемещения по разлому Сан-Андреас происходят либо в виде крипа и землетрясений с магнитудами не выше 6—7, либо в виде редких импульсных подвижек при катастрофических землетрясениях с магнитудами около 8 и более. На участках первой категории средняя скорость крипа и подвижек при землетрясениях изменяется как вдоль зоны разлома, так, по-видимому, и во времени. В районе сел. Чолам она близка к 2 см/год, а севернее, вблизи г. Холлистера, возрастает до 4 см/год. Намечается возрастание скорости крипа перед и после землетрясений средней силы. На юге зоны разлома лишь по разлому Империял скорость современного крипа достигает 3 см/год, но была ли она столь же высокой до землетрясения 1940 г., мы не знаем. Неизвестны и скорости современных движений по другим ветвям южного участка зоны разлома. Лишь по разлому Сан-Хасинто можно предполагать среднюю скорость сдвига за последние 3000 лет до 3 мм/год.

Труднее определить среднюю скорость современных горизонтальных движений на участках разлома, где эти движения происходят импульсно при катастрофических землетрясениях. Для северного участка, где проявилось землетрясение 1906 г., подобные оценки делались по скорости накопления деформаций [Reid, 1910] и данным о повторяемости землетрясений [Le Marche, Wallace, 1972]. Несмотря на обилие допущений и неопределенность исходных данных, полученные результаты в общем согласуются и дают среднюю скорость движений до 3—6 см/год. На участке землетрясения 1857 г. (равнина Карризо) радиоуглеродная датировка отложений смещенной террасы свидетельствует о средней скорости сдвига не менее 3 см/год.

Итак, выявленные или предполагаемые скорости современных горизонтальных перемещений на разных участках разлома Сан-Андреас колеблются от 2 до 4 см/год или более. В последних случаях они выше скоростей движений за весь неотектонический этап. Расчеты средних скоростей позднечетвертичных сдвиговых перемещений гипотетичны и основаны на определении возраста и корреляции смещаемых долин, террас и других форм рельефа. Важным для такого определения является то обстоятельство,

что на разных участках разлома определены максимумы смещений, т.е. интервалы амплитуд сдвига долин и террас, которые обнаруживаются чаще, чем промежуточные величины. По-видимому, они обусловлены, по крайней мере частично, этапностью формирования врезов и развития долин. Местами есть прямые геоморфологические данные о синхронности форм рельефа, смещенных на одинаковое расстояние. Между сел. Чолам и перевалом Кахон выявлены максимумы смещений: на 120–140 (реже — до 180 м), 210–230, 600 и 900–1200 м. Северо-западнее Чолама на склонах гор Санта-Крус и Габилан амплитуды сдвига определялись главным образом с помощью топографических карт. Поэтому данные о смещениях меньше 150 м неточны и не могут быть использованы. Здесь выделяются максимумы смещений на 170–200, 400, 600–700, 900 и 2600–3000 м (см. рис. 75). Частично они совпадают с максимумами смещений в более юго-восточных районах.

Как уже отмечалось, 125-метровое смещение на равнине Карризо возникло в течение последних 3500 лет, т.е. движение происходило со средней скоростью не менее 3 см/год. Возле перевала Кахон на 200 м смещена терраса, возраст верхней части чехла которой (судя по почвенному профилю) — голоцен, может быть, самый конец плейстоцена. Отсюда скорость перемещения едва ли больше 2 см/год. Наконец, сдвиг долины р. Пахаро на 700 м произошел с конца позднего плейстоцена. С ним, по-видимому, коррелируется смещение I террасы долины Литтл-Рок на 600 м. Средняя скорость сдвига за голоцен — конец позднего плейстоцена оказывается близкой к 2 см/год или немного больше. Таким образом, средние скорости сдвиговых перемещений за конец позднего плейстоцена — голоцен и, возможно, за весь голоцен соизмеримы со средними скоростями неотектонических движений за более крупные отрезки времени. Иначе говоря, за время с конца позднего плейстоцена, а может быть, уже в течение голоцена происходит усреднение различий в скоростях движения отдельных участков зоны разлома Сан-Андреас, т.е. этот возрастной интервал достаточен, чтобы получить представление о скорости движения по разлому за геологически длительные отрезки времени. К такому же выводу приводит сопоставление скоростей вертикальной составляющей перемещений по разлому Уосач с конца плейстоцена и с конца миоцена поныне. Обе величины близки к 2 мм/год.

Скорости молодых и новейших движений по разломам запада США показывают, что около 75% выявленных перемещений приходится на систему Сан-Андреас. Это дало американским исследователям [Atwater, 1970] основание рассматривать ее как современную границу Северо-Американской и Тихоокеанской плит — границу трансформного типа, которая продолжается на севере трансформной зоной Мендосино и связывает рифтовые системы Калифорнийского залива на юге и хребтов Горда и Хуан-де-Фука на севере. Южнее Калифорнийского залива фрагменты океанической плиты восточного крыла рифтовой системы поддвигаются под центральную часть Америки [Menard, 1978], обуславливая дифференцированный известково-щелочной вулканизм на краю континента. Такое же соотношение океанических и континентальных структур имеет место севернее разлома Мендосино, где областью известково-щелочного вулканизма на краю континента являются Каскадные горы [Menard, 1978; Christiansen, McKee, 1978]. В трансформной системе Сан-Андреас поддвижение океанической коры под континент не происходит. Поэтому нет здесь сейчас и известково-щелочного вулканизма. Но к востоку от системы Сан-Андреас развивается Провинция Бассейнов и Хребтов с характерными для нее проявлениями растяжения и контрастного вулканизма.

Образование новейшей структуры Провинции Бассейнов и Хребтов объясняют по-разному. Уже довольно давно [Менард, 1966; Heezen, 1960] была высказана мысль об отдельной ветви рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия, продолжающейся в Провинции Бассейнов и Хребтов. Развитие этого положения привело к гипотезе, что на участке между Калифорнийским заливом и разломом Мендосино Восточно-Тихоокеанское поднятие оказалось погребенным под надвинутой на него континентальной корой Северо-Американской плиты [Менард, 1966; Кучай, Вэссон, 1978; Hamilton, Meuzs, 1968]. Сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов рассматриваются как косвенное

отражение растяжения от оси погребенного поднятия. С надвиганием континентальной плиты связывается последовательная миграция к востоку проявлений стационарной мантийной магматической активности — "горячих точек". В качестве примера такой миграции указывается вулканическая зона Снейк-Ривер [Morgan, 1972]. Однако, как было показано выше, область Высоких лавовых равнин характеризуется не однонаправленной, а двусторонней миграцией вулканизма и поэтому не может служить выражением мантийной "горячей точки" и надвигания вышележащей континентальной плиты. Что же касается самой идеи субдукции океанической рифтовой системы под континентальную плиту, то она противоречит сущности взаимосвязанных процессов спрединга — субдукции: механизм движения останавливается в результате смыкания этих структур.

Согласно еще одной гипотезе [Scholz et al., 1971], структура Провинции Бассейнов и Хребтов развивается в новейшее время в известной мере автономно от системы Сан-Андреас и Восточно-Тихоокеанского поднятия и обусловлена предшествовавшим поддвижением океанической плиты Фараллон под Северо-Американскую плиту. Поглощение плиты Фараллон вызвало мантийный диапиризм и воздымание поверхности, следствием чего явились образование внутрикоровых аркогенных впадин и вулканическая деятельность. Этой гипотезе противоречит отчетливая упорядоченность ориентировки сбросов Большого Бассейна, исключающая происхождение основных элементов структуры в результате аркогенного растяжения.

Большинство исследователей сейчас отказались от идей как погребенного под континентальной плитой Восточно-Тихоокеанского поднятия, так и автономности развития Большого Бассейна и связывают растяжение Провинции Бассейнов и Хребтов с движениями вдоль основной границы плит — системы разломов Сан-Андреас. Т.Атуотер [Atwater, 1970] называет ее "ослабленной" зоной деформаций, сопровождающей перемещения вдоль основной границы плит. К.Л.Кук [1970] и Р.Б.Смит [Smith, 1977] рассматривают отдельные зоны нарушений Провинции Бассейнов и Хребтов как границы крупных внутриплитных литосферных блоков (субплит). Каждая субплита характеризуется индивидуальным режимом тектонических движений, но все они перемещаются в северо-западных румбах, хотя и с разными скоростями. Рифтоподобные структуры развиваются в тыловых частях субплит. По существу, те же процессы внутриплитного растяжения, вторичного по отношению к движению вдоль главной границы — системы Сан-Андреас, положены в основу ряда других структурных моделей, учитывающих особенности распределения теплового потока и новейшего вулканизма и обусловленных ими пластических свойств глубинных масс литосферы [Томпсон, 1970; Christiansen, McKee, 1978; Lachenbruch, Sass, 1978; Eaton, 1979]. Авторы этих гипотез приходят к выводу о различии форм движений в верхнекоровом слое и более глубоких горизонтах литосферы, но в целом переносят значение и соподчиненность отдельных систем нарушений верхнекорового слоя на глубину. Как будет показано дальше, такая экстраполяция не правомочна.

Развивая представления М.Л.Хилла и Т.У.Диббли [Hill, Dibblee, 1953] о единой системе тектонических напряжений, определяющих формирование Сан-Андреаса и левых сдвигов Поперечных хребтов, А.В.Лукиянов [1965] показал, что и субмеридиональные сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов обусловлены той же системой. Он писал: "И Береговые хребты, и Провинция Бассейнов и Хребтов развиваются под действием одних и тех же напряжений... Вероятно, на протяжении всего кайнозоя (точнее, среднемиоцен-четвертичного времени. — В.Т.) максимальное сжатие на этой огромной территории было ориентировано в меридиональном, а растяжение — в субширотном направлениях. При такой системе напряжений меридиональные разломы развивались как раздвиги, широтные — как взбросы и надвиги, а северо-западные и северо-восточные — соответственно как правые и левые сдвиги" [Лукиянов, 1965, с. 138—139].

Подмеченные А.В.Лукияновым геометрические соотношения новейших разломов запада США находят аналогии в других континентальных областях новейшей тектонической активности. Они были описаны выше в отдельных сегментах Альпийско-Центральноазиатского орогенического пояса. Вместе с тем не все новейшие структуры

запада США подчиняются выявленной закономерности. Так, крупнейшая структура растяжения — грабенообразный вулканический прогиб Снейк-Ривер—простирается не меридионально, а на северо-восток. Сбросы северо-восточного простирания в подчиненном количестве имеются и в Большом Бассейне [Howard et al., 1978; Wallace, 1977]. Северо-запад — юго-восточное направление растяжения подтверждается и частью механизмов очагов землетрясений (см. рис. 68, E) [Smith, 1977]. Возникает предположение, что, помимо субширотного растяжения, связанного с движениями в системе Сан-Андреас, в Большом Бассейне проявляется и некая иная закономерность формирования разрывов, не характерная для континентальной коры и, возможно, обусловленная структурными воздействиями более глубоких горизонтов литосферы. Чтобы проверить это, рассмотрим данные о глубине заложения крупнейших зон выраженных на поверхности тектонических нарушений.

В области Поперечных хребтов на глубинах 40–100 км выявлена зона высоких скоростей сейсмических волн ( $V_p = 8,3$  км/с), не смещенная разломами системы Сан-Андреас [Hadley, Kanamori, 1977]. Исключив возможность случайного совпадения аномалий по обе стороны разлома и быстрого формирования высокоскоростного слоя в результате фазовых переходов, указанные авторы приходят к выводу, что разлом Сан-Андреас не продолжается в высокоскоростной мантийный слой.

Во впадине Гуаямас Калифорнийского залива на оси рифтовой зоны отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  превышает атмосферное в 7,9 раз ( $R/R_A = 7,9$ ), что типично для срединно-океанических рифтовых систем, где происходит вынос мантийного гелия. Столь же высокие отношения  $R/R_A$  сохраняются [Welhan et al., 1978] на южном продолжении разлома Империял к югу от г. Мехикали (5,0–6,3), в гидротермальной скважине южнее оз. Солтон-Си (6,2) и в районе Солтон-Си (5,8–6,5). В отличие от указанных районов на более северном отрезке зоны Сан-Андреас до г. Палмдейла  $R/R_A$  колеблется от 0,1 до 1,17. Поскольку значение  $R/R_A = 0,1$  характерно для гранитно-метаморфического слоя, можно полагать, что на этом отрезке зона Сан-Андреас не имеет или имеет весьма слабое сообщение с мантийными источниками гелия. Столь же незначительный привнос глубинного гелия характерен для других разломов системы Сан-Андреас Южной Калифорнии [Welhan et al., 1978].

Анализируя тепловой поток Южной Калифорнии, А.Х.Лакенбрук [Lachenbruch et al., 1978] отмечает, что южнее Поперечных хребтов разлом Сан-Андреас характеризуется такой же величиной теплового потока (около  $1,6 \text{ HFU}^1$ ), какая обнаружена в соседнем блоке Мохави, и уступает рифтовым или трансформным границам литосферных плит мантийного заложения. На более северных отрезках разлома Сан-Андреас тепловой поток местами повышается до  $2,0 \text{ HFU}$  [Lachenbruch, Sass, 1973], однако и здесь его трудно связать с мантийными источниками тепла. В таком случае было бы невозможно объяснить резкое падение до  $1,2 \text{ HFU}$  теплового потока в Большой Долине (см. рис. 72). К тому же высокий тепловой поток, поступающий из мантии, соответствовал бы условиям, при которых она претерпела бы частичное плавление и разуплотнение, а признаков этого не обнаружено. По мнению А.Х.Лакенбрука и Дж.Х.Сасса, повышенный тепловой поток обусловлен деформациями в сейсмоактивном слое. Его мощность определяется глубинами гипоцентров землетрясений, которые в системе Сан-Андреас, как и в системе Поперечных хребтов, обычно не превышают 10 км и редко достигают 12–18 км [Рихтер, 1963; Бениофф, 1966].

По батиметрическим, геофизическим и сейсмологическим данным разлом Сан-Андреас возле мыса Мендосино резко поворачивает на запад и переходит в уступ Горда, который совпадает с разломом Мендосино, но в отличие от него обращен к северу. Сильные магнитные аномалии, связанные с зоной Мендосино, не отклоняются в направлении Сан-Андреаса, а продолжают на восток в сторону континента к сел. Панта-Горда [Griscom, 1973]. Это дает основание полагать, что разлом Сан-Андреас не продолжает трансформ-

<sup>1</sup>  $\text{HFU} = 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с} = 41,8 \text{ мВт/м}^2$ .

ный разлом Мендосино, а опирается в его уступ, не выходя за пределы континентального склона.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что разлом Сан-Андреас не распространяется в глубь мантии и, вероятно, ограничен верхним, гранитно-метаморфическим слоем коры, примерно совпадающим с сейсмоактивным слоем (до 15–20 км).

Дж. А. Томпсон [1970] обратил внимание на то обстоятельство, что при существующих размерах разделяемых блоков и среднем наклоне сбросов Большого Бассейна (около  $60^\circ$ ) последние, будучи продолженными по падению, ограничат призмы глубиной до 15–25 км. Если сбросы выполаживаются с глубиной, то охваченный ими коровый слой может быть тоньше. Согласно гравиметрическим данным [Eaton et al., 1978], горстовые хребты Большого Бассейна изостатически не скомпенсированы, что также не позволяет распространять сбросы на большую глубину. Обобщение данных о глубинах гипоцентров землетрясений [Eaton, 1979] показало, что в восточной части Большого Бассейна они ограничены верхними 15 км, чаще всего 10 км. В западной части Большого Бассейна глубины гипоцентров не превышают 20 км и, реже, 25 км. Таким образом, очаги землетрясений охватывают те же глубины, что и наблюдаемые на поверхности сбросы, т. е. характерны для верхнего хрупкого слоя земной коры, глубина которого обычно не превышает 15–20 км. По мнению У.Ф. Брайса [Brace, 1972], породы теряют способность к хрупким деформациям и могут испытывать лишь пластические деформации при повышении температуры до нескольких сотен градусов. Под Большим Бассейном температура достигает  $500^\circ\text{C}$  на глубинах около 20 км [Lachenbruch, Sass, 1978]. К выводу о том, что нарушенный сбросами хрупкий верхнекоровый слой обособлен от более низких горизонтов литосферы, где растяжение осуществляется в форме пластического течения и внедрения магмы, пришли многие исследователи Провинции Бассейнов и Хребтов [Томпсон, 1970; Hamilton, Myers, 1968; Stewart, 1971; Proffett, 1977; Lachenbruch, Sass, 1978; Eaton, 1979]. О такой обособленности говорит и тот факт, что, хотя разновозрастные зоны сбросов и вулканических извержений на западном и восточном краях Большого Бассейна в целом совпадают, базальты крайне редко извергаются непосредственно вдоль сбросов или иных выраженных на поверхности структур растяжения.

Если для системы Сан-Андреас и Провинции Бассейнов и Хребтов существуют достаточно определенные данные, что выраженные на поверхности основные элементы новейшей структуры ограничены верхнекоровым слоем мощностью до 15–20 км и не совпадают с зонами деформаций более глубоких слоев литосферы, то сейсмологические данные о разделяющем их блоке Сьерра-Невада, казалось бы, противоречат такому заключению. Мощность земной коры определена здесь в 50–55 км, а верхнекорового слоя со скоростями продольных волн 6–6,4 км/с – в 27–30 км [Pakiser, 1963; Hill, Pakiser, 1967; Thompson, Burke, 1974]. Однако тепловой поток региона [Lachenbruch, Sass, 1977] значительно ниже того, который мог бы существовать в гранитно-метаморфическом слое мощностью до 30 км (см. рис. 72). Для Сьерра-Невады, как и для соседней области распространения францисканской формации, характерны выходы углекислых вод, состав которых определяется процессами серпентинизации ультрабазитов и преобразования серпентинизированных пород [Barnes et al., 1973, 1975]. Гидрохимический анализ подземных вод Сьерра-Невады привел А. Барнеса к выводу, что под гранитным массивом на относительно небольшой глубине залегают серпентинизированные ультрабазиты и метаморфизованные океанические осадки францисканского типа. Сейсмологические данные не противоречат этому заключению, поскольку по плотностям и скоростям прохождения сейсмических волн при тех давлениях, которые могут существовать под Сьерра-Невадой на глубинах до 15–20 км, серпентинит и гранит близки и отвечают характеристикам верхнекорового слоя. Изотопия стронция большинства углекислых вод ( $^87\text{Sr}/^86\text{Sr} = 0,706 \div 0,7088$ , в среднем 0,7072) указывает на существенную роль мантийных источников стронция (А. Барнес, 1978 г., устное сообщение).

Итак, есть убедительные основания предполагать, что во всем рассматриваемом регионе

от побережья до восточного края Большого Бассейна новейшая структура верхнекорового слоя отличается от структуры более глубоких слоев литосферы. Особенно важно, что граница Тихоокеанской и Северо-Американской плит — система Сан-Андреас не продолжается непосредственно вглубь. У. Гамильтон и У.Б. Майерс [Hamilton, Myers, 1968] предприняли попытку реконструировать глубинную структуру запада США исходя из идеи погребенного под верхнекоровым слоем продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия. Однако их реконструкция не подтверждается геологическими данными, да и сама идея погребенного поднятия, как отмечалось выше, встречает серьезные возражения. По мнению Дж. П. Итона [Eaton, 1979], А.Х. Лакенбрука и Дж. Х. Сасса [Lachenbruch, Sass, 1978], анализирувавших структуру Провинции Бассейнов и Хребтов, тектонические движения на глубине осуществляются в форме пластического течения и рассеяны на обширной территории. По нашему мнению, глубинные деформации концентрируются в сравнительно узких зонах и их можно гипотетически реконструировать по структурным проявлениям в верхнекоровом слое, геофизическим материалам, данным о распределении вулканических образований и теплового потока.

На крайнем юге, в районе Солтон-Си, система Сан-Андреас служит не только верхнекоровой, но и мантийной границей плит, о чем свидетельствуют высокие значения теплового потока (2,5 HFU), данные геофизики и изотопии гелия. Севернее положение изменяется. Реконструируя зону высоких скоростей сейсмических волн в верхней мантии под Поперечными хребтами, Д. Хэдди и Х. Канамори приходят к выводу, что граница плит в мантии проходит вдоль восточного края высокоскоростной зоны, которому на поверхности отвечает простирающаяся на северо-запад зона новейших сейсмически активных разломов Ленвуд — Кэмпрок с признаками сдвиговых перемещений. По данным А.Х. Лакенбрука [Lachenbruch et al., 1978], эта зона, названная им зоной Восточной Мохави, характеризуется высоким (1,8–2,4 HFU) тепловым потоком, значительно превышающим тепловой поток расположенных западнее блока Мохави и зоны Сан-Андреас (около 1,6 HFU).

На севере зона разломов Ленвуд — Кэмпрок причленяется к разлому Гарлок, и на ее продолжении находится западная ветвь молодых нарушений Большого Бассейна. Он сходен с рифтовыми системами утонением земной коры и наличием под ней слоя "разуплотненной мантии" со скоростями продольных сейсмических волн 7,5–7,8 км/с. Наибольшее утонение коры, плиоцен-четвертичный базальтовый вулканизм и повышенный до 2,0–2,5 HFU тепловой поток характерны для западного и восточного краев Большого Бассейна. По-видимому, им соответствуют зоны глубинных деформаций, косвенным отражением которых служат четвертичные разрывы и повышенная сейсмичность верхнекорового слоя. Западная и восточная ветви тектонических нарушений неравноценны. И вулканические образования, и участки повышенного теплового потока, и позднечетвертичные разрывы на западе представлены шире, чем на востоке. По общему объему выделенной сейсмической энергии и количеству катастрофических землетрясений в течение последних ста с небольшим лет западная ветвь превосходит восточную примерно на порядок [Ryall et al., 1966] и приближается в этом смысле к активным границам плит, тогда как восточная ветвь может рассматриваться лишь в качестве границы внутриплитных блоков. Вероятно, западной ветви Большого Бассейна соответствует глубинная граница Тихоокеанской и Северо-Американской плит.

Вулканические проявления и участки повышенного до 2,5 HFU теплового потока в западной ветви Большого Бассейна не распространены непрерывно, а образуют три главных пятна, южное из которых приходится на долину Оуэн и Долину Смерти, среднее — на район оз. Моно, а северное — на район г. Рено. Пятна обнаруживают тенденцию к удлинению в северо-восточном направлении. Между ними прослеживаются на поверхности новейшие разрывы северо-западного простираения с признаками правых сдвиговых и сбросо-сдвиговых смещений [Гамильтон, Майерс, 1970; Stewart et al., 1968]. Это дает основание предполагать, что глубинная структура западного края Большого Бассейна в принципе эквивалентна современной структуре Калифорнийского залива, т. е. представляет собой сочетание правосдвиговых (трансформных) зон деформаций севе-

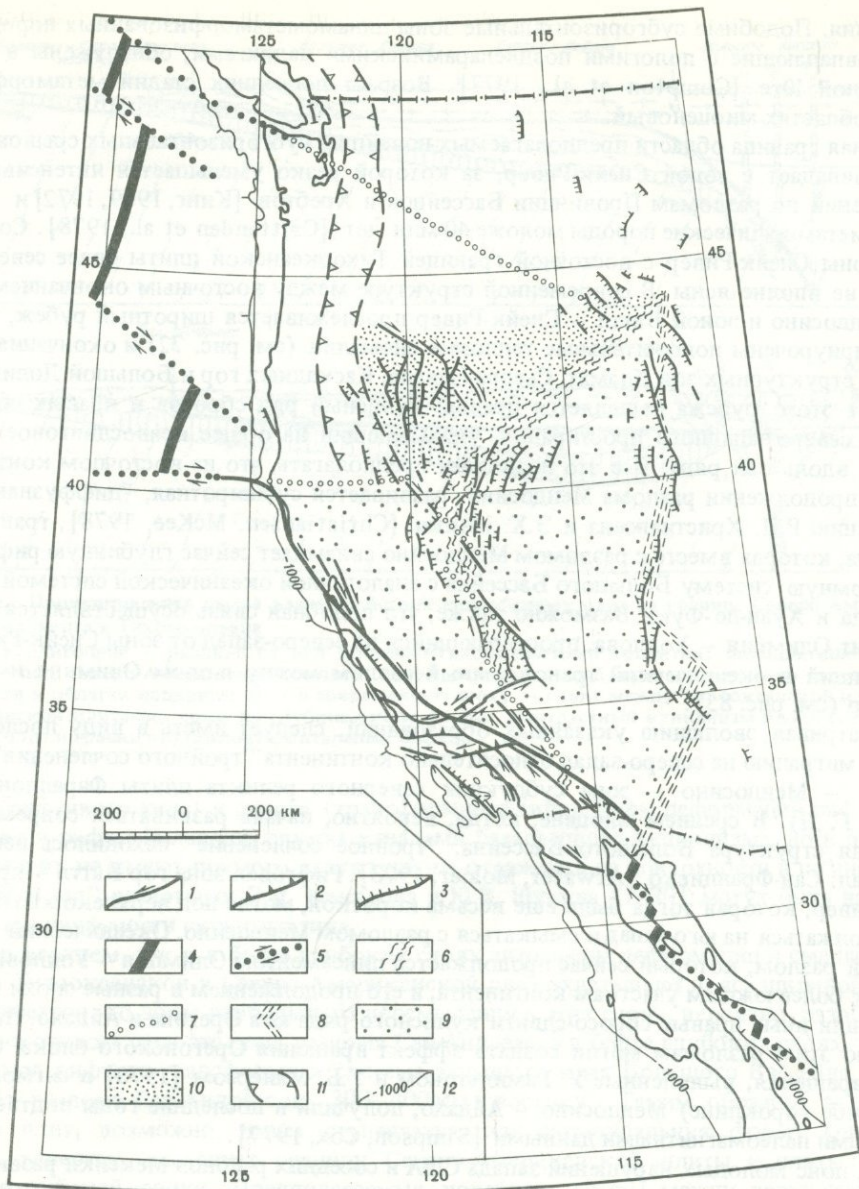
ро-западного простирания и более коротких зон деформаций растяжения (рифтовых) северо-восточного простирания (рис. 85). Последним отвечают участки вулканических извержений и повышенного теплового потока. В отличие от Калифорнийского залива реконструируемая глубинная структура образована сочетанием зон деформаций не хрупкого, а пластического типа.

Северный "рифтовый" участок западного края Большого Бассейна продолжается на северо-восток крупнейшей термальной аномалией гор Баттл, северо-восточнее которой находится вулканический прогиб Снейк-Ривер. Последний, возможно, представляет собой единственную в Провинции Бассейнов и Хребтов зону, где отсутствует гранитно-метаморфический слой и позднекайнозойские вулканы непосредственно подстилаются глубинными мафическими образованиями [Hill, Pakiser, 1967]. Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах прогиба Снейк-Ривер близки к отношениям в толеитах срединно-океанических хребтов [McKee, Mark, 1971]. Гелиевые отношения в газах гидротерм Йеллоустонского парка (восточное окончание зоны Снейк-Ривер) [Craig et al., 1978] также близки к отношениям в срединно-океанических хребтах, например в рифтовой системе Исландии [Кононов, Поляк, 1977]. Вероятно, в районе г. Рено — гор Баттл — прогиба Снейк-Ривер находится глубинная зона рифтового типа, в юго-западной части скрытая гранитно-метаморфическим слоем, а на северо-востоке достигающая поверхности. Особенностью прогиба Снейк-Ривер является его последовательное со среднего миоцена поныне распространение на северо-восток. Поэтому можно полагать, что в северо-восточном направлении суммарное растяжение рифтовой зоны убывает.

Выделенная система зон деформаций рифтового и трансформного типов предположительно рассматривается автором как широкая граница Северо-Американской и Тихоокеанской плит на глубине. Вдоль этой системы, вероятно, происходят перемещения, аналогичные тем, которые осуществляются в верхнекоровом слое вдоль системы Сан-Андреас: движение Тихоокеанской плиты на северо-запад относительно континента. Подобная глубинная система, но меньшего значения, внутриконтинентальная, вероятно, проходит под восточным краем Большого Бассейна (см. рис. 85). Возможно, таким же внутриконтинентальным образованием является и расположенная юго-восточнее рифтовая система Рио-Гранде.

Предполагаемое несоответствие новейших и современных структурных планов верхнекорового и более глубоких слоев литосферы на западе США могло в условиях интенсивных горизонтальных перемещений приводить к концентрации напряжений на границе этих слоев, их срыву и скольжению друг относительно друга. На основе тех или иных данных существование подобных срывов предполагали многие исследователи [Томпсон, 1970; Hamilton, Myers, 1968; Stewart, 1971; Proffett, 1977; Hadley, Kanamori, 1977; Lachenbruch, Sass, 1978; Eaton, 1979]. Оценки глубин срывов несколько различаются. По мнению автора [Трифонов, 1979в], основная зона скольжения находится на глубинах 15–20 км, в подошве верхнекорового слоя, но меньшие по значению локальные зоны могли возникать и выше. Их образование облегчалось широким распространением пологих надвигов, сформированных в предшествовавшую ларамийскую стадию тектонического развития [Drewes, 1978].

Проявлением основной зоны предполагаемых срывов под Большим Бассейном может быть резкий раздел земной коры на верхний слой с  $V_p$  около 6 км/с и нижний слой с  $V_p = 6,6\text{--}7$  км/с, тогда как в типичной континентальной коре Северо-Американской платформы граница между этими слоями обычно представлена широкой переходной зоной. Между двумя слоями коры местами выделяется на глубинах до 15 км слой пониженных до 5,5 км/с скоростей продольных сейсмических волн [Shurbet, Sebull, 1971; Braile, 1977]. На юге Провинции Бассейнов и Хребтов, где развитие сбросов прекратилось к концу миоцена, область их распространения испытала локальные поднятия и в наиболее поднятых эродированных куполах оказалась вскрытой базальная зона скольжения [Hamilton, 1978]. Породы в ней динамически метаморфизованы до стадии зеленых сланцев и отражают течение материала в направлении СВ  $60^\circ$ , т.е. в направлении



Р и с. 85. Гипотетическая карта соотношения активных элементов современной структуры верхнекорового слоя и более глубоких слоев литосферы запада Северной Америки

1-3 - четвертичные разломы верхнекорового слоя: 1 - сдвиги, 2 - надвиги и взбросы, 3 - сбросы; 4, 5 - разломы океанической литосферы: 4 - рифтовые зоны, 5 - трансформные разломы; 6-8 - зоны интенсивных деформаций, погребенные под верхним слоем континентальной коры: 6 - главные зоны рифтового типа, 7 - главные зоны трансформного типа, 8 - второстепенные зоны рифтово-трансформного типа; 9 - область субгоризонтального срыва верхнекорового слоя; 10 - "диффузная" трансформная зона на континентальном продолжении зоны разлома Мендосино; 11 - область дифференцированного, преимущественно андезитового вулканизма Каскадных гор, примерно отвечающая континентальному краю поддвигаемых под континент реликтов плиты Фараллон; 12 - изобата -1000 м

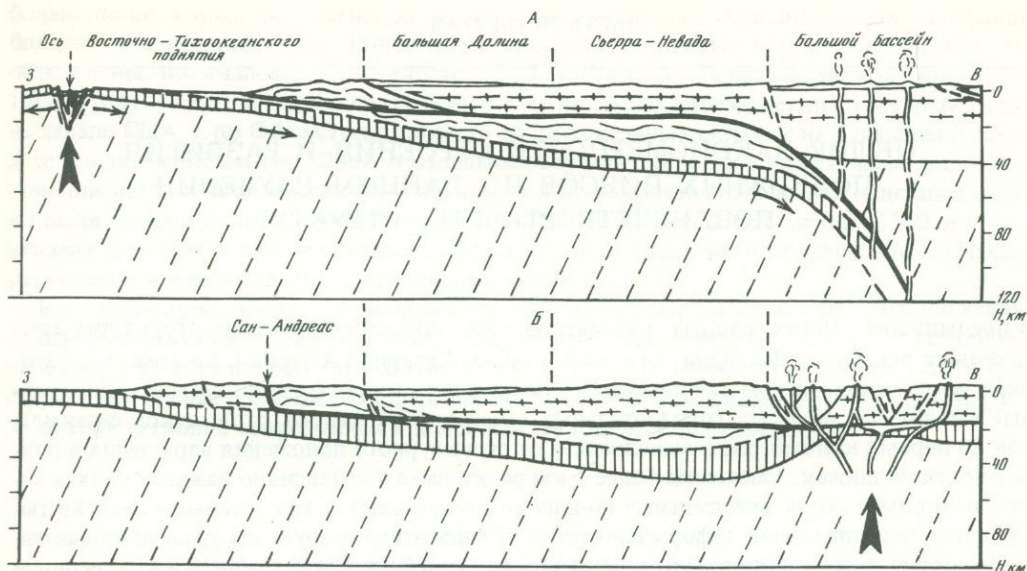
растяжения. Подобные субгоризонтальные зоны динамометаморфизованных пород, частично совпадающие с пологими позднеларамийскими надвигами, обнаружены в Северо-Западной Юте [Compton et al., 1977]. Возраст последних стадий метаморфизма в обеих областях миоценовый.

Северная граница области предполагаемых новейших субгоризонтальных срывов примерно совпадает с зоной Снейк-Ривер, за которой резко уменьшается интенсивность перемещений по разломам Провинции Бассейнов и Хребтов [Кинг, 1969, 1972] и неизвестны метаморфические породы моложе 40 млн. лет [Crittenden et al., 1978]. Соотношения зоны Снейк-Ривер с восточной границей Тихоокеанской плиты более северных районов не вполне ясны. В современной структуре между восточным окончанием разлома Мендосино и зоной Баттл — Снейк-Ривер прослеживается широтный рубеж, к которому приурочены положительные тепловые аномалии (см. рис. 72) и окончания крупнейших структурных зон Кламат, Сьерра-Невада, Каскадных гор и Большой Долины. К северу от этого рубежа выделяется правый кулисный ряд сбросов и правых сбросо-сдвигов северо-западного простирания, указывающий на общее правосдвиговое перемещение вдоль оси ряда. Все это позволяет предполагать, что на восточном континентальном продолжении разлома Мендосино развивается субширотная, "диффузная", по определению Р.Л. Христиансена и Э.Х. Макки [Christiansen, McKee, 1978], трансформная зона, которая вместе с разломом Мендосино связывает сейчас глубинную рифтово-трансформную систему Большого Бассейна с аналогичной океанической системой хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Возможно также, что подобная связь осуществляется через линеамент Олимпия — Уоллова, простирающийся на северо-запад от зоны Снейк-Ривер и переходящий в океанический трансформный разлом между п-вом Олимпия и о-вом Ванкувер (см. рис. 85).

Рассматривая эволюцию указанных образований, следует иметь в виду последовательную миграцию на северо-запад относительно континента "тройного сочленения" Сан-Андреас — Мендосино — зона субдукции северного реликта плиты Фараллон (см. рис. 68, Г, Д). В среднем миоцене, когда, вероятно, начала развиваться современная глубинная структура Большого Бассейна, "тройное сочленение" находилось немного южнее зал. Сан-Франциско [Atwater, Molnar, 1973]. Рифтовая зона гор Баттл — прогиба Снейк-Ривер, которая тогда была еще весьма короткой, могла под верхнекоровым слоем продолжаться на юго-запад и смыкаться с разломом Мендосино. Океанический трансформный разлом, который сейчас продолжается линеаментом Олимпия — Уоллова, примыкал к более южным участкам континента, и его продолжением в разные эпохи могли быть те или иные правые сбросо-сдвиги кулисного ряда юга Орегона и Айдахо. Перемещения по этим разломам могли создать эффект вращения Орегонского блока. Следы такого вращения, выявленные У. Гамильтоном и У.Б. Майерсом [1970] в сигмоидальном изгибе (ороклине) Мендосино — Айдахо, получили в последние годы подтверждение новыми палеомагнитными данными [Simpson, Cox, 1977].

Итак, пояс молодых нарушений запада США и соседних районов Мексики развивался унаследованно со среднего миоцена. Прямая унаследованность устанавливается лишь для немногих крупных разломов. Чаще в процессе эволюции отдельные зоны отмирают и замещаются другими, им параллельными, с такой же морфологией и характером смещений.

Важнейшей особенностью региона является его тектоническая расслоенность: верхнекоровый гранитно-метаморфический слой и более глубокие горизонты литосферы разделены зоной срыва и отличаются набором и расположением основных структурных элементов. В верхнекоровом слое они определяются движениями по разлому Сан-Андреас и вместе с ним образуют типичное для континентов сочетание структур, в котором зоны растяжения и сжатия взаимно перпендикулярны, а правые и левые сдвиги ориентированы к ним под углами около  $45^\circ$ . Структура более глубоких горизонтов отражена на поверхности неполно и часто лишь косвенно. Реконструируемые элементы глубинной структуры обнаруживают сходство с океаническими рифтовыми системами. Для них характерно взаимно перпендикулярное расположение зон деформаций растя-



Р и с. 86. Принципиальная схема взаимодействия литосферных плит на границе Северо-Американского континента и Тихого океана

А — в олигоцене — раздвиг от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия; пододвигание плиты Фараллон под Северо-Американскую плиту; дифференцированный, преимущественно андезитовый вулканизм в области поддвига; Б — в современную эпоху — сдвиг между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами; срыв на глубине около 15 км; контрастный вулканизм вдоль глубинной границы плит и границ внутриконтинентальных блоков

жения (рифтового типа) и сдвига (трансформного типа). Зоны деформаций рифтового типа, как и рифты Исландии, служат каналами базальтового вулканизма, но в отличие от последних не имеют прямого структурного отражения на поверхности и по аналогии со "скрытыми" разломами В.И. Макарова и Ю.К. Щукина [1979] могут быть названы зонами проницаемости скрытого типа.

Как в верхнем, так и в более глубоких слоях литосферы деформации и смещения на границе Тихоокеанской и Северо-Американской плит охватывают пояса шириной в сотни километров, но зоны наибольшего перемещения в этих слоях, вероятно, разобщены. В верхнекоровом слое это зона разлома Сан-Андреас, а в более глубоких слоях — предполагаемая рифтово-трансформная система западного края Большого Бассейна, отстоящая от разлома Сан-Андреас на 300–400 км к востоку. Таким образом, в разрезе граница плит, возможно, имеет ступенчатую или сигмоидальную форму (рис. 86), т.е. по существу, наследует границу Северо-Американской плиты и плиты Фараллон ларамийской эпохи. Предполагаемые новейшие срывы между верхнекоровым и более глубокими слоями литосферы развиваются вдоль пологой части древней зоны подвига океанической плиты под континент и вдоль связанных с ней пологих надвигов на его краю. Но значение этих нарушений в миоцене изменилось: по ним верхнекоровый слой стал проскальзывать на юго-восток относительно более глубоких слоев литосферы. Причинами такого преобразования были: во-первых, прекращение спрединга в результате смыкания Восточно-Тихоокеанского поднятия с краем континента и, как следствие, причленения погребенной плиты Фараллон к Тихоокеанской плите; во-вторых, изменение направления относительного движения Тихоокеанской плиты с субширотного на северо-западное. В связи с изменением структурных условий изменился и характер вулканизма: на месте известково-щелочного дифференцированного вулканизма области субдукции начался базальтовый вулканизм рифтового типа. Генерирующая его глубинная рифтово-трансформная система является, таким образом, не погребенным продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия, а структурным новообразованием.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ  
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ  
ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ СТРУКТУР

В предыдущих частях работы рассматривались позднечетвертичные структуры трех активных регионов: Исландии, юга Азии и запада Северной Америки. Во всех трех регионах позднечетвертичные тектонические нарушения распространены широко. Измеренные амплитуды молодых горизонтальных смещений варьируют от десятков сантиметров до первых километров в зависимости от структурного положения нарушения и длительности подвижек. Смещения более 1 км редки даже в интенсивно развивающихся зонах, поскольку столь значительные подвижки продолжаются как минимум десятки тысяч лет и созданные ими деформации рельефа чаще всего разрушены эрозией или скрыты наносами. Среди достоверно установленных горизонтальных смещений крупнейшим является сдвиг на 2500–2600 м по разлому Сан-Андреас элементов рельефа конца среднего плейстоцена в долине р. Пахаро (см. рис. 76).

Позднечетвертичные вертикальные смещения обычно не превышают десятков метров. 50-метровые смещения установлены по сбросу горы Кистюфедль на западном борту рифтовой зоны Северной Исландии и по разлому Уосач в Провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки. Такой же величины достигают в Западном Копетдаге крупные складчатые деформации, фиксируемые колебаниями современных высот береговой линии максимальной хвалынской трансгрессии (поздний плейстоцен). Амплитуды более мелких складок этого региона, определяемые по изгибам позднечетвертичных террас и поверхности подгорной равнины, составляют первые десятки метров. Существенно больше амплитуды региональных позднечетвертичных поднятий крупных горных систем. Наибольшей величины они достигают на Памире – 700 м [Белоусов, 1976], Каракоруме, Куньлуне, Гималаях – 1200–1500 м [Синицын, 1959; Гансер, 1967; Heim, 1930; Terra, 1937].

Поскольку амплитуды смещений зависят от их длительности, для сравнения регионов и структур лучше использовать средние скорости позднечетвертичных движений. В

Таблица 3

Сопоставление скоростей новейших, молодых и современных движений по некоторым крупным разломам и структурным зонам тектонически активных областей

Зона разлома	Тип или составляющая движение	Средняя скорость движений, см/год		
		современных	молодых	новейших
Дарваз-Алайская	Левый сдвиг	?	1–1,5 (1)	Около 2 ? (2)
Главного Копетдагского разлома	Вертикальная компонента	Около 0,05 (4)	0,03–0,07 (1)	До 0,06 (3)
Разломов Мертвого моря	Левый сдвиг	?	0,75 (8)	0,4–1 (7) или 0,12 (6)
Сан-Андреас	Правый сдвиг	1–4 (1)	2 (1)	1,5–2 (1)
Уосач	Вертикальная компонента	?	0,2 (1)	Около 0,2 (1)
Северная часть рифтовой зоны Исландии	Раздвигание	Данные противоречивы	1 (5)	1 (5)

Примечание. Цифры в скобках: 1 – данные приведены или систематизированы в настоящей работе; 2 – Захаров [1969]; 3 – Расцветаев [1972]; 4 – Расцветаев, Трифионов [1965]; 5 – Трифионов [1976б]; 6 – Freund [1965]; 7 – Quennell [1959]; 8 – Zak, Freund [1965].

большинстве изученных регионов выявленные скорости горизонтальных движений больше, чем вертикальных. Наибольшие скорости сдвиговых перемещений (табл. 3) определены по разлому Сан-Андреас (2–3 см/год) и Дарваз-Алайской зоне (1–1,5 см/год). Скорость позднечетвертичных вертикальных перемещений по разлому Уосач на западе США до 0,2 см/год. Скорости роста локальных складок на Западном Копетдаге близки к 0,1 см/год. Лишь в отдельных случаях скорости вертикальных движений приближаются к горизонтальным скоростям. Так, скорость воздымания новейшей антиклинали между Шушем и Ахвазом (Внешний Загрос) в течение последних 1500 лет превышала 1 см/год. Столь же велики скорости общего воздымания горных систем Памира, Гималаев, Куньлуня. Но эти районы уникальны.

В следующих главах суммируются основные закономерности расположения позднечетвертичных тектонических нарушений трех рассмотренных регионов, условий их образования и соотношений с более ранними элементами новейшей структуры. Сделана попытка оценить значение выявленных закономерностей для анализа других регионов современной и новейшей тектонической активности.

## ГЛАВА ТРИНАДЦАТАЯ

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Молодые разрывы и трещины Исландии развиваются в условиях раздвигания океанических плит в запад-северо-западном направлении со скоростью около 1 см/год и, по существу, являются нарушениями второго океанического слоя, расположенного выше уровня моря. Структурные проявления раздвигания приурочены главным образом к Срединно-Исландской рифтовой зоне — обширной грабенообразной депрессии, погружение которой относительно соседних участков не превышает первых сотен метров. Это значительно меньше, чем в океанических рифтах Атлантики и континентальных рифтах Байкальской и Африкано-Аравийской систем. Раздвигание реализуется образованием сбросо-раздвигов, многие из которых были подводными каналами базальтовой магмы. Позднечетвертичные разрывы и вулканизм охватывают широкую полосу — 30–40 км на севере и до 90 км на юге Исландии, но внутри полосы сконцентрированы в узких пучках, протягивающихся параллельно оси рифтовой зоны или под небольшим углом к ней и разделенных блоками слабо нарушенных пород. Из-за изгиба рифтовой зоны смещения имеют небольшую сдвиговую компоненту, правую на севере и левую на юге зоны. Вторичные нарушения представлены локальными смятиями в толщах подводного и подледного происхождения и кальдерными обрушениями в дифференцированных вулканах центрального типа. Последние нередко совпадают с пересечениями разрывов разных направлений.

У северного и южного побережий острова Срединно-Исландская рифтовая зона сопряжена с Тьорнесской и Рейкьянесской трансформными зонами, которые связывают ее с соседними отрезками срединно-океанической рифтовой системы. Трансформные зоны имеют ширину до 30 км и выражены на поверхности главным образом рядами эшелонированных позднечетвертичных нарушений рифтового направления (см. рис. 25). В Тьорнесской зоне в подчиненном количестве развиты также нарушения собственно трансформного направления. Ряды эшелонированных рифтовых структур представляют собой начальную стадию развития трансформных зон. Рифтовые (раздвиговые) и трансформные (сдвиговые) зоны Исландии примерно перпендикулярны друг другу. Это характерно и для других океанических рифтовых систем и является важнейшей особенностью океанического типа сочетания тектонических нарушений.

Принципиально иные структурные сочетания отличают азиатскую часть Альпийско-Азиатского орогенического пояса. Особенности его молодой тектоники с наибольшей полнотой изучены в области взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит,

охватывающей обширную территорию от Предгималайского прогиба до Тянь-Шаня. На западном и северо-восточном флангах Индостано-Памирской плиты развиваются крупные зоны сдвигов, переходящих на северном фланге плиты в надвиги. Скорость позднечетвертичных перемещений по сдвигам западного фланга достигает 1–1,5 см/год. Фронтальная часть плиты шириной до 700 км испытывает субмеридиональное укорочение. О нем можно судить как по непосредственным проявлениям надвигания и складчатости, так и по вертикальной компоненте движений, выраженной воздыманием горных систем. Скорость воздымания на отдельных участках превосходит 1 см/год. Суммарная скорость укорочения, вероятно, имеет величину того же порядка.

Расположенная севернее краевая часть Евразийской плиты также испытывает коробление, воздымание и подвижки по разломам. С наибольшей интенсивностью эти процессы происходят у фронта Индостано-Памирской плиты, но охватывают и более северные зоны Тянь-Шаня общей шириной до 600 км. Его субмеридиональное укорочение проявляется в упорядоченности позднечетвертичных движений по разломам: по субширотным нарушениям происходят надвиговые и взбросовые, по разломам северо-западного простиранья — правосдвиговые, а по разломам северо-восточного простиранья — левосдвиговые перемещения. В одной лишь зоне Таласо-Ферганского правого сдвига средняя скорость молодых движений немногим уступает 1 см/год, а во всей тяньшаньской части плиты она, очевидно, больше.

Определяемая по описанным деформациям и смещениям суммарная скорость позднечетвертичного сближения относительно стабильных внутренних частей Индостано-Памирской и Евразийской плит достигает 3–5 см/год.

Сходные соотношения выявлены в области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит, но интенсивность движений там меньше. Максимальная измеренная скорость молодых сдвиговых перемещений вдоль западного края Аравийской плиты 0,75 см/год [Zak, Freund, 1965]. Деформации в северной части плиты относительно слабы. В сопряженной краевой части Евразийской плиты скорости молодых горизонтальных перемещений составляют 1 мм/год в зоне Аджичайского разлома и едва ли превосходят несколько миллиметров в год во всей зоне позднечетвертичных нарушений Восточного Кавказа. В зоне Главного Копетдагского разлома скорость молодых сдвиговых перемещений до 2 мм/год. Низкая скорость сближения Аравийской и Евразийской плит отражается меньшими, чем в Индостано-Тяньшаньском сегменте, превышениями рельефа.

Обращает на себя внимание, что вдоль всего южного края Евразийской плиты от Кавказа до Алтая независимо от того, находится район в непосредственной близости к Индостано-Памирской и Аравийской плитам или удален от них, имеют место примерно одинаковые направления позднечетвертичных подвижек по крупным разломам определенного простиранья. Сочетания таких разломов различны в разных районах, но неизменно указывают на субмеридиональное укорочение краевой части плиты, которая, таким образом, реагирует на сближение с южными плитами как единое целое. Неравномерность сжатия проявляется лишь в преобладании тех или иных нарушений (надвиги и складки или сдвиги) и интенсивности перемещений по ним.

Во внутренних сегментах орогенического пояса из-за клиновидной формы Аравийской и Индостано-Памирской плит направление относительного укорочения структур изменяется. Оно ориентировано в стороны от краев южных плит и выражается в образовании краевых складчато-надвиговых поясов, субширотных и сопряженных с ними субмеридиональных сдвигов. Направления максимального укорочения внутренних сегментов и перемещений по субширотным сдвигам осесимметричны относительно Аравийской и Индостано-Памирской плит (см. рис. 36, врезку). К западу от обеих плит, в Анатолийском и Афганском сегментах, сдвиги правые, а к востоку, в Иранском и Центральноазиатском сегментах, — левые. В последнем с субширотными левыми сдвигами связаны сбросы и, возможно, правые сбросо-сдвиги северо-восточного простиранья, образующие структуры типа Байкальской рифтовой зоны [Хренов и др., 1977; Molnar, Tarponnier, 1975].

Итак, изучение морфологии и пространственного распределения позднечетвертичных

нарушений подтверждает и конкретизирует вывод предшествовавших исследователей, что на обширных пространствах Альпийско-Азиатского пояса новейшее структурообразование происходит в обстановке сближения плит. В условиях сжатия развиваются преимущественно нарушения складчато-надвигового и сдвигового типов и, локально, зоны растяжения. Горообразование является следствием сближения плит. Его конкретное выражение в развитии того или иного вида нарушений определяется совокупностью факторов. Важнейший из них — геометрия взаимодействующих плит и блоков, обуславливающая, например, левосдвиговые перемещения на западных флангах Аравийской и Индостано-Памирской плит, правосдвиговые перемещения на их северо-восточных флангах, надвигание и воздымание на северном краю Индостано-Памирской плиты. Другой фактор — величина сжатия. В областях максимального сближения плит, где сжатие особенно велико, преобладают надвиги и интенсивно воздымаются горные системы, а на удалении от таких областей большее значение приобретают сдвиги и интенсивность поднятий уменьшается. Третьим фактором является локальное перераспределение напряжений в зависимости от неоднородностей деформируемой среды, обусловленных предшествовавшим тектоническим развитием. С ними связана в ряде случаев реализация напряжений в виде либо надвигов, либо сдвигов, а в Центрально-азиатском сегменте частично переход субширотных левых сдвигов в зоны растяжения северо-восточного простирания.

Непосредственным структурным отражением сжатия, обусловленного сближением Аравийской и Индостано-Памирской плит с Евразийской плитой, служат лишь крупные зоны нарушений в краевых частях плит. Структуры внутренних сегментов оказываются вторичными, поскольку в этих сегментах происходит перераспределение исходных напряжений, определенное геометрией взаимодействующих плит. Еще более опосредствована связь с исходной причиной структурообразования в зонах покровно-складчатых нарушений. Местами складки простираются не перпендикулярно направлению наибольшего сжатия, вдоль крупных надвигов, а вдоль сдвигов со сравнительно небольшой взбросовой или надвиговой компонентой. Мелкие системы складчатых разрывов и трещин обнаруживают упорядоченное расположение относительно таких складок и складчатых зон, но не крупных разломов региона. Сугубо локальным закономерностям подчинено распределение молодых разрывов, трещин и складчатых деформаций, связанных с приповерхностным нарушением гравитационного равновесия. Таким образом, молодые тектонические нарушения Альпийско-Азиатского пояса образуют генетически единую систему, но не все нарушения непосредственно связаны с исходной причиной структурообразования. По степени этой связи можно выделять сочетания нарушений общепоясного, регионального и локального порядков.

Позднететертичные нарушения азиатской части Альпийско-Азиатского пояса развиваются в условиях повсеместно сформировавшейся континентальной коры и представляют собой процесс ее перераспределения. При всех изменениях поля тектонических напряжений, обусловленных геометрией взаимодействующих плит и локальными неоднородностями, в однородных блоках и сегментах выдерживаются взаимно перпендикулярное расположение главных нарушений сжатия и растяжения и диагональное к ним простирание сдвигов. Причины такого расположения структур сжатия, растяжения и сдвига рассматривались М. В. Гзовским [1963, 1975] и А. В. Лукьяновым [1965; Буртмани др., 1963]. Этот тип сочетания нарушений можно назвать континентальным.

В отличие от Исландии и юга Азии позднететертичное тектоническое развитие запада Северной Америки характеризуется определяющей ролью сдвигов, смещения по которым свидетельствуют о движении Тихоокеанской плиты на северо-запад относительно континента. 75% выявленной величины суммарного позднететертичного смещения приходится на систему правых сдвигов Сан-Андреас. Скорость позднететертичного перемещения по разлому Сан-Андреас достигает 2—3 см/год и не менее 1 см/год дают оперяющие и параллельные ему нарушения. С правосдвиговой системой Сан-Андреас сопряжена система простирающихся широтно и на северо-восток надвигов, складок и левых сдвигов Поперечных хребтов. Амплитуды коробления и надвигания иногда

соизмеримы со сдвиговой компонентой (зоны разломов Сан-Фернандо и Уайт-Волф), но чаще уступают ей (зоны разломов Биг-Пайн и Гарлок). Скорость позднечетвертичного левосдвигового перемещения определена в 0,7 см/год по разлому Гарлок и, возможно, достигает 1 см/год по всей системе нарушений Поперечных хребтов. На востоке эта система переходит в систему субмеридиональных сбросов Большого Бассейна, которые группируются в две ветви. Суммарная скорость позднечетвертичного растяжения в восточной ветви, вероятно, близка к 2 мм/год, а в западной превосходит ее в несколько раз. Можно полагать, что суммарное раздвигание по обеим ветвям соизмеримо с величиной сдвига в системе Поперечных хребтов.

Сочетание указанных систем тектонических нарушений верхнекорового слоя запада Северной Америки сходно с сочетаниями структур в Альпийско-Азиатском поясе, например в краевой части Евразийской плиты или в Центральноазиатском сегменте, т. е. относится к континентальному типу. Определяющим элементом является система Сан-Андреас, тогда как остальные системы могут рассматриваться как производные от движений по ней. В совокупности они образуют пояс нарушений шириной до 700 км.

Итак, структуры взаимодействия плит, т. е. развивающиеся вдоль их границ пояса взаимосвязанных геологически одновозрастных (в рассматриваемом случае позднечетвертичных) тектонических нарушений, имеют сложное строение и значительную ширину. Они охватывают обширные краевые части плит. Поэтому представление о плитах как жестких недеформируемых пластинах с четко локализованными границами оказывается неприменимым даже для такого узкого интервала времени, как поздний плейстоцен и голоцен. В одних областях взаимодействия плит выделяется главная система пограничных нарушений (Сан-Андреас на западе США), тогда как в других смещение рассеяно и главная система нарушений реализует лишь часть его (обрамления Индостано-Памирской плиты) или вообще не может быть выделена среди нескольких равноценных систем (Срединно-Исландская рифтовая зона). Структуры, возникающие при взаимодействии плит, полигенны. Одни из них, представленные крупнейшими зонами разломов, непосредственно отражают движения главных плит; другие возникают в результате регионального перераспределения исходных движений, обусловленного геометрией взаимодействующих плит и блоков; третьи, обычно мелкие разрывы и складки, образуются при локальной трансформации тектонических напряжений и связаны с относительным движением плит весьма косвенным образом. Поэтому при анализе строения областей взаимодействия плит и условий образования тех или иных нарушений и их сочетаний необходимо соблюдать ранговый подход.

Целесообразно вместо упрощенного понятия границ плит пользоваться понятием подвижных поясов и зон разных порядков, противопоставляя их стабильным частям плит и блоков. Первые характеризуются высококонтрастными, а вторые слабо дифференцированными тектоническими движениями, хотя в целом могут испытывать значительные перемещения относительно соседних областей. Крупнейшими элементами позднечетвертичной структуры Западной и Центральной Азии являются Альпийско-Азиатский подвижный пояс и разделяемые им плиты Евразии, Аравии и Индостана. Ширина пояса местами достигает 1000 км. Внутри пояса обособляются подвижные зоны второго порядка. Они представлены крупными разломами и сопутствующими им нарушениями или разрывно-складчатыми системами и разделяют стабильные блоки типа Лутского или Таримского. Внутри подвижных зон и стабильных блоков различаются относительно подвижные и стабильные зоны более высоких порядков. В подвижном поясе Северной Америки, развивающемся между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами, различаются относительно стабильные области и подвижные системы Сан-Андреас, Поперечных хребтов, западной и восточной ветвей Провинции Бассейнов и Хребтов. Внутри систем обособляются зоны разломов, которые, в свою очередь, состоят из отдельных нарушений, разделенных слабо деформированными блоками. Подобные блоки разделяют и пучки молодых нарушений Срединно-Исландской рифтовой зоны, которая в сочетании с трансформными зонами образует сложно построенный подвижный пояс — рифтовую систему между двумя океаническими плитами.

ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ  
В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ СТРУКТУРАХ

В предыдущей главе рассматривались закономерности расположения и пространственных соотношений тех позднечетвертичных тектонических нарушений, которые наиболее четко выражены на поверхности и определяют структуру верхних слоев земной коры. Одни из них охватывают только эти слои (складки и складчатые разрывы Юго-Восточного Кавказа, кулисные ряды сбросо-раздвигов трансформных зон Исландии, зона разлома Сан-Андреас). Другие проникают в более глубокие горизонты коры и иногда смещают ее основание (Главный Копетдагский разлом, зона южного склона Большого Кавказа). Наряду с ними есть зоны нарушений, деформаций и магматической проницаемости, которые на поверхности подчинены молодым структурам иных простираний и морфологии, проявлены слабо, иногда лишь косвенными признаками, но, вероятно, играют существенную роль в развитии более глубоких оболочек литосферы.

Глубины заложения различных зон молодых нарушений и деформаций оценивались по их вулканизму, гидрохимии, параметрам сейсмичности, теплового потока и других геофизических полей. С этими характеристиками коррелируются особенности выражения зон на космических снимках разного масштаба, что также было использовано для определения глубины заложения той или иной зоны. Из-за несовершенства и неоднозначности тектонической интерпретации данных о глубинных структурах такие определения гипотетичны; однако совпадение интерпретации, выполненной по разным признакам, повышало ее достоверность и нередко позволяло ориентировочно оценить, в каком интервале глубин рассматриваемая подвижная зона наиболее активна. Это дало возможность сравнить планы одновременно развивающихся структур разных слоев литосферы и обнаружить случаи дисгармонии между ними. Как показали В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, Ю. К. Шукин [1974; Макаров и др., 1974], такая дисгармония в условиях горизонтальных движений, вероятно, приводит к концентрации напряжений на границах слоев, возможности их срыва и перемещения друг относительно друга, т. е. к тектоническому расслоению литосферы.

В Срединно-Исландской рифтовой зоне имеет место вертикальное расслоение земной коры с чередованием узких блоков и пластин разной морфологии и возраста пород. Молодые сбросо-раздвижки служат подводными каналами магмы. С ними связаны микроземлетрясения [Ward et al., 1969; Ward, 1971]. Можно полагать поэтому, что поверхностный структурный план зоны в общих чертах характеризует всю литосферу, мощность которой, по данным сейсмологии и геофизики, здесь велика.

Иначе обстоит дело в Тьорнесской и Рейкьянесской трансформных зонах. В структуре поверхностного слоя здесь преобладают кулисные ряды сбросов и раздвигов рифтового простирания (см. рис. 25). Нарушения собственно трансформного направления в Рейкьянесской зоне почти отсутствуют, а в Тьорнесской подчинены структурам рифтового простирания. Вместе с тем очаги землетрясений, приуроченные к глубинам до 15 км, вытянуты в линии, простирающиеся вдоль обеих зон. Определение механизмов очагов указывает на правый сдвиг вдоль Тьорнесской [Sykes, 1967] и левый сдвиг вдоль Рейкьянесской [Ward, 1971] трансформных зон. Эти глубинные нарушения сдвигового типа слабо отражены или не отражены в структурах поверхности. Таким образом, можно предполагать несовпадение планов молодых нарушений разных слоев литосферы.

В Альпийско-Азиатском орогеническом поясе признаки подобных несовпадений более достоверны и многочисленны. В значительной мере они приурочены к областям развития мощных осадочных толщ, резко отличных по физическим свойствам от пород основания. Так, анализ расположения позднечетвертичных разрывов Юго-Восточного Кавказа позволил отделить молодые нарушения, закономерно ориентированные относительно отдельных складок и складчатых цепей и, очевидно, связанные с их продолжающимся ростом, от нарушений, единообразно ориентированных на всей территории,

независимо от местных структурных условий. По-видимому, первые не распространяются глубже охваченного складками осадочного чехла. Вторые частично проявлены в гравитационном поле, нередко совпадают с выявленными зонами деформаций глубинных разделов земной коры, поверхностей Конрада и кристаллического фундамента, простираются вдоль зон глубинных сейсмогенных деформаций, отражающих современную латеральную делимость земной коры на глубинах 10–25 км. Эти глубинные зоны ориентированы, как правило, диагонально или поперек к общекавказскому простираанию структур осадочного чехла. Таким образом, можно говорить о существенных структурных и кинематических различиях двух активно развивающихся в позднем плейстоцене и голоцене слоев земной коры, примерно совпадающих с осадочным чехлом и кристаллическим основанием. Подобные различия имеют место в Афгано-Таджикской депрессии [Захаров, 1964б; Макаров и др., 1974] и, возможно, Западном Копетдаге [Расцветгаев, 1972], а также на Северо-Восточном Кавказе [Скарятин, 1963]. И в этих регионах элементы позднечетвертичной глубинной структуры проявлены на поверхности зонами молодых разрывов, обычно более протяженных, чем соскладчатые разрывы, но в целом имеющих подчиненное структурное значение. Признаки резкой дисгармонии и автономности новейших структур осадочного чехла и фундамента выявлены во Внешнем Загросе [Stöcklin, 1968], Сулеймановых и Кирхтарских горах [Перфильев и др., 1973].

Различия молодых структур намечаются и внутри самого кристаллического основания, между разными его слоями. Так, на северном фланге Индостано-Памирской плиты развиты молодые нарушения надвигового и надвиго-сдвигового типов. Расположение гипоцентров землетрясений позволяет проследить наклонную зону этих нарушений до глубин 30–40 км. Мантийная сейсмофокальная зона, распространяющаяся от подошвы коры до глубин около 250 км, не продолжает непосредственно коровую сейсмофокальную зону, а находится южнее. Крутой наклон мантийной зоны и распределение скоростных неоднородностей в коре и мантии исключают поддвиг Евразийской плиты под Индостано-Памирскую и заставляют искать иной тип структурной реализации их сближения. Возможно, оно осуществляется путем оттока материала на стороны от области наибольшего сближения плит и дифференцированного на разных глубинах скупивания горных масс, приводящего к утолщению земной коры и всей литосферы взаимодействующих плит, особенно Индостано-Памирской. На поверхности утолщение коры и относительно легкой верхней части мантии выражается интенсивным воздыманием, а горизонтальный отток материала — смещениями по субширотным сдвигам и зонам сдвиговых деформаций.

Не столь резкие, но существенные различия новейших структурных планов разных слоев земной коры выявлены В.И.Макаровым [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифионов, Щукин, 1974; Макаров, Соловьева, 1976; Макаров, Щукин, 1979] на Тянь-Шане и в сопредельных активизированных районах Туранской плиты.

В пределах Центрального и Восточного Кавказа, вероятно, есть различия современных структур кристаллической части коры на глубинах 20–30 км и до 60 км. На глубинах 20–30 км важную роль играют диагональные и поперечные к общекавказскому простираанию сейсмоактивные зоны нарушений и деформаций. Глубже движения концентрируются в круто наклоненной на север сейсмофокальной зоне, продолжающей на глубину зону южного склона Большого Кавказа. Спецификой рассматриваемой области является Транскавказский вулканический пояс, который Е.Е.Милановский [1972, 1976; Милановский, Короновский, 1973] считает возможным продолжением Африкано-Аравийской рифтовой системы. Плиоцен-четвертичные вулканические образования пояса пронизывают как края Аравийской и Евразийской плит и более мелкие блоки между ними, так и разделяющие их подвижные зоны разломов и складок. Поэтому можно предполагать, что образующие пояс вулканы, вулканические цепи и структуры растяжения служат поверхностным выражением зон нарушений, деформаций и магматической проницаемости более глубоких слоев литосферы, нежели слои, охваченные структурами взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. Возможно, именно в

связи с этим последние имеют существенно меньшую глубину заложения, чем структуры взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит.

Транскавказскому вулканическому поясу в определенной мере аналогичен широкий пояс молодых нарушений и магматической проницаемости, протягивающийся дискордантно к структурам поверхности от Байкала до Ассама. Пояс выражен главным образом скоплением эпицентров сильных землетрясений [Сейсмотектоника..., 1968; Гоби-Алтайское..., 1963; Сейсмическое..., 1971; Реестр..., 1976; Гансер, 1967]. Плиоцен-четвертичные вулканические образования в пределах пояса немногочисленны, но характерны и отличают его от смежных районов Центральной Азии.

Еще более значительные структурные различия намечаются в западной части Северной Америки. Если для верхнекорового слоя мощностью до 15–20 км характерен континентальный тип сочетания структур (взаимно перпендикулярные зоны сжатия и растяжения и диагональные к ним сдвиги), то в более глубоких слоях гипотетически реконструируется сочетание структур, близкое к океаническому (взаимно перпендикулярные зоны деформаций рифтового и трансформного типов). По косвенным структурным и сейсмическим проявлениям, данным о вулканизме, тепловом потоке, гидрхимии источников, строении земной коры и верхней мантии предположительно выделяется главная система глубинных деформаций, которая отстоит от подобной верхнекоровой системы Сан-Андреас на 300–400 км к востоку.

Срывы и относительные перемещения на границах по-разному деформируемых литосферных слоев облегчаются при наличии горизонтов пониженной вязкости. Такие горизонты известны в основании дисгармонично смятого осадочного чехла. Они представлены в Афгано-Таджикской депрессии соленосными, а в Западном Копетдаге глинистыми толщами. Подобные горизонты есть во Внешнем Загросе, Сулеймановых и Кирхтарских горах. В кристаллической части земной коры понижение вязкости предполагается в горизонтах с пониженными скоростями сейсмических волн. Под Памиром и Южным Тянь-Шанем намечаются два таких горизонта: на глубинах 15–25 и 40–50 км [Кулагин и др., 1976]. Под Провинцией Бассейнов и Хребтов на глубинах 15–20 км местами фиксируется локальное уменьшение скорости продольных волн на 0,5 км/с [Shurbet, Cebull, 1971; Braile, 1977], сопровождающееся повышением электропроводности [Eaton, 1979]. На юге Провинции Бассейнов и Хребтов, где подобный горизонт в результате последующего воздымания и эрозии оказался на поверхности, он представлен породами, измененными до стадии зеленых сланцев, со следами горизонтального течения материала [Hamilton, 1978].

Примененный в работе метод выявления различий между разновозрастными структурами разных слоев литосферы указывает на возможность срывов и локальных перемещений на границах слоев, но не дает ответа на вопрос: есть ли общее направленное движение одного слоя относительно другого? Некоторые предположения по этому вопросу могут быть сделаны из сопоставления скоростей относительного движения плит на их участках с разным строением земной коры. Скорость сближения Индостано-Памирской и Евразийской плит, согласно приведенным выше данным изучения молодых структур континентальной коры, 3–5 см/год, а согласно данным изучения магнитных аномалий Индийского океана, достигает 5,5–6,5 см/год [Ле Пишон и др., 1977]. Суммарная скорость сдвига на границе Тихоокеанской и Северо-Американской плит составляет, по данным изучения молодых структур континента, около 4,5 см/год и, по данным изучения структур Калифорнийского залива, 5,5 см/год [Atwater, Molnar, 1973]. Скорость раздвигания мощной океанической коры Исландии — около 1 см/год, а более южных частей Атлантики, с менее мощной океанической корой — не менее 2 см/год [Ле Пишон и др., 1977]. Это позволяет допустить возможность дифференцированного перемещения слоев земной коры за счет того, что нижние горизонты движутся быстрее верхних.

Приведенные факты и соображения, указывающие на возможность тектонического расслоения литосферы, подтверждают идеи А.В.Пейве, который писал: "Можно сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении

перемещается дифференцированно, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то с не меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее" [1977, с. 7].

С возможной дисгармонией неотектонического развития оболочек литосферы связаны разные типы магматической проницаемости. В Срединно-Исландской рифтовой зоне, где такой дисгармонии не отмечается, глубинная магматическая активность прямо отражена в структурах поверхности. В Провинции Бассейнов и Хребтов США глубинные вулканические активные зоны не находят на поверхности прямого структурного выражения. С вулканическими и термальными проявлениями глубинных зон примерно совпадают зоны нарушений верхнекорового слоя, но последние отличаются от них ориентировкой и морфологией, которые определяются динамикой взаимодействия плит в самом верхнекоровом слое. Наконец, на Памире, где отражение глубинных структур на поверхности еще более опосредствовано, чем на западе США, отсутствуют и поверхностные проявления современных магматических процессов.

## ГЛАВА ПЯТНАДЦАТАЯ

### СООТНОШЕНИЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР И ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ НОВЕЙШИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

#### УСРЕДНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ В ТЕЧЕНИЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Повторные триангуляции в Южной Туркмении 1944–1946 и 1958–1960 гг. показали, что эпицентральная зона Ашхабадского землетрясения 1948 г. во время и, возможно, непосредственно после землетрясения переместилась к северу на расстояние до 1,8 м [Курбанов, 1968]. Свидетельствами подобных более ранних импульсов служат смещения древних ирригационных систем в зоне Главного Копетдагского разлома (см. рис. 8). На пересечении с зоной разлома обнаружены следы неоднократных расчисток этих подземных галерей и короткие обводные линии, построенные в разное время взамен разрушенных участков. Характер ремонтных работ указывает не на постепенное разрушение систем, а на их неоднократный быстрый выход из строя после длительных периодов нормальной эксплуатации [Трифонов, 1971].

На 300-километровом отрезке разлома Сан-Андреас от сел. Чолам до перевала Кахон современные движения не регистрируются [Meade, 1963; Brown, Wallace, 1968], но обнаружены правые смещения весьма молодых водотоков амплитудой до 9–12 м, которые, как показали специально выполненные исследования [Wood, 1955; Wallace, 1968a; Sieh, 1978a], возникли при катастрофическом Калифорнийском землетрясении 1857 г. Тот факт, что среди смещений за более длительные отрезки времени амплитуды 15–18, 21–24, 27–30 м регистрируются чаще промежуточных величин (см. рис. 77), объясняется, по мнению Р.Е.Уоллеса, импульсностью подвижек, происходивших при катастрофических землетрясениях и чередовавшихся с эпохами покоя. Такие же признаки древних сейсмических импульсов обнаружены вдоль Долиноозерского разлома Монголии.

Для определения средних скоростей перемещений, которые осуществляются импульсно, необходимо знать повторяемость импульсов. Г.П.Горшков [19476], систематизировав исторические и археологические данные, установил, что катастрофические землетрясения, подобные Ашхабадскому, повторяются в том же районе примерно через 500 лет. Отсюда можно получить среднюю скорость современного субмеридионального укорочения Ашхабадского района (около 3,5 мм/год), которая оказывается соизмеримой или несколько большей, чем средние скорости укорочения, полученные, с

одной стороны, путем суммирования позднечетвертичных смещений по разрывам, с другой — путем палинспастической реконструкции доорогенной структуры [Расцветаев, Трифионов, 1965]. Детальные исследования К.Си [Sieh, 1978b] в долине Паллет показали, что катастрофические землетрясения, подобные Калифорнийскому 1857 г., происходили на том же участке зоны разлома Сан-Андреас в течение последних 1400 лет через 50–300 лет, в среднем через 160 лет. Если при каждом таком землетрясении вдоль разлома имела место такая же подвижка, как при землетрясении 1857 г., а она равна здесь 5–6 м, то средняя скорость современных движений (3,4 см/год) соизмерима с суммарной скоростью движений за поздний голоцен ( $\geq 3$  см/год) и превосходит скорость движений за голоцен и самый конец плейстоцена ( $\geq 2$  см/год). Приведенные единичные пока факты свидетельствуют о том, что в областях импульсных подвижек средние скорости современных перемещений совпадают с суммарными скоростями молодых горизонтальных движений или несколько превосходят их.

Наряду с зонами импульсных подвижек выявлены разломы и участки разломов, по которым сейчас происходят медленные движения. На Гармском геодинамическом полигоне зарегистрировано многолетнее надвигание предгорий Памира на Тянь-Шань по Сурхобскому разрыву [Pevnev et al., 1975; Latynina, 1975]. Скорость связанных с надвиганием вертикальных движений варьирует на разных участках подвижной зоны в 10 раз и более. Современный сдвиговый крип установлен на отрезках зоны разлома Сан-Андреас северо-западнее сел. Чолам и юго-восточнее перевала Кахон, а также по другим молодым разломам Калифорнии: Хейвард, Калаверас, Маникс. Скорости крипа по разлому Сан-Андреас варьируют на разных участках в несколько раз. Изменяются они и со временем, по-видимому нарастая перед землетрясениями средней силы и после них [Allen, Smith, 1966; Proceedings..., 1968, p. 94–108; Burford et al., 1973].

Сейсмические импульсы и изменения скорости крипа представляют собой наиболее короткопериодные проявления неравномерности тектонических движений и накладываются на изменения большей продолжительности. Анализ частоты встречаемости разноамплитудных позднечетвертичных сдвиговых смещений по разлому Сан-Андреас между сел. Чолам и пунктом Камп-Дикс показал [Wallace, 1968a], что на фоне уменьшения количества смещенных водотоков по мере возрастания амплитуд смещений некоторые характерные амплитуды регистрируются чаще других (см. рис. 77). Подобные максимумы сдвиговых смещений автор обнаружил на других отрезках разлома Сан-Андреас (см. рис. 75), а также в Дарваз-Алайской зоне молодых нарушений (см. рис. 42), вдоль Главного Копетдагского, Яванского и монгольских (см. рис. 49, 51) разломов. Во многих случаях установлен близкий возраст форм рельефа, смещенных на примерно одинаковое расстояние.

Указанную предпочтительность смещений определенной амплитуды проще всего связать с этапностью формирования врезов и развития долин. Но, как показали специальные исследования на Копетдаге и Юго-Восточном Кавказе [Трифионов, 1971], т.е. на побережьях Южного Каспия, где комплексы молодых террас коррелируются весьма надежно, этим явлением не ограничивается. Соотношения позднечетвертичных разломов с комплексами террас можно свести к двум типам: 1) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания, но не нарушает более молодые врезы (рис. 87, А, В); 2) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания и уступы более молодого вреза, но не нарушает уровненную поверхность в его основании (см. рис. 87, Б, Г). При анализе более 100 случаев смещения разрывами молодых форм рельефа выяснилось, что соотношения типа А и В встречаются гораздо реже соотношений типа Б и Г. Следовательно, перемещения по разрывам происходили главным образом в стадии врезания и интенсивного развития долин. Эти стадии оказываются примерно синхронными на протяжении крупных зон и даже сегментов подвижных поясов.

Таким образом, скорости современных медленных горизонтальных движений изменяются по простиранию подвижных зон и на отдельных их участках оказываются выше средних скоростей молодых движений в этих зонах. Намечаются также временные изменения скоростей разной продолжительности. Сопоставления скоростей современных

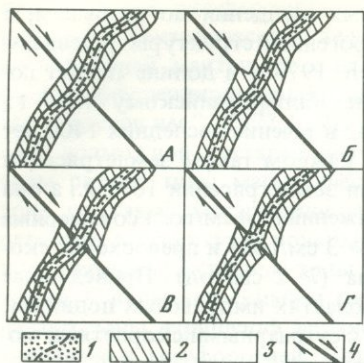


Рис. 87. Типичные соотношения позднеплейстоценовых и современных сдвигов с молодыми формами рельефа Копетдага и Юго-Восточного Кавказа

1 — современное русло и пойма; 2 — позднеплейстоценовая терраса; 3 — более древние формы рельефа; 4 — правый сдвиг. Объяснение букв — в тексте

медленных вертикальных движений со средними скоростями движений за поздний плейстоцен — голоцен и более крупные отрезки времени [Штилле, 1957; Мещеряков, 1963; Гзовский, Никонов, 1969; Никонов, 1977] показали, что при одинаковой направленности скорости современных вертикальных движений нередко больше скоростей молодых движений. Некоторые исследователи (см., например, работу А.А. Никонова [1977] связывали это с колебательным, знакопеременным характером движений. Представляется, однако, что уменьшение средних скоростей движений по разломам, как горизонтальных, так и вертикальных, с увеличением интервала усреднения в большей степени определяется временной изменчивостью распределения участков с разной интенсивностью подвижек.

По западной ветви Главного Копетдагского разлома в районе сел. Пароу правый сдвиг на 9 м произошел в течение последних 2000 лет, и более ранние голоценовые подвижки неизвестны, а восточнее, в районе сел. Беурме правый сдвиг до 10 м фиксируется по смещениям голоценовых русел и позднеплейстоценовых форм рельефа, тогда как позднеголоценовые подвижки обычно не регистрируются. Стало быть, подвижка до 10 м реализовалась в различных местах на разных стадиях голоцена, но в сумме средняя скорость голоценовых движений по рассматриваемой ветви разлома (около 1 мм/год) оказывается выдержанной и соизмеримой со средней скоростью перемещений с начала позднего плейстоцена. Современные различия в интенсивности движений сглаживаются со временем и вдоль разлома Сан-Андреас. В районах долины р. Пахаро, где движения имеют преимущественно криповый характер, и долины Литтл-Рок, где они реализуются крупными сейсмическими импульсами, с конца плейстоцена произошли сдвиговые смещения на одинаковую величину — 600–700 м.

В Дарваз-Алайской зоне молодых левых сдвигов между сел. Сагирдашт и перевалом Возгина [Кучай, Трифионов, 1977]. самое молодое фиксируемое смещение до 5 м охватило лишь небольшие разрозненные отрезки зоны разлома. Смещение до 20 м проявилось на большем протяжении, но тоже не повсеместно. И подвижка до 5 м, и суммарное перемещение до 20 м приходится, судя по смещениям древних сооружений, на последние 1000–1200 лет. Суммарное смещение за поздний голоцен и голоцен в целом регистрируются по всей 19-километровой ветви разлома, простирающейся от сел. Сагирдашт до перевала Возгина, постепенно затухая к ее концам. Затухание, как показало детальное изучение южного конца ветви, не означает прекращения молодых движений, поскольку параллельно с затуханием отмечается нарастание амплитуд синхронных перемещений по другой ветви, кулисно подставляющей первую и продолжающей зону разлома на юго-запад. Наконец, суммарное сдвиговое смещение за поздний плейстоцен и голоцен не обнаруживает даже таких изменений, так как выдержано на значительном протяжении зоны.

Таким образом, за конец плейстоцена и голоцен различия в режиме движений отдельных участков подвижных зон сглаживаются и средняя скорость позднечетвертичных перемещений оказывается выдержанной на значительном протяжении. Выравнивание амплитуд и средних скоростей движений лучше всего выражено в зонах сдвигов. Подобная тенденция намечается и в зонах надвигов и сбросов, но там существенные различия в амплитудах на разных отрезках разлома сохраняются дольше. Это может объясняться тем, что выравнивание амплитуд и скоростей со временем скорее и полнее осуществляется в направлении движений, нежели в других направлениях, отчего мы и регистрируем

его прежде всего в сдвиговых зонах. Усреднение характеристик отдельных участков подвижных зон в течение позднего плейстоцена и голоцена дает возможность при наличии признаков унаследованности молодых нарушений экстраполировать выявленные направления и скорости молодых движений на более крупные отрезки времени.

### ПРЯМАЯ УНАСЛЕДОВАННОСТЬ

Под прямой унаследованностью понимается более или менее точное совпадение молодого нарушения или зоны нарушений с более древней структурной линией или зоной. Морфология новейших разломов нередко указывает на то, что наследуются не только их простирания, но и направления движений. Так, в зоне Главного Копетдагского разлома по его морфологии и сочетанию приразломных складок и разрывов выявлен правый взбросо-сдвиг, местами переходящий в сдвиго-надвиг и развивавшийся в течение всего неотектонического этапа [Расцветаев, 1966, 1972]. Новейшие правосдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому фиксируются с плиоцена; В.С.Буртман [1964] отмечает и более ранние подобные смещения. С.А.Захаров [1958, 1969] указывает на возможное 200-километровое новейшее левое смещение структурно-фациальных зон вдоль Дарвазского разлома. Убедительные доказательства длительности новейших сдвиговых перемещений приводятся для разлома Сан-Андреас и других разломов системы Сан-Андреас и Поперечных хребтов. Столь же длительно развивались сбросы и сбросо-сдвиги Байкальской рифтовой системы [Флоренсов, 1968; Тектоника..., 1973; Хренов и др., 1977], разлом Уосач [Кук, 1970; Hintze, 1972] и некоторые другие сбросы и сбросо-сдвиги Провинции Бассейнов и Хребтов [Лукиянов, 1965]. Признаки допозднечетвертичных движений отмечаются по Аджичайскому разлому Юго-Восточного Кавказа, Джунгарскому разлому [Войтович, 1969], сдвигам Монголии, Памиро-Каракурумскому разлому и оперяющим его нарушениям [Руженцев, 1963; Пейве и др., 1964]. Длительность движений по Алтынтагскому левому сдвигу можно предполагать из-за кулисного расположения оперяющих его длительно развивавшихся новейших складок основания — горных хребтов Куньлуня и Наньшаня. Все эти крупные разломы активно проявили себя в позднем плейстоцене и голоцене, причем направления молодых подвижек совпадали с более древними.

Многочисленные факты прямой унаследованности позднечетвертичных нарушений от более древних дают основание предполагать, что и другие крупные новейшие разломы, обнаруживающие признаки молодых смещений, также развивались унаследованно, т.е. по направлениям молодых смещений можно судить о более древних. Позднечетвертичные смещения позволяют говорить о сдвиговой природе таких крупных новейших разломов Азии, как Северо-Анатолийский, Шахрудский, Дорунехский, Гератский, предполагать наличие сдвиговой компоненты новейших перемещений в Сурхоб-Илякской и Загросской зонах. Указанные разломы простираются вдоль элементов структуры, и горизонтальные смещения по ним обычными геологическими методами не регистрируются. Следует обратить внимание на поиски дополнительных приемов выявления сдвиговой природы продольных разломов складчатых поясов, не только новейших, но и более древних.

Чаше бывает, что структурные признаки позволяют говорить о наличии горизонтальных движений по новейшему разлому, но их величина неизвестна. В таких случаях можно гипотетически оценить величину новейших горизонтальных перемещений по данным о молодых смещениях. Существует несколько способов такой оценки. Во-первых, можно экстраполировать в прошлое среднюю скорость позднечетвертичных движений. Допустимость такого подхода основана на усреднении суммарных подвижек в течение позднего плейстоцена и голоцена и на установленном в ряде крупных зон нарушений сходстве средних скоростей позднечетвертичных и неоген-четвертичных движений (см. табл. 3). Во-вторых, можно экстраполировать в прошлое позднечетвертичное соотношение вертикальной и горизонтальной составляющих перемещения. Если соотношение точно неизвестно, для его определения можно использовать ориентировку борозд

на поверхности новейшего разлома. По этому соотношению и амплитуде новейшего горизонтального смещения рассчитывается горизонтальная компонента.

Конечно, указанные способы неточны, ибо в процессе развития зоны разлома могут изменяться как скорость движений, так и соотношение вертикальной и горизонтальной компонент. Тем не менее, если результаты подсчетов, выполненных разными способами, совпадают, их достоверность возрастает. Такие гипотетические оценки дали суммарные величины новейших правых сдвигов по Главному Копетдагскому разлому (около 30 км), по Джунгарскому разлому (до 15 км) и правосдвиговой составляющей четвертичных перемещений по Хусавикской системе разломов Северной Исландии (1 км). Рассчитанный подобным способом левый сдвиг по Дарвазскому разлому с конца миоцена может достигать 150 км, что близко к оценкам С.А.Захарова [1958, 1969], основанным на смещении структурно-фациальных зон (180–200 км).

Молодые нарушения нередко наследуют не только новейшие, но и более древние структурные линии. О проявлениях донеогеновых движений по некоторым активным в позднечетвертичное время новейшим разломам Памира и Тянь-Шаня писали Б.А.Петрушевский [1955], Н.М.Синицын [1960], Д.П.Резвой [1964], Б.П.Бархатов [1963] и другие исследователи. Новейший разлом Сан-Андреас в своей северной части, возможно, наследует ларамийскую зону нарушений [Nilsen, Clarke, 1975; Graham, 1978]. Зона Снейк-Ривер совпадает со структурной линией позднего докембрия [Eaton, 1979]. Такая унаследованность, вероятно, обусловлена тем, что с древними нарушениями совпадают ослабленные зоны и реализация тектонических напряжений по ним оказывается энергетически выгоднее образования новых зон нарушений.

При длительной унаследованности тектоническая природа наследуемых элементов может изменяться. Так, зона магматической проницаемости Большого Бассейна до раннего миоцена характеризовалась дифференцированным известково-щелочным вулканизмом с большим количеством продуктов среднего и кислого состава. Зоне вулканизма отвечал на глубине крутопогружающийся участок границы Северо-Американской континентальной плиты и поддвигающейся под нее океанической плиты Фараллон (см. рис. 86, А). С отступанием области известково-щелочного вулканизма к краю континента в среднем миоцене на том же месте развивалась внутриконтинентальная рифтоподобная зона с базальтовым вулканизмом. С конца среднего миоцена, когда изменилось направление относительного движения взаимодействующих литосферных плит, вдоль прежней зоны поддвига сформировалась глубинная система рифтово-трансформного типа с контрастным вулканизмом.

#### УНАСЛЕДОВАННОСТЬ ТЕНДЕНЦИЙ РАЗВИТИЯ

Если рассматривать новейшую структуру крупного региона, то в целом для него чаще бывает характерна не прямая унаследованность отдельных элементов, а изменение их пространственного положения при сохранении простираций, морфологии, структурных соотношений и особенностей магматизма. Такой тип унаследованности можно назвать унаследованностью тенденций развития.

В Срединно-Исландской рифтовой зоне пучки позднечетвертичных разрывов, как правило, не совпадают со среднечетвертичными, а последние не совпадают с более древними, но все они простираются одинаково, характеризуются сходными направлениями смещений, морфологией и вулканизмом. Современная рифтовая зона заложилась на севере Исландии в середине плиоцена, а на юге в эоплейстоцене. Прежде существовала другая рифтовая зона, параллельная современной и отстоящая от нее к западу на несколько десятков километров (см. рис. 33). Изменение положения рифтовой зоны произошло не путем постепенной миграции, а скачкообразно (jumping): новая зона возникла рядом с предыдущей, активность которой с этого момента стала уменьшаться и к настоящему времени полностью прекратилась на севере страны и лишь частично сохранилась на юге. В соответствии с перестройкой рифтовых зон зарождались и эволюционировали трансформные зоны. Сходную перестройку испытали со среднего миоцена

зоны сбросообразования и вулканизма Большого Бассейна и Высоких лавовых равнин США.

В пределах Индостано-Памира начиная с олигоцена имели место последовательное приращение верхнекоровых зон и блоков внутренних частей Альпийско-Азиатского пояса к фронту двигавшейся на север Индостанской плиты и их вовлечение в перемещение последней. При этом фронт плиты скачкообразно мигрировал к северу: до олигоцена он находился в зоне Инда, в миоцене переместился в зону Центрального Памира, в плиоцене — в зону Дарваз-Каракульского разлома, а в четвертичное время — в Дарваз-Алайскую зону нарушений. Одновременно происходили расколы и надвиговые перемещения в тылу краевой части плиты, в Гималаях, где процессами надвигания и складчатости последовательно охватывались все более южные области от шва Инда до Субгималаев. Наряду с описанными явлениями в верхнекоровом слое, возможно, изменялось положение северной границы плиты на глубине. Отвечающая ей сейсмофокальная зона сейчас находится под Южным Памиром — гораздо севернее зоны Инда, где она скорее всего располагалась до олигоцена.

Сдвиговая система Сан-Андреас до плиоцена продолжалась на юг вдоль западного берега п-ова Калифорния [Atwater, Molnar, 1973], а в плиоцене это продолжение сместилось к востоку, в Калифорнийский залив.

Таким образом, скачкообразная миграция отдельных подвижных зон отмечается в поясах всех кинематических типов, нередко приводя к значительной перестройке и изменению конфигурации подвижного пояса. Причины миграций глубинных подвижных зон (типа Срединно-Исландской рифтовой зоны или, возможно, системы глубинных нарушений северного фронта Индостано-Памирской плиты) остаются непонятными. Некоторые проявления миграции находят объяснение. Так, последовательное приращение верхнекоровых чешуй к краевой части движущейся на север Индостано-Памирской плиты соответствует модели развития складчато-надвиговых деформаций в условиях сжатия [Михайлова, 1971]. Миграция верхнекоровой границы Тихоокеанской и Северо-Американской плит в Южной Калифорнии может быть связана с тем, что структура района Калифорнийского залива до плиоцена, вероятно, была сходна со структурой западного края Большого Бассейна, т.е. представляла собой результат развития системы деформаций рифтово-трансформного типа, скрытой под верхнекоровым слоем. В плиоцене эта система распространилась в верхнекоровый слой и достигла поверхности, в связи с чем исчезла дисгармония между слоями и прежняя верхнекоровая зона нарушений перестала развиваться.

Как прямая унаследованность молодых нарушений, так и унаследованность тенденций развития позволяют видеть в позднечетвертичной структуре последнее проявление закономерного развития структуры новейшей. Это дает возможность экстраполировать пространственные закономерности молодой тектоники рассмотренных регионов на весь неотектонический этап, что дополняет наши знания о новейшей структуре и условиях ее образования.

## ГЛАВА ШЕСТНАДЦАТАЯ

### МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ И ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ МОЛОДЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Общие черты строения и развития трех подвижных поясов, рассмотренных в предыдущих частях работы (рифтовая система Исландии, Альпийско-Азиатский орогенический пояс и сдвиговой пояс запада Северной Америки), сводятся к следующему.

**Строение в плане** — значительная ширина подвижного пояса и сложная соподчиненность одновременно развивающихся элементов структуры. В одних случаях обособляется главная зона нарушений, где реализуется большая часть относительного движения плит (зона разлома Сан-Андреас), в других — на такую зону приходится лишь небольшая доля общего перемещения (северо-восточная часть Дарваз-Алайской зоны) или

она вообще не может быть выделена среди нескольких равноценных структур (пучки сбросо-раздвигов Срединно-Исландской рифтовой зоны). Различаются нарушения и зоны нарушений разных порядков. Одни из них непосредственно отражают относительные перемещения плит, другие возникают при региональном перераспределении исходных движений в зависимости от геометрии взаимодействующих плит и блоков, третьи образуются при локальной трансформации тектонических напряжений в развивающихся структурах. Для определения генезиса конкретного нарушения необходимо понять его соподчиненность с другими элементами структуры.

**Строение в разрезе** — одновременное развитие зон нарушений, деформаций и магматической проницаемости разной глубины заложения, причем часть из них отражается на поверхности слабо или косвенным образом. Этим обуславливается различие планов молодых структур разных литосферных слоев, что в условиях интенсивных горизонтальных перемещений может приводить к срыву и движению слоев друг относительно друга, т.е. к тектоническому расслоению литосферы.

**Развитие во времени** — длительность существования отдельных зон нарушений (прямая унаследованность) и вместе с тем возможность скачкообразной миграции подвижных зон в течение неоген-четвертичного времени при сохранении основных черт строения и соподчиненности мигрирующих элементов структуры (унаследованность тенденций развития).

Чтобы оценить тектоническое значение изученных подвижных поясов, необходимо определить, сколь они типичны и какое место занимают в современной планетарной структуре литосферы.

Области взаимодействия современных плит образуют на поверхности планеты четыре мегапояса. В двух из них преобладают структуры растяжения, свидетельствующие о раздвигании плит, а в двух — структуры сжатия, свидетельствующие о сближении плит. На двух участках мегапояса сжатия и растяжения приведены в непосредственное соприкосновение. Это запад Северной Америки и западная часть Альпийско-Азиатского орогенического пояса, где с ней смыкается северо-западное окончание Индийско-Тихоокеанского мегапояса растяжения, распадающееся на отдельные рифтовые и рифтоподобные системы от Ронско-Рейнской системы грабенов до Транскавказского вулканического пояса. Последнему Е.Е.Милановский [1972] отводит роль главного продолжения Африкано-Аравийской рифтовой системы. Для обоих участков можно предполагать существенную дисгармонию строения литосферы, причем структуры мегапоясов растяжения, вероятно, в значительной мере перекрыты структурами мегапоясов сжатия и находятся на поверхности лишь косвенное отражение. При рассмотрении кайнозойской эволюции обоих участков обнаруживается сходная тенденция: проникновение структур растяжения в глубь поясов сжатия и развитие в последних сбросов, грабенов, грабенообразных впадин, базальтового и контрастного вулканизма. Эта тенденция наиболее заметна с конца олигоцена — начала миоцена и знаменует начало неотектонического этапа. На западе Альпийско-Азиатского пояса рассредоточенные на обширной территории системы структур растяжения разделяют некогда единый пояс на отдельные блоки. В пределах блоков, особенно во внешних предгорных зонах, продолжают развиваться типичные для орогенического пояса структуры сжатия.

Детальное изучение мегапоясов показало, что их отдельные отрезки построены по-разному. Предпринимались попытки классификации этих структур по кинематике и характеру разреза взаимодействующих плит [Дьюи, Берд, 1974; Ле Пишон и др., 1977; и др.]. Согласно этим классификациям, области как сближения, так и раздвигания плит разделялись на типы "океан — океан", "океан — континент", "континент — континент". Классификация, предлагаемая в настоящей работе, в значительной мере основана на морфологии структур, возникающих в современных областях взаимодействия плит. Выделены три группы, в одной из которых преобладают структуры растяжения, в другой — структуры сжатия, в третьей — структуры сдвига. Группы отражают общую кинематику взаимодействия плит. В каждой группе различаются морфологические типы.

В группе структур раздвигания различаются кенийский, красноморский, исландский,

атлантический, тихоокеанский и байкальский типы, названные по их типичным представителям. Кенийская рифтовая зона [Восточно-Африканская..., 1974; Логачев, 1974] — овалный свод, осложненный неглубоким продольным грабеном и сопутствующими грабенами и сбросами. Характерно растрескивание континентальной коры с заполнением раздвигов вулканическим материалом основного состава. Амплитуда раздвигания невелика. Под зоной выявлена разуплотненная мантия. Развитие зоны началось с ареального вулканизма, который позднее локализовался в осевом грабене. Специфика относящейся к тому же типу Эфиопской рифтовой зоны Восточно-Африканской рифтовой системы [Милановский, 1976] состоит в том, что на отдельных ее сечениях главный грабен невозможно выделить среди ряда равноценных нарушений.

Рифтовая система Красного моря [Милановский, 1976] представляет собой ступенчатый новейший грабен, в котором различаются осевая часть (50–100 км) и краевые ступени, ограниченные и нарушенные многочисленными сбросами. В осевой части имеет место интенсивный вулканизм, резко понижена мощность осадочного чехла. Гранитно-метаморфический слой отсутствует, и земная кора характеризуется скоростями продольных волн  $7,08 \pm 0,21$  км/с, полосовыми магнитными аномалиями и высоким тепловым потоком (2–8 HFU). В краевых ступенях вулканизм слабее, но пронизывающий кору вулканический материал повышает скорость прохождения в ней продольных волн до 6,6–6,7 км/с. Средняя скорость новейшего раздвигания до 3 мм/год. Оно сосредоточено главным образом в осевой зоне и происходило с палеогена с замедлением в неогене. Есть левосдвиговая компонента движений.

Рифтовая система Исландии (см. часть первую) образована Срединно-Исландской рифтовой зоной и ограничивающими ее трансформными зонами. Рифтовая зона — широкая грабенообразная депрессия с невысокими (до 250 м) уступами на бортах. Различаются нарушенные сбросами краевые ступени и активная осевая зона (30–100 км) с несколькими параллельными пучками магмоподводящих сбросо-раздвигов. Раздвигание происходит со скоростью около 1 см/год путем образования новых магмоподводящих разрывов. Пучки магмоподводящих сбросо-раздвигов мигрируют в пределах рифтовой зоны, ширина которой несколько варьирует от эпохи к эпохе. Из-за раздвигания краевые части активной зоны удаляются за ее пределы и теряют активность. Характерны мощная ( $\geq 20$  км) океаническая кора [Palmason, 1971] и разуплотненная мантия. В трансформных зонах намечается несовпадение кулисных рядов рифтоподобных нарушений в приповерхностном слое и продольных сколов на глубине. В течение миллионов лет активная рифтовая зона не оставалась на месте, а мигрировала к востоку на десятки километров. Это произошло путем отмирания прежней и зарождения новой рифтовых зон. Соответственно перестраивались трансформные зоны.

В рифтовой системе Центральной Атлантики (см. часть первую), представляющей атлантический тип, узкие (до 25 км) рифтовые долины с высокими (сотни метров, местами  $\geq 1$  км) ступенчатыми склонами и тектоническими террасами на краях дна имеют осевую полосу вулканизма в центре долины и прерывистые вулканические цепи на склонах. Осевой магмоподводящий разрыв часто смещается относительно разрыва предшествовавшей эпохи. Раздвигание происходит путем образования новых магмоподводящих разрывов. Скорость раздвигания до 2,5 см/год. Характерны тонкая (первые километры) океаническая кора и под ней разуплотненная мантия, в кровле которой находятся магматические очаги. Различаются трансформные зоны, образованные кулисными рядами рифтоподобных нарушений, и зоны с четко выраженным главным разломом. Ширина трансформных зон несколько километров. Намечается несоответствие кулисных рядов рифтоподобных нарушений у поверхности продольным сейсмогенным сколам на глубине трансформной зоны. В течение миллионов лет отдельные рифтовые зоны скачкообразно мигрировали на десятки километров, в связи с чем перестраивались трансформные зоны. Рифтовые зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия отличаются от описанных большей шириной и меньшей высотой краевых уступов. Скорость их раздвигания до 10 см/год.

Сравнение морфологических типов структур раздвигания показывает, что проще

всего построены рифтовые системы атлантического типа. Значительно большая ширина Срединно-Исландской рифтовой зоны, вероятно, обусловлена повышенной мощностью океанической коры, которая позволяет предполагать повышение и общей мощности литосферы на обрамлениях рифтовой зоны. Мощность литосферы, согласно расчетам О.Г.Сорохтина [1974], пропорциональна ширине рифтовой зоны. Тот факт, что астеносферный выступ погребен в Исландии под относительно мощной корой, может быть причиной обособления нескольких рядов магматических очагов и развития серии параллельных пучков магмоподводящих разрывов. С этим же может быть связано образование периферических очагов и центральных вулканов с дифференцированными продуктами извержений. Выявленная в Исландии эволюция трансформных зон от кулисных рядов коротких рифтоподобных структур к широким зонам скалов и, наконец, к крупным разломам трансформного направления, по-видимому, характерна и для собственно океанических рифтовых систем.

Континентальные (кенийский тип) и межконтинентальные (красноморский тип) рифтовые системы, которые, согласно Е.Е. Милановскому [1976], представляют собой члены морфологического и, вероятно, эволюционного ряда, завершающегося океаническими рифтовыми системами, также построены сложнее структур атлантического типа. В Эфиопии и Афаре, как и в Исландии, местами развиты серии параллельных пучков позднечетвертичных разрывов, среди которых невозможно выделить главную зону растяжения. Сложность строения, вероятно, обусловлена особенностями трансформации глубинного растяжения в континентальной коре.

Сравнение химизма извержений в разных типах рифтовых систем показывает при общем преобладании основного материала увеличение щелочности с возрастанием мощности коры и появлением гранитно-метаморфического слоя. Для атлантического типа характерны толеитовые базальты. Они преобладают также на севере Исландии, тогда как на юге, где мощность коры больше, среди продуктов современных извержений появляются субщелочные разности. В осевой части Красноморского рифта распространены толеиты, а на его краевых ступенях и окончаниях осевой полосы — главным образом субщелочные и щелочные базальты. Последние характерны для Эфиопской и Кенийской континентальных рифтовых зон.

Особое положение среди структур раздвигания занимают рифты байкальского типа. Байкальская рифтовая зона [Флоренсов, 1968; Милановский, 1976] — это глубокий, до 6 км на юге, асимметричный ступенчатый новейший грабен, ограниченный и осложненный сбросами. Вдоль Приморского сброса на северо-западном борту грабена выявлена подчиненная правосдвиговая компонента перемещений [Тектоника..., 1973]. Позднечетвертичные разрывы и сейсмодислокации также относятся преимущественно к сбросовому типу [Карта..., 1968]. Сейсмичность выше, чем в рифтах других типов, а вулканические проявления редки и присущи главным образом ранним стадиям развития. В ходе неотектонического развития возрастает контрастность движений. Как было показано во второй части работы, Байкальская рифтовая зона связана с субширотными левыми сдвигами Центральноазиатского сегмента, т.е. в конечном счете с взаимодействием Евразийской и Индостано-Памирской плит. Столь же опосредственным отражением развития Индийско-Тихоокеанского мегапояса растяжения представляются другие структуры байкальского типа: Ньяса-Танганьикская и Ронско-Рейнская системы грабенов. Вероятно, грабены байкальского типа следует рассматривать как внутриплитные образования, лишь производные от более общих процессов взаимодействия плит и блоков литосферы. Как под Байкальской, так и под Рейнской рифтовыми зонами выявлены волноводы внутри и в основании коры [Пузырев и др., 1978; Ansorge et al., 1974]. Возможно, рифты байкальского типа не связаны непосредственно со структурами глубоких слоев литосферы, хотя земная кора Байкальской зоны немного утонена (до 30–35 км) и под ней предполагается понижение до 7,7–7,8 км/с скоростей продольных сейсмических волн [Зорин, 1971].

Среди структур, развивающихся в условиях сжатия и сближения плит, различаются курило-камчатский, индонезийский и памиро-гималайский типы. В районе Куриль-

ких островов от океана к континенту сменяют друг друга глубоководный желоб, внешняя невулканическая дуга, внешний прогиб, внутренняя дуга и тыловой прогиб, переходящий в дно краевого моря [Святловский, 1967; Эрлих, 1973]. На островодужном склоне желоба развиваются складки и надвиги. Внешняя дуга представляет собой антиклинальное поднятие. Как и внешний прогиб, в отдельных сечениях островной дуги она отсутствует. Обязательным элементом системы является внутренняя дуга — мощный перекомпенсированный прогиб, сложенный продуктами дифференцированного извествково-щелочного вулканизма. Преобладают базальты и андезиты. В Центральной Камчатке, где появляется гранитно-метаморфический слой, дуга становится шире и разбита продольными взбросами и сбросами на блоки и складки основания [Эрлих, 1973]. Поперечные зоны нарушений сбросо-сдвигового типа разделяют дугу на сегменты с разной морфологией и историей развития [Марков и др., 1969; Камчатка..., 1974].

Важной особенностью и систематическим признаком областей сжатия и сближения плит являются наличие и строение сейсмофокальной зоны, проникающей глубоко в мантию. В курило-камчатском типе сейсмофокальная зона прослеживается до глубины 700 км и наклонена под островную дугу под углами 40–50° [Федотов, 1966; Строение..., 1976]. Зона состоит из четковидно расположенных максимумов активности, между которыми на глубинах около 80, 120–160, 220–300 и, возможно, около 400 км намечаются горизонты повышенного поглощения сейсмической энергии. В верхних 50 км зона расширяется и охватывает весь островодужный склон желоба. Здесь механизмы очагов землетрясений указывают на преимущественное надвигание со сдвиговой компонентой, левой на севере и правой на юге дуги [Симбирева и др., 1977].

В курильской части Курило-Камчатской островной дуги отмечается прямая унаследованность развития в течение новейшего этапа. В Центральной Камчатке в конце миоцена — плиоцене предполагается скачкообразная миграция сейсмофокальной зоны и связанных с ней островодужных структур в сторону океана [Храмов, Флоренский, 1969; Авдейко, 1977].

В Суматра-Яванской островной дуге и сопряженном с ней вулканическом желобе, представляющих индонезийский тип, развиты тот же ряд структур и такой же вулканизм, как и в курило-камчатском типе [Hamilton, 1977]. Особенностью индонезийского типа является строение сейсмофокальной зоны: в приповерхностной части она весьма пологая (до 10°), местами горизонтальная и круто погружается под внутренней дугой. Значительная протяженность пологого участка определяет существенно большую, чем в Курило-Камчатской дуге, достигающую сотен километров длину литосферного выступа плиты островной дуги. Согласно расчетам О.Г.Сорохтина [1974], большая длина литосферного выступа благоприятна для возникновения в его тылу пологих глубинных надвигов, вероятность появления которых, таким образом, в индонезийском типе выше, чем в курило-камчатском. Это видно из неравенства, характеризующего условия образования надвигов:

$$\frac{L_n}{h_n} \gg \frac{\sigma_2}{\sigma_1} \cdot \frac{1}{\sin a_n},$$

где  $L_n$  — длина литосферного выступа;  $h_n$  — его толщина;  $\sigma_1$  — предел прочности пород в сейсмофокальной зоне;  $\sigma_2$  — средний предел прочности пород литосферного выступа;  $a_n$  — угол наклона поверхности тылового надвига, зависящий от угла внутреннего трения в силикатах и обычно пологий. Такие надвиги широко представлены в эродированном палеоаналоге индонезийского типа — ларамийской структуре Большого Бассейна и Скалистых гор США [Hamilton, 1978]. Пологая часть сейсмофокальной зоны и пологие тыловые надвиги обособляют верхнекоровый слой, способствуя его срыву и автономному развитию. Из-за большой протяженности литосферного выступа, тыловых надвигов и покровов область интенсивного структурообразования значительно шире, чем в курило-камчатском типе. В ларамийской структуре запада США она достигает 800 км. Как и в курило-камчатском типе, здесь имела место скачкообразная миграция отдельных зон и всего пояса нарушений и вулканизма в сторону океана (см. часть третью).

Структуры курило-камчатского и индонезийского типов широко представлены на окраинах Тихого океана. В новейшей структуре Центральной и Южной Америки распознаются, например, черты, присущие Центральной Камчатке, а в восточной части Алеутской дуги — черты индонезийского типа.

Существенно отличается от описанных памиро-гималайский тип строения, характерный для областей сближения плит с континентальным разрезом земной коры. Он почти лишен новейшего вулканизма. Пояс тектонических нарушений и интенсивных поднятий охватывает краевые части взаимодействующих Индостано-Памирской и Евразийской плит и блоки между ними (см. часть вторую). Характерно общее утолщение коры. Как и в индонезийском типе, в верхних структурных этажах (до 40 км) здесь развиваются складки, надвиги и тектонические покровы, сочетающиеся со сдвигами, а на глубине сейсмофокальная зона становится почти вертикальной. На границе этих дисгармонично развивающихся оболочек литосферы выявлены коровые волноводы, горизонтальная сейсмогенная зона и под ней асейсмичная зона. В итоге сложного взаимодействия глубинных и приповерхностных тектонических процессов позднечетвертичные структурные проявления сближения Индостано-Памирской и Евразийской плит рассредоточены в широкой (до 1000 км) полосе и лишь около трети общей амплитуды сближения плит реализуется в собственно пограничных зонах нарушений. В ходе неотектонического развития (с олигоцена) северный фронт Индостано-Памирской плиты неоднократно скачками мигрировал к северу на сотни километров. Одновременно мигрировал к югу фронт интенсивных деформаций Гималаев, так что ширина пояса, вероятно, возрастала со временем.

Черты строения, аналогичные памиро-гималайскому типу, присущи также области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит (см. часть вторую) и другим регионам Альпийско-Азиатского орогенического пояса. Под Восточными Карпатами на глубинах 40–200 км прослежена почти вертикальная четковидная сейсмофокальная зона [Щукин, 1977], сходная с Памирской и, подобно ей, несогласная с активными в четвертичное время зонами нарушений верхних структурных этажей.

На востоке Азии структурой, аналогичной Пенджабскому синтаксису, определяющему строение Памиро-Гималайского региона, является Ассамский выступ Индийской платформы, обращенный на северо-восток. На обрамлениях выступа и в соседних блоках морфология, характер смещений и относительное расположение позднечетвертичных и современных подвижных зон тождественны описанным в Памиро-Гималайском регионе, но сами зоны развернуты примерно на  $70^\circ$ . Так, на северном обрамлении Ассамского выступа выявлены левые сдвиги, а на юго-восточном — правые [Molnar, Tapponnier, 1975]. Севернее оси выступа, в Северо-Восточном Китае, при крупных землетрясениях Ксингтай 1966 г. [Acta..., 1975] и Тангшань 1976 г. [Acta..., 1976, p. 259–269] произошли правые сбросо-сдвиговые перемещения по разломам северо-северо-восточного простирания. На такое же направление молодых подвижек указывает эшелонированное строение зоны грабенов Шаньси [Molnar, Tapponnier, 1977]. С правыми сбросо-сдвигами сопряжены левые сдвиги запад-северо-западного простирания, один из которых был активизирован при землетрясении Хайченг 1975 г. [Acta..., 1976, p. 95–109]. Расположение этих разломов относительно Ассамского выступа аналогично позиции молодых разломов Афганского сегмента относительно северного выступа Индостано-Памирской плиты. К юго-востоку от оси Ассамского выступа, на о-ве Тайвань и островах Лусон, Масбате и Лейте Филиппинского архипелага, зафиксированы молодые и современные левосдвиговые смещения по субмеридиональным разломам [Allen, 1962]. Структурное положение этих разломов аналогично положению субширотных левых сдвигов Центральноазиатского сегмента.

Среди подвижных поясов преимущественно сдвиговых деформаций и смещений наиболее просто построен калифорнийский тип, представленный системой плиоцен-четвертичных нарушений Калифорнийского залива. Подобно красноморскому типу рифтовых систем, здесь различаются краевые ступени, нарушенные сдвигами и сбросо-

сами, и осевая часть. Она образована ступенчатой в плане субмеридиональной системой северо-восточных рифтов и северо-западных трансформных разломов, причем последние в отличие от красноморского типа протяженнее рифтов, так что вдоль системы сдвиговая компонента перемещений преобладает над растяжением. В рифтах имеет место базальтовый вулканизм. Континентальная кора утонена на севере залива и к югу сменяется океанической корой. Под ней выявлена разуплотненная мантия.

Чамано-дарвазский тип представлен системой левых сдвигов западного фланга Индостано-Памирской плиты (см. часть вторую). Левый кулисный ряд этих сдвигов и сопровождающие их нарушения имеют ширину до 200 км. Главные сдвиги пронизывают большую часть земной коры. Вдоль них протягивается прерывистый пояс складок и надвигов осадочного чехла, сорванных с кристаллического основания. В ходе неотектонического развития зона основных сдвиговых смещений мигрировала от плиты на 100 км.

Западноамериканский тип, описанный в третьей части работы, представлен системами новейших нарушений запада США и северо-запада Мексики. В подвижном поясе шириной до 700 км ведущей по амплитудам и скоростям движений является правосдвиговая система Сан-Андреас. С ней связаны системы левых сдвигов и надвигов Поперечных хребтов и система сбросов Провинции Бассейнов и Хребтов. Эти системы нарушений охватывают верхнекоровый слой мощностью 15–20 км. Глубже, под локальным коровым волноводом, гипотетически реконструируются ступенчатые в плане системы зон деформаций рифтового и трансформного типов, принципиально сходные с системой Калифорнийского залива. Крупнейшая из них протягивается в 300–400 км восточнее главной для верхнекорового слоя системы Сан-Андреас. Это структурное несоответствие и обусловило большую ширину подвижного пояса. Результатом взаимодействия глубинных и верхнекоровых тектонических процессов являются контрастный вулканизм и утонение континентальной коры над разуплотненной верхней мантией Провинции Бассейнов и Хребтов. На фоне унаследованного развития отдельные неотектонические зоны испытывали скачкообразные миграции.

Краткий обзор основных морфологических типов областей взаимодействия плит показывает, что области преобладающего раздвигания или горизонтального сдвига плит в целом построены проще областей их сближения. В сходных кинематических условиях ширина и сложность строения возникающего пояса нарушений зависят от геометрии взаимодействующих плит и мощности литосферы. В областях с мощной корой подвижные пояса шире и построены сложнее.

Мощность и особенности строения литосферы в значительной мере обуславливают также возможность ее тектонического расслоения и дисгармоничного развития литосферных слоев. В океанических рифтовых системах дисгармонию можно предполагать в молодых трансформных зонах типа Рейкьянесской и Тьорнесской. В областях с континентальной корой признаки дисгармонии более многочисленны и достоверны и проявлены в разных структурных и кинематических условиях. В Альпийско-Азиатском орогеническом поясе дисгармония выражена срывом складок осадочного чехла относительно фундамента, а в более крупном масштабе — различием строения верхних слоев земной коры, где широко развиты складки и пологие надвиги, и более глубоких слоев литосферы. Такие различия намечаются на Памире, Кавказе, Карпатах. Сходные проявления дисгармонии можно предполагать в подвижных поясах индонезийского типа, где структуры верхнекорового слоя обособлены пологой частью сейсмофокальной зоны и продолжающими ее в глубину островодужной или континентальной плиты тыловыми пологими надвигами. В западноамериканском типе гипотетически реконструируемые глубинные рифтовые и трансформные зоны деформаций пространственно разобщены со структурами верхнекорового слоя и генетически отличаются от них.

Возможность срывов и относительных перемещений вдоль субгоризонтальных границ по-разному дислоцируемых литосферных слоев легче реализуется при наличии волноводов. Волноводы внутри и в основании коры выделены в областях с весьма различным геологическим строением: в зоне Срединно-Атлантического хребта севернее

Азорских островов [Steinmetz et al., 1976], в северной части Кокосовой плиты на востоке Тихого океана [Lewis, Snydsman, 1977], в районах Рейнского грабена [Ansorge et al., 1974] и Байкальской рифтовой системы [Пузырев и др., 1978], под восточной частью плато Колорадо [Landisman, Chairayungpun, 1977] и под древними щитами [Berry, Mair, 1977].

Для проблемы происхождения коровых волноводов существенное значение имеет анализ глубин очагов землетрясений. На примерах Восточных Карпат, Крыма, Тянь-Шаня и Памиро-Гималайского региона Ю.К.Шукин [1977; Белоусов и др., 1979] показал, что в разрезе земной коры и верхней мантии чередуются слои с существенно разным количеством гипоцентров землетрясений. Сильные землетрясения для коровых волноводов не характерны. В некоторых из них снижается и количество относительно слабых землетрясений (до почти полного их исчезновения под Большим Бассейном на западе США). В других коровых волноводах (например, под Памиром) количество относительно слабых землетрясений возрастает. Проанализировав районы сильных землетрясений Кавказа, Г.В.Красноповцева и Ю.К.Шукин [1978] допускают, что существующие там коровые волноводы могли возникнуть в результате восстановления динамического равновесия среды, нарушенного этими землетрясениями. Иначе говоря, волноводы могли образоваться при разупрочнении пород в самом процессе срыва на границе слоев.

Предлагаются и иные причины возникновения коровых волноводов. С.Мюллер [Mueller, 1977] считает их общей чертой континентальной коры и связывает с частичным плавлением пород в зонах возможного гранитообразования. Близкие идеи развивают Е.И.Паталаха и А.И.Поляков [1977]. Б.Льюис и У.Снидсмен [Lewis, Snydsman, 1977] предполагают связь низкоскоростного слоя в основании океанической коры с серпентинизацией мантийного вещества в процессе его гидратации и остывания. По мнению ряда исследователей [Berry, Mair, 1977; Eaton, 1979], появление волноводов может объясняться возрастанием давления поровых флюидов, достигающего величины литостатического давления. Последнее объяснение применимо лишь к глубинам до 15–20 км и, по-видимому, требует наличия непроницаемой для флюидов покрывки над горизонтом пониженных скоростей сейсмических волн.

Вероятно, коровые волноводы гетерогенны. По крайней мере часть их возникает или развивается в процессе разупрочнения пород при движении слоев друг относительно друга. Эффективная вязкость таких субгоризонтальных подвижных зон может еще более понижаться из-за выделения дополнительной механической энергии.

Во всех типах областей взаимодействия плит обнаруживаются примеры позднечетвертичных структур, наследующих четвертичные, неоген-четвертичные, а иногда и более древние структуры. Остаются неизменными в течение новейшего этапа и общие соотношения структурных элементов. Но на фоне такой унаследованности происходят структурные перестройки, порой весьма значительные. Одни подвижные зоны отмирают, другие возникают вновь на расстоянии десятков и даже сотен километров от прежних, наследуя их морфологию, особенности магматизма и пространственные соотношения с прочими элементами структуры. Такая скачкообразная миграция подвижных зон выявлена в областях раздвигания плит (рифтовые системы Исландии, Норвежского моря, юго-востока Тихого океана), их сближения (Памиро-Гималайский регион, Центральная Камчатка, запад Северной Америки в позднеларамийское время) и горизонтального сдвига (юго-восточная часть системы Сан-Андреас, ее продолжение на обрамлениях п-ова Калифорния, зоны нарушений Большого Бассейна на западе США). Таким образом, границы плит не остаются неизменными даже в течение столь короткого отрезка тектонической истории, каким является неоген-четвертичный этап. К плитам могут причленяться в ходе эволюции блоки и участки смежных плит, вызывая скачкообразные миграции пограничных подвижных поясов и зон. Эти миграции необходимо учитывать при палеотектонических реконструкциях.

Приведенный обзор показывает, что при сравнительно небольшом количестве кинематических вариантов существует большое морфологическое разнообразие структур,

возникающих в современных областях взаимодействия плит. Чаще всего на границах плит развиваются не узкие шовные структуры, а широкие и сложно построенные подвижные пояса и зоны, деформирующие края плит. Специфические структуры возникают в условиях горизонтального сдвига плит. Как правило, эти структуры разнообразнее и сложнее трансформных разломов в их обычном понимании. Данные о строении современных областей сближения континентальных плит не подтверждают механизма субдукции. Выявленные структуры более соответствуют классическим представлениям о строении и эволюции орогенов, содержащимся в работах Э.Зюсса, Л.Кобера, Р.Штауба, Д.И.Мушкетова, Д.В.Наливкина, Э.Аргана. Важными особенностями областей взаимодействия плит являются миграции пограничных подвижных поясов и зон в ходе неотектонической эволюции, а также дисгармоничное развитие слоев литосферы, которое может приводить к ее тектоническому расслоению.

Полученные данные, не разрушая общей концепции тектоники плит, вносят в нее существенные дополнения. Представляется, что дальнейшее развитие структурных аспектов теории тектоники плит должно идти по пути не столько пересмотра сложившихся региональных концепций, сколько синтеза с ними. В этом синтезе найдут свое место и новые представления о деформируемости плит, тектонической расслоенности литосферы и ее структурной дисгармонии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение данных по трем подвижным поясам — Исландии, Западной и Центральной Азии, западной части Северной Америки — привело автора к следующим выводам.

В Исландии происходило с раннего миоцена и продолжается сейчас раздвигание океанических плит со скоростью около 1 см/год. Оно выражено развитием рифтовой системы, которая образована Срединно-Исландской рифтовой зоной и сопряженными с ней Рейкьянесской и Тьорнесской трансформными зонами. Раздвигание осуществляется путем образования все новых разрывов-раздвигов в широкой (30–100 км) активной рифтовой зоне. Раздвиги, частично используемые как магмоподводящие каналы, группируются в пучки, разделяющие слабо деформированные блоки. В результате раздвигания краевые части активной зоны оказывались за ее пределами, тогда как между пучками могли длительно оставаться на месте блоки древних пород и древней коры. Трансформные зоны сдвигов и сдвиговых деформаций возникают между кулисно расположенными рифтами. Трансформные зоны эволюционируют от эшелонированных систем нарушений рифтового простирания к системам сколов трансформного простирания и, наконец, к выделившимся среди них крупным сдвигам — собственно трансформным разломам. Положение активной рифтовой зоны не остается постоянным. В Северной Исландии она заняла современное положение в начале плиоцена, скачком переместившись на несколько десятков километров к востоку. В Южной Исландии подобная скачкообразная миграция началась в эоплейстоцене, но, по-видимому, не завершилась до сих пор, так что сейчас там одновременно развиваются две ветви рифтовой зоны. В соответствии с такой миграцией возникали новые, перестраивались или деградировали старые трансформные зоны.

Многие черты строения и развития рифтовой системы Исландии, в частности одновременное существование нескольких пучков магмоподводящих сбросо-раздвигов, эволюционный ряд трансформных зон, миграция рифтовой зоны, выявляются при детальном исследовании в океанах. Большая ширина и сложность строения. Срединно-Исландской рифтовой зоны по сравнению с рифтами атлантического типа обусловлены, прежде всего, увеличенной мощностью земной коры.

В азиатской части Альпийской-Азиатского орогенического пояса взаимодействуют плиты и блоки со сформировавшейся континентальной корой. Сближение Аравийской и Индостано-Памирской плит с Евразийской плитой обуславливает сжатие территории, в условиях которого развиваются нарушения складчато-надвигового и сдвигового типов и, локально, структуры растяжения. Позднететвертичные нарушения охватывают пояс шириной до 1000 км, куда входят деформированные края плит и расположенные между ними блоки, и образуют сложную систему, состоящую из взаимосвязанных элементов разных рангов. Одни из них непосредственно отражают движение главных плит, другие возникают в результате регионального перераспределения исходных движений, третьи образуются при локальной трансформации тектонических напряжений, обусловленной неоднородностями, которые созданы предшествовавшим развитием. Характер нарушений зависит от геометрии взаимодействующих плит и блоков и изменений величины сжимающих усилий.

Особенно интенсивное относительное движение к северу испытывает Индостано-Памирская плита. Скорость молодых левосдвиговых перемещений на ее северо-западном фланге, в Дарваз-Алайской зоне, определена в 1–1,5 см/год, а общая скорость

позднечетвертичного сближения относительно стабильных внутренних частей Индостано-Памирской и Евразийской плит, вероятно, достигает 3—5 см/год. Эта величина получена путем суммирования нарушений и деформаций, наблюдаемых на поверхности. В процессе относительного движения Индостано-Памирской плиты к северу участок верхнекорового слоя, расположенный перед фронтом плиты, вовлекался в деформации, приподнявшись к срыву деформированного участка. Он причленялся к краевой части плиты и начинал двигаться вместе с ней, а фронт плиты скачкообразно мигрировал к северу, вовлекая в деформации следующий участок. Такая миграция происходила в течение всего неотектонического этапа. Развившаяся при этом дисгармония между верхнекоровым и более глубокими слоями литосферы подтверждается сейсмологическими данными, согласно которым молодые разрывы верхнекорового слоя края плиты отделены горизонтальной сейсмогенной зоной от почти вертикальной сейсмофокальной зоны более глубоких слоев литосферы. Последнее обстоятельство и особенности распределения мантийных масс с разными скоростными характеристиками служат серьезными аргументами против того, что в глубинных слоях происходит поддвигание одной плиты под другую. Возможно, их сближение реализуется в сплющивании краев плит, которое проявляется в утолщении земной коры и литосферы в целом и оттоке материала в стороны от области наибольшего сближения плит по системе сдвигов.

Структурные проявления взаимодействия Аравийской и Евразийской плит в значительной мере сходны с описанными, но интенсивность движений меньше. Это выражается в меньших амплитудах смещений по краевым разломам Аравийской плиты, смещений в сопряженной краевой части Евразийской плиты, позднечетвертичных поднятий и общей высоты гор. Как и на Памире, в пределах Восточного Кавказа устанавливается различие планов молодых зон нарушений и деформаций на разных уровнях литосферы, что в условиях горизонтальных движений могло привести к срыву и перемещению литосферных слоев друг относительно друга.

Во внутренних сегментах орогенического пояса из-за клиновидной формы южных плит направление сжатия изменяется, причем оно реализуется не столько в складчато-надвиговых деформациях, сколько в перемещениях по субширотным сдвигам в стороны от обеих южных плит. Возможно, это определяется неравномерностью сжатия, при которой Индостано-Памирская и Аравийская плиты опережают соседние области по темпам сближения с Евразийской плитой.

Определяющим элементом новейшей и молодой структуры запада Северной Америки является система сдвигов Сан-Андреас, простирающаяся на северо-запад. С ней связаны система северо-восточных и широтных левых сдвигов и надвигов Поперечных хребтов и система субмеридиональных сбросов Провинции Бассейнов и Хребтов. В целом они образуют ассоциацию развивающихся нарушений, типичную для континентальных подвижных поясов, например для отдельных сегментов Альпийско-Азиатского пояса: взаимно перпендикулярные структуры сжатия и растяжения и диагональные к ним правые и левые сдвиги. Эти нарушения охватывают верхнекоровый слой мощностью до 15—20 км. Под ним по вулканическим проявлениям и геофизическим данным гипотетически реконструируются ступенчатые в плане системы взаимно перпендикулярных зон деформаций рифтового и трансформного типов, которые представляются гомологами океанических структур калифорнийского типа. Крупнейшая такая глубинная система реконструируется под западным краем Большого Бассейна, т.е. отстоит от главной структуры верхнекорового слоя (зоны разлома Сан-Андреас) на 300—400 км к востоку. Строение глубинной системы деформаций предполагает движение Тихоокеанской плиты на северо-запад относительно континента — такое же, какое получается по смещениям в верхнекоровом слое, но формы реализации этого движения оказываются различными. Предполагаемая дисгармония между верхнекоровым и более глубокими слоями литосферы могла привести к срывам и перемещению верхнекорового слоя по своему основанию, которому отвечает коровый волновод.

В изложенном обобщении новым, по сравнению с обобщениями прежних исследователей, является следующее: в **Исландии** — выяснение механизма раздвигания в рифто-

вой зоне и эволюции трансформных зон; в Западной и Центральной Азии — обоснование скачкообразной миграции северного фронта Индостано-Памирской плиты; обнаружение признаков структурных различий на разных глубинах как проявления возможной тектонической расчлененности литосферы Памира и Восточного Кавказа; гипотеза о реализации сближения плит на глубине не поддвижением одной плиты под другую, а утолщением их краевых частей и оттоком материала в стороны; подкрепление многочисленными фактами ранее высказанного положения о преобладании сдвиговых смещений по субширотным разломам внутренних сегментов подвижного пояса; на западе Северной Америки — новая реконструкция глубинной структуры, отличающейся от структуры верхнекорового слоя, как аргумент в пользу структурной дисгармонии, возможных срывов и перемещений слоев друг относительно друга.

Три описанных региона представляют собой три кинематических типа взаимодействия плит — раздвигание, сжатие, сдвиг. Сравнительный анализ этих регионов и сопоставление с другими морфологическими типами молодых областей взаимодействия плит обнаружили следующие общие черты их строения и развития.

1. Молодые тектонические нарушения, возникающие в областях взаимодействия плит, не ограничиваются узкими шовными зонами, а формируют широкие подвижные пояса, охватывающие края плит и расположенные между ними блоки. Тектонические нарушения молодых подвижных поясов образуют взаимосвязанные системы, одни элементы которых непосредственно отражают относительное движение плит, а другие представляют собой результаты его региональной и локальной трансформации. Как правило, области сжатия построены сложнее областей раздвигания и сдвига и в каждом кинематическом типе сложность строения нарастает с увеличением мощности коры.

2. Во многих районах подвижных поясов молодые структуры глубинных слоев литосферы (насколько позволяют судить неполные пока данные) отличаются от структур, наблюдаемых на поверхности, что при выявленном преобладании горизонтальных движений обуславливает возможность концентрации напряжений между по-разному дислоцируемыми слоями, их срывов и перемещений друг относительно друга. Признаки такой дисгармонии развития оболочек литосферы и ее горизонтальной тектонической расчлененности более достоверны и многочисленны на континентах и их окраинах, чем в областях взаимодействия океанических плит.

3. Унаследованность позднечетвертичных структур от неоген-четвертичных позволяет экстраполировать черты их строения и развития на весь неотектонический этап. Во многих подвижных зонах имеет место прямая унаследованность, но в масштабе подвижных поясов чаще наследуются лишь общие тенденции развития, а отдельные подвижные зоны могут отмирать и сменяться новыми, отстоящими от прежних на десятки и первые сотни километров. Такая скачкообразная миграция подвижных зон выявлена в структурах всех кинематических типов.

Практические результаты выполненного исследования состоят в возможности использовать полученные данные о строении, расположении и соотношении молодых нарушений, во-первых, для прогноза геологических процессов и, во-вторых, для уточнения характера позднеальпийских структур как элемента тектонической основы прогноза полезных ископаемых изученных регионов. Данные о молодых нарушениях особенно важны для долгосрочного прогноза места, максимальной магнитуды и повторяемости сильных землетрясений, поскольку подавляющее большинство известных сильных землетрясений приурочено к молодым подвижным поясам, а внутри них к молодым подвижным зонам, которые чаще всего выражены на поверхности разломами и сопутствующими им структурами. Прогноз в пределах подвижных зон осуществляется с помощью выявленных структурных признаков сейсмогенных подвижек, а в более общем случае путем изучения литологических и структурных факторов, определяющих возможность высокой концентрации тектонических напряжений, приводящей к сильным землетрясениям. К структурным факторам, не способствующим концентрации напряжений, относятся высокая степень раздробленности пород в зоне разлома, ее рассеянность, т.е. значительная ширина, повышенный тепловой поток и гидротермальная активность,

наличие вулканов и грязевых вулканов. Морфологические различия молодых разломов сказываются в том, что в зонах сдвигов и сбросо-раздвигов сильные землетрясения чаще приурочены к главным швам, тогда как в зонах сжатия они нередко и, может быть, в основном происходят по второстепенным нарушениям или перед фронтами крупных надвигов. Напряжения концентрируются вдоль границ по-разному деформируемых литосферных слоев, особенно в тех местах, где сочленяются разнонаправленные зоны нарушений разной глубины заложения или над активной зоной оказывается слабо деформированный слой. Для долгосрочного планирования строительства и землепользования рекомендуется составлять карты современных геологических процессов, причем позднечетвертичные тектонические нарушения представляются обязательным элементом таких карт. Важной задачей являются совершенствование методов оперативного картирования и диагностики молодых структур с помощью аэрокосмических средств и, в перспективе, налаживание режимных дистанционных наблюдений и измерений с целью текущего прогноза сильных землетрясений, извержений вулканов и других современных геологических явлений.

Наиболее интересной проблемой дальнейшего изучения позднечетвертичных структур представляется создание глобальной структурно-кинематической модели позднечетвертичного тектогенеза, учитывающей как деформируемость краевых и отчасти внутренних частей взаимодействующих плит и блоков литосферы, так и ее тектоническую слоистость. Для создания такой модели принципиальным является решение вопросов: о характере тектонических процессов на активных границах континентов и океанов и природе глубинных сейсмофокальных зон Бениоффа — Заварицкого; о месте внутриконтинентальных рифтов байкальского типа в глобальной тектонической системе и взаимодействии подвижных поясов сжатия и растяжения; о степени и масштабах структурно-кинематической обособленности слоев литосферы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П.* Геосинклинальный вулканизм и офиолиты. — В кн.: Вулканизм и геодинамика, М.: Наука, 1977, с. 15–26.
- Аджирей Г.Д.* Тектоника и магматизм Большого Кавказа (некоторые сравнения с тектоникой и магматизмом Гималаев). — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез: МГК. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964, с. 82–98.
- Аджирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 156 с.
- Али-Заде А.А., Ахмедов А.М., Куликов В.И.* и др. К вопросу заложения сверхглубинной скважины для изучения строения земной коры в Азербайджане. — Сов. геология, 1963, № 2, с. 3–16.
- Али-Заде А.А., Ахмедов А.М., Ахмедов Г.А.* и др. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Каспия. — Изв. АН АзССР. Науки о Земле, 1968, № 5, с. 3–11.
- Амурский Г.И., Борисов А.А., Лыков В.И., Шелегова И.Ф.* Глубинное строение земной коры Копетдага. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, № 6, с. 5–15.
- Амурский Г.И., Лыков В.И., Шелегова И.Ф.* Глубинная структура Ашхабадского сейсмоактивного района. — В кн.: Сейсмо-тектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий: Верхняя мантия. М.: Сов. радио, 1974, № 13, с. 52–67.
- Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа/И.В. Кириллова, А.Н. Люстих, В.А. Растворова и др. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 318 с.
- Ананьин И.В.* О сейсмологическом эффекте близких землетрясений на Восточном Кавказе. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 118–123. (Тр. ИФЗ; № 33).
- Ананьин И.В., Трифонов В.Г.* Сопоставление сейсмичности с элементами дешифрирования космических изображений. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976, т. 5, с. 11–17.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- Ахмедбейли Ф.С.* Неотектоника восточной части Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966.
- Ахметьев М.А., Гладенков Ю.Б., Милановский Е.Е., Трифонов В.Г.* Стратиграфия кайнозойских образований Исландии. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Стратиграфия. Литология. М.: Наука, 1978, с. 19–154.
- Ачилов Г.Ш.* Структурно-тектоническая характеристика области сочленения Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 156–174.
- Баженов М.Л., Буртман В.С., Гурарий Г.З.* Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1137–1139.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6, с. 1328–1330.
- Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 243 с.
- Баскина В.А.* К тектонической позиции Исландии. — Геотектоника, 1972, № 2, с. 83–89.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 17–30; № 4, с. 24–34.
- Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А.* и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11–27.
- Белоусов В.В., Милановский Е.Е.* О тектонике и тектонической позиции Исландии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 81–98.
- Белоусов Т.П.* К истории развития вертикальных тектонических движений Памира в плейстоцене и голоцене. — Геотектоника, 1976, № 1, с. 111–124.
- Бельский В.А.* О четвертичной тектонике Яхсуйской депрессии и ее обрамления. — Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 3, с. 50–54.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С., Шукин Ю.К.* Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 80–92.
- Бениофф Г.* Движение по крупнейшим разломам. — В кн.: Дрейф континентов: Горизонтальные движения земной коры. М.: Мир, 1966, с. 75–104.
- Берггерен У.А.* Хроностратиграфия кайнозоя, зональное распределение планктоновых фо-

- раминифер и радиометрическая временная шкала. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974, с. 51–58.
- Блейк М.К., Джонс Д.Л.* Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 15–28.
- Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И.* Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). М., 1914. 270 с. (Тр. Геол. ком. Н.С.; Вып. 89).
- Бондаренко П.М., Девяткин Е.В., Лискун И.Г.* Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны горного Алтая. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968, т. 2, с. 65–73.
- Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.
- Будагов Б.А.* Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: Эпм, 1973. 248 с.
- Буртман В.С.* Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 143 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 104).
- Буртман В.С., Гурарий Г.З.* О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитическим данным) — Геотектоника, 1973, № 2, с. 62–67.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5–33. (Тр./ ГИН АН СССР; Вып.80).
- Варданянц Л.А.* Тектоническая карта Кавказа. М.: Госгеолиздат, 1954.
- Васюкович Н.Б.* О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. — Зап. Всерос. минерал. о-ва. Сер. 2, 1940, ч. 69, № 2/3, с. 395–417.
- Вегманн Е.* Общий обзор. — В кн.: Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 8–42.
- Веллман Г.В.* Четвертичная тектоника Новой Зеландии. — Там же, с. 306–316.
- Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И.* Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
- Вознесенский А.В.* Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. — В кн.: Материалы отделения физической географии Географического общества СССР, 1962, вып. 1. 51 с.
- Войтович В.С.* Природа Джунгарского глубинного разлома. М.: Наука, 1969. 192 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 183).
- Воскресенский И.А., Хаин В.Е., Шурыгин А.М.* Тектонические покровы на Юго-Восточном Кавказе и условия их образования. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1963, № 4, с. 15–33.
- Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. I. 264 с.; т. II. 260 с.
- Габриелян А.А.* Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез: МГК. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964, с. 99–112.
- Гамильтон У., Майерс У.Б.* Кайнозойская тектоника Запада США. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 181–192.
- Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.
- Гансер А.* Гималаи. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, с. 326–329.
- Геологическое изучение Земли из космоса/В.Г. Трифионов, В.И. Макаров, О.С. Дервянко и др. М.: Наука, 1978. 228 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 317).
- Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760 с.
- Геохронология СССР. Т. III. Новейший этап (поздний плиоцен-четвертичный период). Л.: Недра, 1974. 359 с.
- Герасимов И.П., Раницман Е.Я.* Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с. 146–152.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 3, 4. 544 с.
- Гзовский М.В.* Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 5–37.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В., Никонов А.А.* Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М.: Наука, 1969, с. 405–412.
- Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М.* Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления (по данным моделирования). — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. 5, с. 204–209.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
- Горелов С.К., Курбанов М., Тагиев В.* Геоморфологические исследования на Ашхабадском геофизическом полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: ВИИТИ, 1968, № 4, с. 155–166.
- Горин В.А.* Каспийская впадина и поперечные глубинные разломы Юго-Восточного Кав-

- каза. — Докл. АН АзССР, 1953, т. 9, № 12, с. 713—717.
- Горшков Г.П. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и закон скальвающих напряжений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1947а, № 1, с. 103—114.
- Горшков Г.П. Землетрясения Туркмении. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947б. 63 с.
- Гроссгейм В.А. О влиянии тектонических движений на современную гидрографическую сеть восточной части Курийского прогиба. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1949, т. 81, вып. 1, с. 17—25.
- Губин И.Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.; Л.: Госгеолиздат, 1940. 46 с.
- Губин И.Е. Памир и сопредельные страны. — Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2, с. 101—117.
- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Гутенберг Б. Критический обзор вопроса о перемещении континентов. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 452—464.
- Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным). — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 557—560.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — М.: Наука, 1965. 244 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 126).
- Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с. (Тр. Совмест. сов.-монгол. геол. экспедиции; Вып. 27).
- Дезю А. Каракорум. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, с. 313—325.
- Дерунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время. — Геотектоника, 1972, № 3, с. 99—110.
- Диденко-Кислицина Л.К. Новейшая тектоника Джунгарского Алатау. — В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968, с. 117—124.
- Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 124 с.
- Дмитриев Э.А., Буданов В.И., Борщевский Ю.А., Гаврилов Е.А. Абсолютный возраст щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. 2, с. 336—342.
- Доллицкий А.В. Механизм геосинклинальной складчатости на примере западной части Юго-Восточного Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1964. 21 с.
- Думитрашко Н.В., Лиленберг Д.А., Буданов Б.А. Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 191—219.
- Живая тектоника, вулканизм и сейсмичность Станового нагорья/В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. М.: Наука, 1966. 232 с.
- Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии. Душанбе, 1958. 228 с. (Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР; Т. 95).
- Захаров С.А. Тектонические критерии сейсмического районирования долины р. Вахш, восточной части Гиссарской долины и прилегающих районов. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964а, с. 248—254.
- Захаров С.А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмического районирования Таджикистана. — В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964б, с. 33—78.
- Захаров С.А. О характере неотектоники Таджикской депрессии. — В кн.: Неотектоника и сейсмоструктоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 3—19.
- Захаров С.А., Кухтиков М.М., Левен Э.Я., Винниченко Г.П. Тектоника: (Карта). — В кн.: Атлас Таджикской ССР. Душанбе; Москва: ГУГК, 1968.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Иванова Т.П., Трифионов В.Г. Сочетание дистанционных и наземных методов исследования молодых складчатых деформаций западного погружения Копетдага. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976, т. 5, с. 114—122.
- Исландия и срединно-океанический хребет: Геоморфология. Тектоника. М.: Наука, 1979. 216 с.
- Калугин П.И. О диагональных разрывах Копетдага. — Сов. геология, 1946, № 11, с. 44—52.
- Калугин П.И. Основные черты тектоники Копетдага. Ашхабад, 1956, с. 43—75. (Тр. Ин-та геологии АН ТССР; Т. 1).
- Каляев Г.И. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и связь ее со складчатыми структурами. М.: Госгеолиздат, 1946.
- Хамчатка, Курильские и Командорские острова/И.В. Мелекесцев, О.А. Брайцева, Э.Н. Эрлих и др. М.: Наука, 1974. 440 с.
- Карапетов С.С. О главной тектонической линии Памира. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 37—41.
- Карапетов С.С., Сонин И.И., Хаши В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии. —

- Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 5, с. 38–46.
- Карта сейсмотектоники Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968.
- Кетин И. Орогеническая эволюция территории Турции. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965, с. 318–327.
- Кожурин А.И., Трифионов В.Г. Молодые сдвиги периферии Тихого океана. — Геотектоника, 1982, № 2, с. 3–18.
- Кинг Ф.Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М.: Изд-во МГУ, 1969. 179 с.
- Кинг Ф.Б. Тектоника Северной Америки: Объясн. зап. к тектон. карте. М.: Мир, 1972. 270 с.
- Когошвили Л.В. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 220 с.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г. Геотермальная активность. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977, с. 8–82.
- Конопальцев И.М. Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948–1970 гг. — Геотектоника, 1971, № 5, с. 111–116.
- Копп М.Л. Закономерности формирования тектонической структуры Северо-Западного Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1971, № 6.
- Копп М.Л. Тектоника Восточного Ирана (в свете новейших геологических и космофотографических данных). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 12, с. 44–57.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифионов В.Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 7, с. 59–69.
- Костенко Н.П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. — В кн.: Докл. геол. фак. МГУ к XXI сес. Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 111–141.
- Костенко Н.П. Развитие складчатых разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника Киргизской ССР. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1972, т. 25, ч. I. Геологическое описание, с. 249–270.
- Краснопевцева Г.В., Шукшин Ю.К. Характеристика земной коры очаговых зон землетрясений Кавказа по сейсмическим данным. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 5, с. 126–133.
- Краус Э. Орогены Восточной Анатолии и величины их смещения. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965, с. 328–336.
- Крестников В.Н., Нерсесов И.Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — Сов. геология, 1962, № 11, с. 36–69.
- Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 20–29.
- Крымус В.Н. Разрывная тектоника Копетдага. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 186–191.
- Крымус В.Н., Лыков В.И. Характер сочленения эпигерцинской платформы и альпийского складчатого пояса на юге Туркмении. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 52–62.
- Кук К.Л. Рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 150–172.
- Кулагин В.К., Кулагина М.В., Топор Е.Г. О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 84–107.
- Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К. Блоковое строение земной коры Таджикистана. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70–84.
- Курбанов М. Изучение движений земной коры на Ашхабадском геофизическом полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: ВИНТИ, 1968, № 4, с. 145–154.
- Курдюков К.В. Современные разломы вдоль подножий Джунгарского Алатау. — Природа, 1953, № 12, с. 100–102.
- Курдюков К.В. Лепсинский взброс — современное смещение земной коры в Восточном Прибалхашье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5, с. 27–28.
- Кухтиков М.М. Краевые разломы Памира и Дарваза. — Учен. зап. Тадж. гос. ун-та. Фак. естеств. наук, 1956, т. 12, вып. 2, с. 3–16.
- Кучай В.К. Результаты повторного обследования Кебинского землетрясения. — Геология и геофизика, 1969, № 8, с. 101–108.
- Кучай В.К. Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмогеологическим данным. — Там же, 1972, № 12, с. 85–95.
- Кучай В.К. Палеосейсмоданные и детализация сейсмогеологического районирования (на примере Средней Азии). — В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 61–67.
- Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
- Кучай В.К., Вессон Р.Л. Неоднородности в мантии, горячие зоны и кайнозойская тектоника запада США. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 998–1001.
- Кучай В.К., Трифионов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 91–105.
- Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
- Левен Э.Я. К вопросу о возрасте мургабской свиты на Восточном Памире. — Зап. Тадж.

- отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, вып. 1, с. 123–129.
- Левен Э.Я.* К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 11, с. 33–40.
- Левен Э.Я.* О Зарташальском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 101–104.
- Леглер В.А., Пржиялговская И.А.* Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии. – В кн.: Строеие литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979, с. 125–188. Ротапр.
- Леонов Н.Н.* Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 164 с.
- Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез. – Геотектоника, 1972, № 2, с. 3–14.
- Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Ли Сыгуан.* Геология Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 520 с.
- Лилиенберг Д.А.* Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. 240 с.
- Лис Дж. М.* Современные движения на Среднем Востоке. – В кн.: Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 274–281.
- Логачев Н.А.* Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны. – Геотектоника, 1974, № 3, с. 74–93.
- Лоскутов В.В.* О скорости новейшего поднятия Памира. – В кн.: Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе: До-ниш, 1969, с. 35–42.
- Лукк А.А., Винник Л.П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 73–80.
- Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. – В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34–112. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. – М.: Наука, 1965. 212 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 136).
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.* Новейшая тектоника Горного Алтая. – В кн.: Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1965, с. 205–212.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И.* Изучение разломов экспериментальными методами. – В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 144–153.
- Лыков В.И., Безгодков В.А., Орлов В.С.* Земная кора Копетдага. – Сов. геология, 1975, № 5, с. 126–129.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1977. 172 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 307).
- Макаров В.И., Скобелев С.Ф., Трифионов В.Г.* и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. – В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1974, т. 2, с. 9–42.
- Макаров В.И., Трифионов В.Г., Шуким Ю.К.* Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. – Геотектоника, 1974, № 3, с. 114–132.
- Макаров В.И., Соловьева Л.И.* Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты). – В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976, т. 5, с. 18–41.
- Макаров В.И., Скобелев С.Ф.* О сейсмогенных формах рельефа на северном склоне хребта Петра Первого. – В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического районирования. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 48–53.
- Макаров В.И., Шуким Ю.К.* Оценка активности скрытых разломов. – Геотектоника, 1979, № 1, с. 96–109.
- Марков М.С., Селиверстов В.А., Хогин М.Ю., Долматов Б.К.* О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. – Там же, 1969, № 5, с. 52–61.
- Меланхолина Е.Н.* Очерки геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). – В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964, с. 137–160. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 113).
- Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.
- Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А.* и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 3–17.
- Мещеряков Ю.А.* Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. – В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 42–63.
- Мещеряков Ю.А.* Вековые движения земной коры: Некоторые итоги и задачи исследований. – В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 1, с. 7–24.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Милановский Е.Е.* К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенических и рифтовых поясов. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 4, с. 3–18.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.

- Милановский Е.Е., Хашн В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Мирошниченко В.П. Геологическое строение Северо-Восточного Хорасана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 4, с. 61—74.
- Миричкин М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
- Михайлова А.В. Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 48—61.
- Мирчаки К.А., Трифионов В.Г., Флоренский П.В. "Картиная галерея" каменного века. — Природа, 1969, № 3, с. 78—79.
- Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 3—16.
- Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — Там же, 1969, № 2, с. 3—21.
- Муратов М.В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей. — Там же, 1974, № 4, с. 36—46.
- Мушкетов Д.И. Основные вопросы тектоники Туркестана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1924, т. 2, № 3.
- Налиев Д.В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, Москва: Туркпечать, 1926. 184 с.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 120—131.
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых — нижнеплейстоценовых отложений Юга СССР. — В кн.: Геология четвертичного периода, инженерная геология, проблемы гидрогеологии аридной зоны: МГК. XXV сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 101—118.
- Николаев А.В., Санина И.А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 69—72.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 296 с.
- Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 12, с. 103—115.
- Николаев П.Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций. — Там же, 1978, № 5, с. 106—116.
- Никонов А.А. Молодое складкообразование в центральной части Афгано-Таджикской депрессии. — В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970, с. 241—248.
- Никонов А.А. Современные голоценовые и сейсмотектонические дислокации в Южно-Тянь-Шаньской сейсмической зоне (Таджикистан). — Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974, № 12, с. 71—76.
- Никонов А.А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 2, с. 5—23.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры: (Геолого-геоморфол. и сейсмотектон. вопросы). М.: Наука, 1977. 240 с.
- Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, 472 с.
- Обручев В.А. Юные движения на древнем темени Азии. — Природа, 1922, № 8/9, с. 38—46.
- Основы тектоники Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.
- Паталаха Е.И., Поляков А.И. Термический эффект тектонических деформаций. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 14—22.
- Пафенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 506 с.
- Пашков Б.Р., Швольман В.А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 42—57.
- Певнев А.К., Фишко Е.А., Шатский В.Н., Эрман В.В. Многолетние геофизические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: ВИНТИ, 1968, № 4, с. 220—239.
- Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
- Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород: МГК. XXI сес. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—71.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А.В. Геология сегодня и завтра. — Природа, 1977, № 6, с. 3—7.
- Пейве А.В., Руженцев С.В., Буртман В.С. Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез: МГК. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964, с. 156—172.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—28.
- Перфильев Ю.С., Борцова А.В., Веселов В.В. и др. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 382 с. (Тр. НИЛзарубежгеологии; Вып. 24).

- Петрушевский Б.А.* Урало-Сибирская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
- Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений/ Л.М. Балакина, А.В. Введенская, Н.В. Голубева и др. М.: Наука, 1972. 192 с.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П.* и др. Глубинные сейсмические зондирования земной коры и верхней мантии в Восточной Сибири. — В кн.: Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1978, с. 91–95.
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 55–119. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 89).
- Ранцман Е.Я.* О четвертичных горизонтальных движениях по Таласо-Ферганскому разлому. — Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 3, с. 666–668.
- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.Н.* Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 115–159.
- Расстановова В.А.* Новейшая тектоника Юго-Западной Туркмении. — Сов. геология, 1958, № 6, с. 74–101.
- Расцветаев Л.М.* Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой. — Геотектоника, 1966, № 3, с. 93–108.
- Расцветаев Л.М.* Основные черты новейшей тектоники Копетдага. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972, сб. 3, с. 35–70.
- Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, сб. 5, с. 57–107.
- Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* О сейсмотектонических разрывах Центрального Копетдага. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1965, № 2, с. 183–191.
- Реестр сильных землетрясений Китая (780–1976 гг.). Пекин, 1976. На кит. яз.
- Резанов И.А.* Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 248 с.
- Резвой Д.П.* О великом георазделе Азиатского материка. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез: МГК. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964, с. 173–186.
- Ризниченко Ю.В., Раджабов М.М., Куликов В.И., Бабазаде О.Б.* Состояние и первоочередные задачи изучения глубинного строения сейсмоопасных зон Азербайджана геофизическими методами. — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1974, с. 12–30.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит. 1963. 670 с.
- Ричмонд Дж. М.* Сравнение стратиграфии четвертичных отложений Альп и Скалистых гор. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974, с. 66–105.
- Руженцев С.В.* Сдвиги Юго-Восточного Памира. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 113–127. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 268 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 192).
- Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 223).
- Святловский А.Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 220 с.
- Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 68 с.
- Сейсмическое районирование Улан-Батора/ Л. Нацаг-Юм, Д. Монхо, И. Балжиннян и др. М.: Наука, 1971. 205 с.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья/ В.П. Солоненко, А.Л. Тресков, В.М. Жилкин и др. М.: Наука, 1968. 220 с.
- Семенич В.В.* Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических районов. — Сов. геология, 1964, № 5, с. 75–84.
- Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д.* Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 91–102.
- Синицын В.М.* Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959. 456 с.
- Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
- Скарятин В.Д.* Изучение трещиноватости нижнебарремских карбонатных отложений Горного Дагестана в связи с проблемой нефтегазоносности трещинных коллекторов. — В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР, Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 377–422.
- Скобелев С.Ф.* Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра Первого. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 105–119.
- Скобелев С.Ф., Флоренский П.В.* Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне. — Там же, 1974, № 5, с. 104–107.
- Солоненко В.П.* Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9, с. 3–16.
- Солоненко В.П.* Сейсмовозбужденные обвалы и земляные лавины (на примере Хаитского

- землетрясения). — В кн.: Геологические закономерности развития оползней, обвалов и селевых потоков. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 2, с. 4—18.
- Сонин И.И.* Анализ разрывной тектоники Центрального Афганистана по результатам наземных, аэро- и космических исследований. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 90—98.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.
- Суворов А.И.* Главные разломы Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 173—237.
- Тамрязан Г.П.* О наличии глубинного разрыва на Юго-Восточном Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8, с. 20—36.
- Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны/ С.И. Шерман, М.Е. Медведев, В.В. Ружич и др. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1966.
- Тихонов В.И.* Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии. — Геотектоника, 1974, № 4, с. 66—72.
- Томпсон Дж. Ф.* Рифтовая система Запада США. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 173—180.
- Тораринссон С.* Срединная зона Исландии. — Там же, с. 110—127.
- Трифонов В.Г.* Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ). — Геотектоника, 1971, № 4, с. 65—68.
- Трифонов В.Г.* Современные дислокации юга Туркмении. — В кн.: Сейсмоструктура Альпийского складчатого пояса Юга СССР и некоторых сопредельных территорий: Верхняя мантия. М.: Сов. радио, 1974, № 13, с. 68—78.
- Трифонов В.Г.* Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копетдага). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976а, т. 5, с. 103—113.
- Трифонов В.Г.* Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения). — Геотектоника, 1976б, № 2, с. 73—86.
- Трифонов В.Г.* Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976в, № 11, с. 54—64.
- Трифонов В.Г.* Поперечные зоны нарушений Исландии. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 24—36.
- Трифонов В.Г.* Вулканогенные толщи Срединно-Исландской неовулканической зоны. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Стратиграфия. Литология. М.: Наука, 1978, с. 110—148.
- Трифонов В.Г.* Восточная рифтово-вулканическая зона (северный и южный сегменты): Общие вопросы строения и развития рифтово-вулканических зон. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Геоморфология. Тектоника. М.: Наука, 1979а, с. 109—125, 155—165.
- Трифонов В.Г.* Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979б, с. 185—201.
- Трифонов В.Г.* Новейшая структура запада США как проявление тектонической слоистости литосферы. — Докл. АН СССР, 1979в, т. 247, № 5, с. 1225—1229.
- Трифонов В.Г., Бызова С.Л., Ведешин Л.А.* и др. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1973, с. 11—77.
- Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия ачкагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 80 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 301).
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 300 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 10).
- Федотов С.А.* Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 8—25.
- Фишко Е.А.* Некоторые закономерности проявления современных вертикальных движений земной коры в Таджикистане (по наблюдениям на полигонах Института физики Земли АН СССР). — В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970, с. 267—281.
- Флоренсов Н.А.* Байкальская рифтовая зона и некоторые вопросы ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 40—56.
- Фюрон Р.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 144 с.
- Хаш В.Е.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 224 с.
- Хаш В.Е.* Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6, с. 3—18; 1969, № 1, с. 3—26. № 2, с. 3—21.
- Хаш В.Е., Григорьянц Б.В., Исаев Б.М.* Западно-Каспийский разлом и некоторые законо-

- мерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, № 2, с. 5–23.
- Хаш В.Е., Гроссгейм В.А.* Морские и речные террасы и древние денудационные поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. — Изв. АН АзССР, 1953, № 1, с. 21–42.
- Хаш В.Е., Кац Я.Г., Семицкий А.Т.* Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. Ст. 1. Западный сегмент. Ст. 2. Восточный сегмент. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 3, с. 3–17; № 4, с. 11–17.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Хилько С.Д., Флоренсов Н.А., Курушин Р.А.* и др. Сейсмотектонические линейaments и палеосейсмодислокации Монгольского Алтая. — В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 75–88.
- Храмов Н.А., Флоренский И.В.* Некоторые особенности фациального состава кремнисто-вулканогенной толщи Восточно-Камчатского хребта и палеогеографические условия ее формирования. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 145–158.
- Хренов П.М., Шерман С.И., Александров В.К.* и др. Южное обрамление Сибирской платформы. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с. 30–42.
- Цимельзон И.О.* Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. — Сов. геология, 1965, № 4, с. 103–112.
- Чедия О.К.* Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере Средней Азии). — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. 2, с. 138–173.
- Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972. Ч. 2. 226 с.
- Чедия О.К.* Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 157–161.
- Чистяков А.А.* О геоморфологии и новейшей тектонике западных оконечностей Колетдага. — В кн.: Вопросы стратиграфии и региональной тектоники. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 113–120.
- Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). — В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 115–331.
- Швольман В.А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 302).
- Широкова Е.И.* О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 6, с. 876–881.
- Широкова Е.И.* О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов. — Там же, 1962, № 10, с. 1297–1306.
- Штилле Г.* Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 187–208.
- Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Л.: Географгиз, 1948. 224 с.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Шульц С.С.* мл. Линейные и мозаичные системы сдвигов на космических снимках Земли. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 1, с. 16–21.
- Шульц С.С.* мл. Проблемы и методы глобальной тектоники. — В кн.: Методы теоретической геологии. М.: Недра, 1978, с. 210–246.
- Шурыгин А.М.* Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. — Сов. геология, 1958, № 3, с. 38–50; № 8, с. 72–88.
- Щерба И.Г.* Олистохромы в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 97–108.
- Щукин Ю.К.* Глубинные сейсмогенные разломы земной коры. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизика, 1973, с. 70–79.
- Щукин Ю.К.* Сейсмогенные структуры и факальные зоны Альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 125–133.
- Эйнарссон Тор., Гладенков Ю.Б.* Верхний кайнозой Исландии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5, с. 93–103.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.
- Якубов А.А.* Грязевые вулканы Азербайджана и их связь с нефтяными месторождениями. Баку: Изд-во АН АзССР, 1948. 215 с.
- Abdel-Gawad M.* Wrench movements in the Baluchistan Arc and relation to Himalayan – Indian Ocean Tectonics. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 5, p. 1235–1250.
- Acta geophysical sinica*, 1975, vol. 18, p. 153–181.
- Acta geophysical sinica*, 1976, vol. 19, p. 95–109, 259–269.
- Allen C.R.* Circum-Pacific faulting in the Philippines – Taiwan Region. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, N 12, p. 4795–4812.
- Allen C.R.* The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. — In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.

- Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 70-82.
- Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 8, p. 1041-1057.
- Allen C.R., Amand P.St., Richter C.F., Nordquist J.M. Relationship between seismicity and geologic structure in the Southern California region. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1965, vol. 55, N 4, p. 753-797.
- Allen C.R., Silver L.T., Stehli T.G. Aqua Blanca Fault - a major transverse structure of Northern Baja California, Mexico. - Ibid., 1960, vol. 71, N 4, p. 457-482.
- Allen C.R., Smith S.W. Pre-earthquake and post-earthquake surficial displacements. - Parkfield earthquakes of June 27-29, 1966, Monterey and San Obispo Counties, California: Prelim. rep. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, vol. 56, N 4, p. 966-967.
- Allen J.E. Geology of the San Bautista quadrangle. - Calif. Univ. Dep. Geol. Bull., 1946, vol. 2, N 5, p. 119-153.
- Ambraseys N.N. The Buyin-Zara (Iran) Earthquake of September, 1962: A Field Rep. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1963, vol. 53, N 4, p. 705-740.
- Ambraseys N.N. Value of historical records of earthquakes. - Nature, 1971, vol. 232, p. 375-379.
- Ansorge I.E., Embder D., Fuchs K. et al. Seismic refraction experiment in the Rheingraben - First results. - In: Approachs to riftogenesis. Intern. Union Comm. on Geodyn. Sci. Rep. N 8. Stuttgart, 1974, p. 122-137.
- Aronson J.L., Saemundsson K. Relatively old basalts from structurally high areas in central Iceland. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, p. 83-97.
- Askelsson J. Pliocene and Pleistocene fossiliferous deposits. - In: On the geology and geophysics of Iceland. Iceland's govern. org. Com. for the Intern. Geol. Congr. Reykjavik, 1960, p. 28-32.
- Atwater T. Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 12, p. 3513-3536.
- Atwater T., Molnar P. Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea-floor spreading in the Atlantic, Indian and South Pacific Oceans. - In: Proc. of the Conf. on Tectonic Probl. of the San Andreas Fault System: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 136-148.
- Ballard R.D., Andel T.H. van. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 4, p. 507-530.
- Bardarsson G.C. A stratigraphical survey of the Pliocene deposits at Tjornes in Northern Iceland. - Kgl. danske vid. selskab. Biol. medd., 1925, vol. 4, N 5, p. 1-118.
- Barnes I., Irwin W.P., Gibson H.A. Geologic map showing springs rich in carbon dioxide or chloride in California. - Publ. US Geol. Surv. Open-File Map., Menlo Park (Calif.). 1975.
- Barnes I., O'Neil J.R., Rapp J.B., White D.E. Silica-carbonate alteration of serpentine: Wall rock alteration in Mercury deposits of the California Coast Ranges. - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 3, p. 388-398.
- Bemmelen R.W., Rutten M.G. Tablemountains of Northern Iceland. Leiden: E.J. Brill, 1955. 217 p.
- Berry M.J., Mair J.A. The nature of the Earth's crust in Canada. - In: The Earth's crust /Ed. Heacock J.G. Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr., 1977, vol. 20, p. 319-348.
- Bolt B.A., Marion W.C. Instrumental measurement of slippage on the Hayward fault. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, vol. 56, N 2, p. 305-316.
- Bonilla M.G. Evidence for right-lateral movement on the Owens Valley, California, fault zone during the earthquake of 1872, and possible subsequent fault creep. - In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 4-5.
- Borrego Mountain Earthquake of April, 9, 1968. - US Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, N 787. 208 p.
- Bödvarsson G., Walker G.P.L. Crustal drift in Iceland. - Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1964, vol. 8, N 3, p. 285-300.
- Brace W.F. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes. - Tectonophysics, 1972, vol. 14, N 3/4, p. 189-200.
- Braille L.W. Interpretation of crustal velocity gradients and Q structure using amplitude-corrected seismic refraction profiles. - In: The Earth's Crust/Ed. Heacock J.G. Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr., 1977, vol. 20, p. 427-439.
- Brinkmann R. Eigine geologische Leitlinien von Anatolien. - Geol. et palaeontol., 1968, N 2.
- Brown R.D. Map showing recently active breaks along the San Andreas and related faults between the northern Gabilan Range and Cholame Valley, California. Publ. US Geol. Survey: Map 1-575. 1970.
- Brown R.D., jun., Vedder J.G., Wallace R.E. et al. The Parkfield-Cholame, California, earthquakes of June-August 1966 - surface geologic effects, water resources aspects, and preliminary seismic data. - US Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, N 579. 66 p.
- Brown R.D., Wallace R.E. Current and historic fault movement along the San Andreas fault between Paicines and Camp Dix, California. - In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 22-41.
- Brown R.D., jun., Wolfe E.W. Map showing recently active breaks along the San Andreas fault between Point Delgada and Bolinas Bay, California. Publ. US Geol. Surv.: Map 1-692. 1972.
- Bryan W.B., Moore J.G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 36°49'N. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 4, p. 556-570.

- Burford R.O., Allen S.S., Lamson R.J., Goodreau D.D.* Accelerated fault creep along the central San Andreas fault after moderate earthquakes during 1971–1973. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 268–274.
- Christiansen R.L., McKee E.H.* Late Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Great Basin and Columbia intermountain regions. – In: Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera, 1978, p. 283–312. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 152).
- Clark M.M.* Map showing recently active breaks along the Garlock and associated faults, California. Publ. US Geol. Surv.: Map 1–741. 1973.
- Clarke S.H., jun., Nilsen T.H.* Displacement of the Eocene Strata and implications for the history of offset along the San Andreas Fault, Central and Northern California. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 358–367.
- Cluff L.S., Steinbrugge K.V.* Hayward fault slippage in the Irvington-Niles districts of Fremont, California. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, vol. 56, N 2, p. 257–279.
- Compton R.R., Todd V.R., Zartman R.E., Naeaser C.W.* Oligocene and Miocene metamorphism, folding, and low-angle faulting in northwestern Utah. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 10, p. 1237–1250.
- Cook K.L.* Earthquakes along the Wasatch Front, Utah. – Environmental Geology of the Wasatch Front, Salt Lake City: Utah Geol. Assoc. Publ. 1, 1972, p. H1–H29.
- Cox A.* Geomagnetic reversals. – Science, 1969, vol. 163, N 3864, p. 237–245.
- Craig H., Lupton J.E., Welhan J.A., Poreda R.* Helium isotope ratios in Yellowstone and Lassen Park volcanic gases. – Geophys. Res. Lett., 1978, vol. 5, N 11, p. 897–900.
- Crittenden M.D., Coney P.J., Davis G.* Tectonic significance of metamorphic core complexes in the North American Cordillera. – Geology, 1978, vol. 6, N 2, p. 79–80.
- Croug S.T., Tompson G.A.* Upper mantle origin of Sierra Nevada uplift. – Ibid., 1977, vol. 5, N 7, p. 396–399.
- Crowell J.C.* Displacement along the San Andreas fault, California. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1962, vol. 71. 61 p.
- Crowell J.C.* Problems concerning the San Andreas Fault System in Southern California. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 125–135.
- Dickinson W.R., Cowan D.S., Schweickert W.A.* Test of new global tectonics: Discussion. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 2, p. 375–384.
- Drewes H.* The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 5, p. 641–657.
- Eaton G.P.* Geophysical and geological characteristics of the shallow crust of the Basin and Range Province. – In: Continental Tectonics/ National Acad. of Sci., Geophys. Rev. Board of the Nat. Res. Council, Wash., 1979. 69 p.
- Eaton G.P., Wahl R.R., Prostka H.J.* et al. Regional gravity and tectonic pattern: Their relation to late Cenozoic epeirogeny and lateral spreading in the western Cordillera. – Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera, 1978, p. 51–92. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 152).
- Einarsson Th.* Jarðfræði. Mal. of menning. Reykjavík, 1968. 355 p.
- Einarsson Tr.* A survey of the geology of the area Tjornes. – Bardardalur in Northern Iceland, including paleomagnetic studies. – Reykjavík: Soc. Sci. Islandica, 1958, Rit. 32. 79 p.
- Einarsson Tr.* Upper Tertiary and Pleistocene rocks in Iceland. – Reykjavík: Soc. Sci. Islandica, 1962, Rit. 36. 196 p.
- Einarsson Tr.* Submarine volcanic breccia in the area south of Tjores. – Greinar, 1965, vol. 4, N 1, p. 29–47.
- Einarsson Tr.* Icelandic fracture system and the inferred causal stress field. – In: Iceland and Mid-Ocean Ridges/Ed. S.Bjornsson. Soc. Sci. Islandica, Rit 38. Reykjavík, 1967, p. 128–141.
- Einarsson Tr.* Submarine Ridges as an effect of stress field. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 24, p. 7561–7576.
- Einarsson Tr.* Magnetic polarity groups in the Fljotsdalsheidi area, including Gilsa. – Jokull, 1971, vol. 21, p. 53–58.
- Elders W.A., Rex R.W., Meidav T.* et al. Crustal spreadings in Southern California. – Science, 1972, vol. 178, N 4056, p. 15–24.
- Freund R.* A model of the structural development of Israel and Adjacent Areas since upper cretaceous times. – Geol. Mag., 1965, vol. 102, N 3, p. 189–205.
- Gansser A.* The Indian Ocean and Himalayas: A geological interpretation. – Eclogae geol. helv., 1966, vol. 59, N 2, p. 831–848.
- Gastil R.G.* Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 171–180.
- Gibson J.L., Piper J.D.A.* Structure of the Icelandic basalt plateau and the processes of drift. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1972, vol. 271, p. 141–150.
- Gilbert G.K.* Lake Bonneville. – US Geol. Surv. Monogr., 1890, vol. 1. 438 p.
- Gilbert G.K.* Studies of Basin-Range structure. – US Geol. Surv. Prof. Pap., 1928, N 153, 92 p.
- Gilluly J.* The tectonic evolution of the western United States. – Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, vol. 119, N 1, p. 133–174.
- Graham S.A.* Role of Salinian Block in evolution of San Andreas Fault System, California. –

- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 11, p. 2214–2231.
- Greene H.G., Lee H.K., McCulloch D.S., Brabb E.E. Faults and earthquakes in the Monterey Bay region, California. – US Geol. Surv., Map MF-518. 1973.
- Griesbach C.L. Notes on the earthquake in Baluchistan on the 20th December 1892. – Rec. Geol. Surv. India, 1893, vol. 26, N 2, p. 57–64.
- Griscom A. Tectonics at the Junction of the San Andreas Fault and Mendocino Fracture Zone from gravity and Magnetic Data. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 383–390.
- Hadley D., Kanamori H. Seismic structure of the Transverse Ranges, California. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 10, p. 1469–1478.
- Hamilton W. Subduction in the Indonesian region. – In: Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins. Amer. Geophys. Union, 1977, p. 15–31. (Maurice Ewing Ser.: Vol. 1).
- Hamilton W. Mesozoic tectonics of the western United States. – In: Mesozoic paleogeography of the western United States. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeogr. Symp., 1978, vol. 2, p. 33–70.
- Hamilton W.B., Myers W.B. Cenozoic tectonic relationships between the western United States and the Pacific Basin. – In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 342–359.
- Heezen B.C. The rift in the ocean floor. – Sci. Amer., 1960, vol. 203, p. 98–110.
- Heim A. The structure of the Sacred Omaishan, Szechuan. – Bull. Geol. Soc. China, 1930, vol. 9.
- Heirtzler J.R., Andel T.H. van. Project FAMOUS: its origin, programs, and setting. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 4, p. 481–487.
- Hill D.P., Rakiser L.C. Seismic-refraction study of crustal structure between in the Nevada Test Site and Boise, Idaho. – Ibid., 1967, vol. 78, N 3, p. 685–704.
- Hill M.L., Dibblee T.W., Jr. San Andreas, Garlock, and Big Pine Faults, California. – Ibid., 1953, vol. 64, N 4, p. 443–458.
- Hintze L.F. Wasatch Fault Zone East of Provo, Utah. – Environmental geology of the Wasatch Front. Salt Lake City: Utah Geol. Assoc. Publ. 1, 1972, p. F1–F10.
- Hofmann R.B. Recent changes in California fault movement. – In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 89–93.
- Hope R.A. Map showing recently active breaks along the San Andreas and related faults between Cajon Pass and Salton Sea, California. – US Geol. Surv., 1969, Prelim. Map.
- Howard K.A., Aaron J.M., Brabb E.E. et al. Preliminary map of young faults in the United States as a guide to possible fault activity. – US Geol. Surv., Map MF-916. 1978.
- Huffman O.F., Turner D.L., Jack R.N. Offset of Late Oligocene – Early Miocene volcanic rocks along the San Andreas Fault in Central California. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 368–373.
- Irwin W.P. Ophiolitic terraces of California, Oregon, and Nevada. – In: Report, North American Ophiolites IGCP Symp. Menlo Park, 1977, Aug. 8. 18 p.
- Irwin W.P., Barnes I. Effect of geologic structure and metamorphic fluids on seismic behavior of the San Andreas fault system in central and northern California. – Geology, 1975, N 12, p. 713–716.
- Jahns R.H. Tectonic evolution of the transverse ranges province as related to the San Andreas Fault System. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 149–170.
- Jones J.C. The Pleasant Valley, Nevada, earthquake of October 2, 1915. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1915, vol. 5, p. 190–205.
- Kaliser B.N. Final Report to the US Geological Survey "Earthquake Hazard reduction program", U.S.G.S. Grand N 14-08-0001-G166. Salt Lake City (Utah), 1976. 232 p.
- Kjartansson G. Geological map of Iceland, scale 1:250 000. Reykjavik: Mus. Nat. Hist., 1960–1969.
- Klebsberg R.V. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck: Univ.-Verl. Wagner, 1922. 488 S.
- Kropotkin P.N. Eurasia as a composite continent. – Tectonophysics, 1971, vol. 12, N 3, p. 261–266.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. Thermo-mechanical aspects of the San Andreas Fault System. – In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, vol. 13, p. 192–205.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust. – In: The Earth's crust/Ed. J.G. Heacock. Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1977, vol. 20, p. 626–675.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. Models of an extending lithosphere and heat from in the Basin and Range Province. – In: Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera, 1978, p. 209–250. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 152).
- Lachenbruch A.H., Sass J.H., Galanis S.P., jun. New heatflow results from Southern California. – EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, vol. 59, N 12, p. 1051.
- La Marche V.C., Jr., Wallace R.E. Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas Fault, Northern California. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 9, p. 2665–2676.

- Landisman M., Chaipayungpun W.* First results from electrical and seismic studies of the low-resistivity, low-velocity material beneath eastern Colorado. — *Geophysics*, 1977, vol. 42, N 4, p. 804–810.
- Latynina L.A.* On horizontal deformations at faults recorded by extensometers. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 421–428.
- Lawrence R.D.* Strike-slip faulting terminates the Basin and Range province in Oregon. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 27, N 5, p. 846–850.
- Lawson A.C.* The California earthquake of April 18, 1906: Rep. of the State Earthquake Invest. Com. Wash.: Carnegie Inst. Publ., 1908, vol. 1, vol. 87. 451 p.
- Lewis B.T.R., Snjdsman W.E.* Evidence for a low velocity layer at the base of the oceanic crust. — *Nature*, 1977, vol. 266, N 5600, p. 340–344.
- Luyendyk B.P., Macdonald K.C.* Physiography and structures of the inner floor of the FAMOUS rift valley: Observations with a deep-towed instrument package. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 5, p. 648–663.
- Mabey D.R., Zeitz J., Eaton G.P., Kleinkorpf M.D.* Regional magnetic patterns in part of the Cordillera in the Western United States. — In: *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera*, 1978, p. 93–106. (*Geol. Soc. Amer. Mem.*: Vol. 152).
- Macdonald K.C.* Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric, spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° n. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 4, p. 541–555.
- Macdonald K.C., Luyendyk B.P.* Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge crest near lat. 37° n. — *Ibid.*, 1977, vol. 88, N 5, p. 621–636.
- McDougall J., Wensink H.* Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1966, vol. 1, N 4, p. 232–236.
- McDougall J., Saemundsson K., Johannesson H.* et al. Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6.5 m.y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3,500 m lava succession in western Iceland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 1, p. 1–15.
- McKee E.H., Noble D.C., Silberman M.L.* Middle Miocene hiatus in volcanic activity in the Great Basin area of the western United States. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 8, N 2, p. 93–96.
- McKee E.H., Mark R.K.* Strontium isotopic composition of two basalts representative of the southern Snake River volcanic province. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1971, 750-B, p. B92–B95.
- McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1972, vol. 30, p. 109–185.
- Meade B.K.* Horizontal crustal movements in the United States. — In: *Rep. to the Com. on Recent Crustal Movements*. Intern. Union Geodesy and Geophys., Gen. Assembly, Berkeley, Calif., 1963. Wash.: Coast and Geodet. Surv., 1963. 25 p.
- Menard H.W.* Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction. — *J. Geology*, 1978, vol. 86, p. 99–110.
- Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M.* Reflections of the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 25, N 3/4, p. 281–301.
- Molnar P., Sykes L.R.* Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismicity. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, N 9, p. 1639–1670.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — *Science*, 1975, vol. 189, N 4201, p. 419–426.
- Molnar P., Tapponnier P.* Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: Application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics. — *Geology*, 1977, vol. 5, N 4, p. 212–216.
- Molnar P., Tapponnier P.* Active tectonics of Tibet. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, N B11, p. 5361–5375.
- Moore J.G.* Curvature of normal faults in the Basin and Range Province of the western United States. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1960, 400-B, Art. 188, p. B409–B411.
- Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 3203–3213.
- Morisawa M.* The Wasatch fault zone — general aspects. — *Environmental Geology of the Wasatch Front*. Salt Lake City: Utah Geol. Assoc. Publ. 1, 1972, p. D1–D17.
- Morrison R.B., Frye J.C.* Correlation of the middle and late Quaternary successions of the Lake Lahontan, Lake Bonneville, Rock Mountain (Wasatch Range), southern Great Plains, and eastern Midwest areas. — *Nevada Bur. Mines Rep.*, 1965, vol. 9, p. 1–45.
- Mueller S.* A new model of the continental crust. — In: *The Earth's Crust*/Ed. J.G. Heacock. *Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr.*, 1977, vol. 20, p. 289–317.
- Myers W.B., Hamilton W.* Deformation accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959. — *US Geol. Survey Prof. Pap.*, 1964, 435–1, p. 55–98.
- Nakagawa H., Niitsuma N., Kitamura N.* et al. Preliminary results on magnetostratigraphy of Neogene stage stratotype sections in Italy. — *Riv. ital. paleontol.*, 1974, vol. 80, N 4, p. 615–630.
- Nakamura K.* En-echelon features of Icelandic ground fissures. — *Acta natur. island.*, 1970, vol. 2, N 8. 15 p.
- Needham H.D., Francheteau J.* Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48' North. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, p. 29–43.
- Nielsen N.* Islands tektonik og Wegener-Theorien. — *Det. 18 Skand. Naturforskermode*, 1929.

- Nikonov A.A.* Recent seismotectonic fault movements in the mountain regions of Middle Asia and their relation with earthquake magnitude. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 439–446.
- Nilsen T.H., Clarke S.H., Jr.* Sedimentation and Tectonics in the Early Tertiary Continental Borderland of Central California. — *US Geol. Prof. Pap.*, 1975, 925. 64 p.
- Noble L.F.* The San Andreas fault zone from Soledad Pass to Cajon Pass, California. — *Calif. Div. Mines Bull.*, 1954, N 170.
- Nolan T.B.* The Basin and Range province in Utah, Nevada and California. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 197–D, 1943, p. 141–196.
- Nowroozi A.A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, west Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 62, N 3, p. 832–850.
- Pakiser L.C.* Structure of the crust and upper mantle in the western United States. — *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 68, N 20, p. 5747–5756.
- Palmason G.* Crustal structure of Iceland from explosion seismology. — *Soc. Sci. Island.*, 1971, Rit 40. 187 p.
- Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1974, vol. 2, p. 25–50.
- Pavoni N.* Die nordanatolische Horizontalverschiebung. — *Geol. Rdsch.*, 1961, Bd. 51, H. 1, S. 122–139.
- Pavoni N.* Aktive Horizontalverschiebungszonen der Erdkruste. — *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. und Ing.*, 1964, vol. 31, N 80, p. 54–78.
- Pevnev A.K., Guseva T.V., Odiver N.N., Saprykin G.V.* Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien-Shan. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 429–438.
- Pitman III W.C., Herron E.M.* Continental drift in the Atlantic and the Arctic. — In: *Geodynamic of Iceland and the North of Atlantic Area*. Reykjavik, 1974, p. 1–17.
- Preliminary fault and geologic map. State of California, 1:750000. Sacramento, 1973.
- Proceedings of Conference on Geologic Problems of San Andreas fault system/Ed. by W.R. Dickinson, A. Grantz. — *Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford*, 1968, vol. 11. 377 p.
- Proffett J.M., Jr.* Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, p. 247–266.
- Quennell A.M.* Tectonics of the Dead sea rift. — In: *Association de Servicios Geolocos Africanos. Actas y Trabajos de las Reuniones Celebradas en Mexico en 1956*. Mexico, 1959, p. 385–405.
- Radbruch D.H.* New evidence of historic fault activity in Alameda, Contra Costa, and Santa Clara counties, California. — In: *Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.* Stanford Univ. Publ., *Geol. Sci. Stanford*, 1968, vol. 11, p. 46–54.
- Radbruch-Hall D.H.* Map showing recently active breaks along the Hayward Fault zone and the southern part of the Calaveras Fault zone, California. — *US Geol. Surv.*, 1974, Map 1–813.
- Ramberg J.B., Andel T.H. van.* Morphology and tectonic evolution of the rift valley at lat. 36°30'N. Mid-Atlantic Ridge. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 4, p. 577–586.
- Ramberg J.B., Gray D.F., Reynolds R.G.H.* Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge, lat. 35°50' to 37°20'N. — *Ibid.*, 1977, vol. 88, N 5, p. 609–620.
- Reid H.F.* The California earthquake of April 18, 1906: Rep. of the State Invest. Com. Wash.: Carnegie Inst. Publ., 1910. 87. Vol. 2. 192 p.
- Roser T.H., Nason R.D.* Active faulting in the Hollister area. — In: *Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.* Stanford Univ. Publ., *Geol. Sci. Stanford*, 1968, vol. 11, p. 42–45.
- Ross D.C.* Map showing recently active breaks along the San Andreas fault between Tejon Pass and Cajon Pass, Southern California. — *US Geol. Surv.*, Map. 1–553. 1969.
- Rusnak G.A., Fisher R.L., Shepard F.P.* Bathymetry and faults of Gulf of California. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1964, vol. 3.
- Rutten M.G.* Iceland and Mid-Oceanic Ridges. — *Mar. Geophys. Res.*, 1971, vol. 1.
- Ryall A., Slemmons D.P., Gedrey L.D.* Seismicity tectonism, and surface faulting in the western United States during historic time. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 56, N 5, p. 1105–1135.
- Saemundsson K.* Jarðfraediglefiur um Torfajokullsvaediid. — *Naturfræðingurinn*, 1972, vol. 42, p. 81–99.
- Saemundsson K.* Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjornes fracture zone. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 4, p. 495–504.
- Saemundsson K., Noll H.* K-Ar ages of rocks from Husafell, Western Iceland, and the development of the Hesafell Central Volcano. — *Jokull*, 1974, vol. 24, p. 40–59.
- Sage O., Jr.* Paleocene geography of the Los Angeles Region. — In: *Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.* Stanford Univ. Publ., *Geol. Sci. Stanford*, 1973, vol. 13, p. 348–357.
- San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971: A prelim. rep. publ. jointly by the US Geol. Surv. and the Nat. Ocean. and Atmosph. Administration. Wash.: US Gov. print. off., 1971. 254 p.
- Sarna-Wojcicki A.M., Pampeyan E.H., Hall N.T.* Map showing recently active breaks along the San Andreas fault between the central Santa Cruz Mountains and the northern Gabilan Range, California. — *US Geol. Surv.*, Map MF 650. 1975.
- Savage J.C., Prescott W.H., Kinoshita W.T.* Geodimeter Measurement Along the San Andreas

- Fault. — In: Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.: Stanford Univ. publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 44–53.
- Scholz C.H., Barazangi M., Sbar M.L. Late Cenozoic evolution of the Great Basin western United States, as an ensialic interare basin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 10, p. 2979–2990.
- Seymen L., Aydin A. The Bingol earthquake fault and its relation to the North Anatolian faults zone. — Turkey Miner. Res. and Explor. Inst. Bull., 1972, N 79, p. 1–8.
- Sharp R.V. San Jacinto Fault zone in the Peninsular Ranges, of southern California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, vol. 78, N 6, p. 705–730.
- Sharp R.V. Map showing recently active breaks along the San Jacinto fault zone between the San Bernardino area and Borrego Valley, California. — US Geol. Surv., Map I–675, 1972.
- Sharp R.V. Map showing recent tectonic movement on the Concord Fault, Contra Costa and Solano Counties, California. — US Geol. Surv. Misc. Field Stud., 1973, Map MF–505.
- Shih J., Molnar P. Analysis and implications of the sequence of ridge jumps that eliminated the surveyors transform fault. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, p. 4815–4822.
- Shurbet D.H., Cebull S.E. Crustal low-velocity layer and regional extension in the Basin and Range province. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 13, p. 3241–3244.
- Sieh K.E. Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1978a, vol. 68, N 5, p. 1421–1448.
- Sieh K.E. Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas Fault at Palmett Creek, California. — J. Geophys. Res., 1978b, vol. 83, N B8, p. 3907–3939.
- Sigurdsson H. Structural origin and plate tectonics of the Snaellsnes volcanic zone, western Iceland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 10, p. 121–135.
- Sigvaldason G.E. Some geochemical and hydrothermal aspects of the 1961 Askja eruption. — Beitr. Miner. und Petrogr., 1964, Bd. 10, H. 3, S. 263–274.
- Sigvaldason G.E. Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland. — Contribs Miner. and Petrol., 1968, vol. 18, N 1, p. 1–16.
- Simpson R.W., Cox A. Paleomagnetic evidence for tectonic rotation of the Oregon Coast Range. — Geology, 1977, vol. 5, p. 585–589.
- Slemmons D.B. Pliocene and Quaternary Crustal Movements of the Basin and Range Province, USA. — J. Geosci. Osaka City Univ., 1967, vol. 10, art. 1–11, p. 91–103.
- Smith G.I. Large lateral displacement of Garlock Fault, California, as measured from offset dike swarm. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. and Geol., 1962, vol. 46, N 1, p. 85–104.
- Smith R.B. Interplate tectonics of the Western North American Plate. — Tectonophysics, 1977, vol. 37, N 2, p. 325–336.
- Snyder W.S., Dickinson W.R., Silberman M.L. Tectonic implication of space-time patterns of Cenozoic magmatism in the Western United States. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, p. 91–106.
- Steinmetz L., Hirn A., Sapin M. et al. Zone of P-wave attenuation beneath the crest of Mid-Atlantic Ridge. — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 4, p. 931–936.
- Stewart J.H. Basin and Range structure: A System of horsts and grabens produced by deep-seating extension. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 1019–1044.
- Stewart J.H., Albers J.P., Poole F.G. Summary of regional evidence for right-lateral displacement in the western Great Basin. — Ibid., 1968, vol. 79, N 5, p. 1407–1414.
- Stewart J.H., Carlson J.E. Generalized maps showing distribution, lithology and age of Cenozoic igneous rocks in the western United States. — Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera, 1978, p. 263–264. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 152).
- Stewart J.H., Walker G.W., Kleinhampel F.J. Oregon-Nevada lineament. — Geology, 1975, vol. 3, p. 265–268.
- Stewart J.H., Moore W.J., Ziets J. East-west pattern of Cenozoic igneous rocks aeromagnetic anomalies, and mineral deposits, Nevada and Utah. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 1, p. 67–77.
- Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran: a review. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. and Geol., 1968, vol. 52, N 7, p. 1229–1258.
- Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushman-Zadeh A. Central Lut reconnaissance. — Geol. Surv. Iran, 1972, Rep. N 22.
- Sykes L.R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, p. 2131–2153.
- Sylvester A.G., Smith S.W., Scholz C.H. Earthquake swarm in the Santa Barbara channel, California, 1968. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, vol. 60, N 4, p. 1047–1060.
- Tapponier P., Molnar P. Slip-line theory and large-scale continental tectonics. — Nature, 1976, vol. 264, N 5584, P. 319–324.
- † Tatar Yu. Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan). — Tectonophysics, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 401–409.
- Tchalenko J.S. Seismotectonic framework of the North Teheran Fault. — Ibid., p. 411–420.
- Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural Analysis of the Dashte Bayaz (Iran) Earthquake Fractures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 1, p. 41–60.
- Tchalenko J.S., Berberian M. Dasht-e-Bayaz Fault, Iran: Earthquake and Earlier Related Structures in Bed Rock. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 5, p. 703–709.
- Tchalenko J.S., Braud J. Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33 and 35°N. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1974, vol. 277, N 1262, p. 1–25.

- Tchalenko J.S., Braud J., Berberian M.* Discovery of three earthquake faults in Iran. — *Nature*, 1974, vol. 248, N 5450, p. 661–663.
- Terra H.de.* Cenozoic cycles in Asia and their bearing on human prehistory. — *Proc. Amer. Philos. Soc.*, 1937, vol. 77, N 3.
- Tewari A.P.* On the Upper Tertiary deposits of Ladakh Himalayas and correlation of various geotectonic units of Ladakh with those of the Kumaon-Tibet region. — In: *Intern. Geol. Congr., Rep. of the XXII Ses. New Delhi, 1964*, pt II, p. 37–58.
- Thompson G.A., Burke D.B.* Regional geophysics of the Basin and Range Province. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1974, vol. 2, p. 213–238.
- Thorarinsson S.* Das Dalvik Beben in Nordisland, 2 Juni, 1934. — *Geogr. Annaler*, 1937, arg. 19, h. 3/4, p. 233–277.
- Thorarinsson S.* The postglacial history of the Myvatn area and the area between Myvatn and Jokuls-a-Fjollum. — In: *On the geology and geophysics of Iceland, Iceland's gov. organ. Ccm. for the Intern. Geol. Congr. Reykjavik, 1960*, p. 6068.
- Thorarinsson S.* The eruptions of Hekla in historical times. — In: *The eruption of Hekla 1947–1948*. Reykjavik, 1967a. Vol. I. Visindafelag Islendinga. 184 p.
- Thorarinsson S.* Some problems of volcanism in Iceland. — *Geol. Rdsch.*, 1967b, vol. 57, N 1, p. 1–20.
- Thorarinsson S.* The Lakagigar eruption of 1783. — *Bull. volcanol.*, 1969, vol. 33, N 3, p. 910–929.
- Thorarinsson S., Saemundsson K., Williams R.S., Jr.* ERTS-1 image of Vatnajokull: Analysis of glaciological, structural and volcanic features. — *Jokull*, 1973, vol. 23, p. 7–17.
- Tocher, Don.* Creep on the San Andreas fault — Creep rate and related measurements at Vineyard, California. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 50, N 3, p. 398–404.
- Toksöz M.N., Arpat E., Saroglu F.* East Anatolian earthquake of 24 November 1976. — *Nature*, 1977, vol. 270, N 5636, p. 423–425.
- Tomasson H.* Jarðfraeðiranusoknir virkjunarstardarins vid Burfell. Reykjavik: Steindorsprent H.F., 1967. 24 p.
- Townley S.D., Allen M.W.* Descriptive catalog of earthquakes of the Pacific Coast of the United States, 1769 to 1928. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1939, vol. 29, N 1, p. 1–297.
- Trifonov V.G.* Problems of and mechanism for tectonic spreading of Iceland. — *Mod. Geol.*, 1978a, vol. 6, N 3, p. 123–137.
- Trifonov V.G.* Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978b, vol. 89, N 7, p. 1059–1072.
- Tryggvason E.* Measurement of surface deformation in Iceland by precision levelling. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, p. 7039–7050.
- Tryggvason E., Thoroddsen S., Thorarinsson S.* Greinargerð jarðskjálftanefndar um jarðskjal-fahaettu a Islandi. — *Timarit verkfrae ingafelags Islands*, 1958, arg. 43, h. 6, p. 1–9.
- Vedder J.G., Brown R.D.* Structural and stratigraphic relations along the Nacimiento fault in the Southern Santa Lucia Range and San Rafael Mountains, California. — In: *Proc. of Conf. Geol. Probl. of San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968*, vol. 11, p. 242–259.
- Vedder J.G., Wallace R.E.* Map showing recently active breaks along the San Andreas and related faults between Cholame Valley and Tejon Pass, California. — *US Geol. Surv.*, 1970, Map I–574.
- Vine F.J.* Spreading of the ocean floor—new evidence. — *Science*, 1966, vol. 154, N 3755, p. 1405–1415.
- Wadia D.N.* The syntaxis of the NW Himalaya. — *Rec. Geol. Surv. India*, 1931, vol. 65.
- Wadia D.N.* *Geology of India*. L.: Macmillan Press., 1953. 531 p.
- Walker G.P.L.* Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. — *J. Geol.*, 1960, vol. 68, N 5, p. 515–528.
- Walker G.P.L.* Evidence of crustal drift from Icelandic geology. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1965, vol. 258, p. 199–204.
- Wallace R.E.* Structure of a portion of the San Andreas rift in southern California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1949, vol. 60, N 4, p. 781–806.
- Wallace R.E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges California. — In: *Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci.*, 1968a, vol. 11, p. 6–20.
- Wallace R.E.* Earthquake of August 19, 1966. Varto area, Eastern Turkey. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1968b, vol. 58, N 1, p. 11–45.
- Wallace R.E.* Earthquake recurrence intervals on the San Andreas Fault. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 10, p. 2875–2890.
- Wallace R.E.* The Talas – Fergana fault, Kirghiz and Kazakh, USSR. — *Earthquake inform. bull.*, 1976, vol. 8, N 4, p. 4–13.
- Wallace R.E.* Profiles and ages of Young Scarps, North-Central Nevada. — *Ibid.*, 1977, vol. 88, N 9, p. 1267–1281.
- Wallace R.E.* Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. — *J. Res. US Geol. Surv.*, 1978, vol. 6, N 5, p. 637–650.
- Wallace R.E., Moxham R.M.* Use of infrared imagery in study of the San Andreas fault system, California. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1967, 575–D, p. D147–D156.
- Ward P.L.* New interpretation of the geology of Iceland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, N 11, p. 2991–3012.
- Ward P.L., Palmason G., Drake C.* A microearthquake survey and the Mid-Atlantic Ridge in Iceland. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 2, p. 665–684.
- Warren D.H., Healy J.H., Bohn J., Marshall P.A.* Crustal structure under LASA from seismic ref-

- reaction measurements. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, p. 8721–8734.
- Welhan J.A., Lupton J.E., Craig H.* Helium isotope ratios in Southern California fault zone. — *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 1978, vol. 59, N 12, p. 1197.
- Wellman N.W.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. — *Geol. Rdsch.*, 1966, Bd. 55, N 3, S. 716–735.
- Wensink H.* Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated plio-pleistocene tillites in Iceland.—*Ibid.*, 1964, vol. 54, N 1, p. 364–384.
- Wesson R.L., Burford R.O., Ellsworth W.L.* Relationship between seismicity, fault creep and crustal loading along the central San Andreas Fault. — In: *Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System.*: Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, vol. 13, p. 303–321.
- Whitten C.A.* Crustal movement in California and Nevada. — *Amer. Geophys. Union Trans.*, 1956, vol. 37, N 4, p. 393–398.
- Wilson J.T.* A new class of fault and their bearing on continental drift. — *Nature*, 1965, vol. 207, N 4995, p. 343–347.
- Wood H.O.* The 1857 earthquake in California. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1955, vol. 45, N 1, p. 47–67.
- Woollard G.P.* Areas of tectonic activity in the United States as indicated by earthquake epicenters. — *Amer. Geophys. Union Trans.*, 1958, vol. 39, p. 1135–1150.
- *Zak J., Freund R.* Recent strike-slip movements along the deep-sea rift. — *Isr. J. Earth Sci.*, 1965, vol. 15, p. 33–37.
- Ziony J.J., Wentworth C.M., Buchanan J.M., Wagner H.C.* Preliminary map showing recent faulting in Coastal Southern California. — *US Geol. Surv.*, Map MF-585, 1974.
- Zoback M.L., Thompson G.A.* Basin and Range rifting in northern Nevada: Clues from a mid-Miocene rift and its subsequent offsets. — *Geology*, 1978, vol. 6, p. 111–116.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Предмет и задачи исследований . . . . .	3
Методика изучения позднечетвертичных нарушений . . . . .	7

### Часть первая

#### РИФТОВАЯ СИСТЕМА ИСЛАНДИИ

Глава первая	
Обзор тектонических исследований . . . . .	16
Глава вторая	
Механизм раздвигания Срединно-Исландской неовулканической зоны . . . . .	21
Позднечетвертичное раздвигание . . . . .	21
Развитие новейшей структуры . . . . .	28
Глава третья	
Морфология и эволюция трансформных зон Исландии . . . . .	34
Эшелонированные системы молодых нарушений . . . . .	35
Эволюция трансформных зон . . . . .	40
Глава четвертая	
Важнейшие черты строения и развития рифтовой системы Исландии и ее сравнение со срединно-океаническими рифтами . . . . .	45

### Часть вторая

#### АЗИАТСКАЯ ЧАСТЬ АЛЬПИЙСКО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Глава пятая	
Тектоническое районирование . . . . .	53
Глава шестая	
Область взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит . . . . .	56
Индостано-Памирская плита . . . . .	56
Тектонический очерк . . . . .	56
Молодые тектонические нарушения северного и западного обрамлений Индостано-Памирской плиты . . . . .	66
Молодые нарушения северо-восточного обрамления Индостано-Памирской плиты . . . . .	74
Горизонтальные движения Индостано-Памирской плиты и развитие рельефа в позднем плейстоцене и голоцене . . . . .	75
Краевая часть Евразийской плиты (Тянь-Шань и Джунгарский Алатау) . . . . .	76
Афганский сегмент . . . . .	80
Сурхоб-Илякская зона молодых нарушений . . . . .	81
Центральная часть Афгано-Таджикской депрессии . . . . .	88
Центральный Афганистан . . . . .	89
Центральноазиатский сегмент . . . . .	90
Общие черты структуры и кинематики позднечетвертичного развития области взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит . . . . .	98
Глава седьмая	
Область взаимодействия Аравийской и Евразийской плит . . . . .	100
Аравийская плита . . . . .	100
Краевая часть Евразийской плиты (Юго-Восточный Кавказ и Копетдаг) . . . . .	102
Юго-Восточный Кавказ . . . . .	102
Копетдаг . . . . .	112
Анатолийский сегмент . . . . .	121

Иранский сегмент . . . . .	124
Общие черты структуры и кинематики позднечетвертичного развития области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит . . . . .	128
Глава восьмая	
Динамическая интерпретация позднечетвертичной структуры азиатской части Альпийско-Азиатского пояса . . . . .	130

### Часть третья

#### ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС ЗАПАДА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Глава девятая	
Тектонический очерк . . . . .	134
Глава десятая	
Позднечетвертичные тектонические нарушения систем Сан-Андреас и Поперечных хребтов . . . . .	147
Разлом Сан-Андреас . . . . .	147
Другие нарушения систем Сан-Андреас и Поперечных хребтов . . . . .	156
Глава одиннадцатая	
Позднечетвертичные тектонические нарушения Провинции Бассейнов и Хребтов . . . . .	159
Западная ветвь . . . . .	159
Восточная ветвь . . . . .	162
Глава двенадцатая	
Некоторые общие закономерности проявления молодых и новейших тектонических движений на западе Северной Америки . . . . .	167

### Часть четвертая

#### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ СТРУКТУР

Глава тринадцатая	
Закономерности пространственного распределения позднечетвертичных тектонических нарушений . . . . .	179
Глава четырнадцатая	
Проявления тектонической расслоенности литосферы в позднечетвертичных структурах . . . . .	183
Глава пятнадцатая	
Соотношение позднечетвертичных и позднекайнозойских структур и вопросы эволюции новейших подвижных поясов . . . . .	186
Усреднение скоростей тектонических перемещений в течение позднего плейстоцена и голоцена . . . . .	186
Прямая унаследованность . . . . .	189
Унаследованность тенденций развития . . . . .	190
Глава шестнадцатая	
Морфологическая типизация и общие черты строения молодых подвижных поясов . . . . .	191
Заключение . . . . .	200
Литература . . . . .	204

# CONTENTS

<b>Introduction</b> . . . . .	3
Subject and aims of the studies . . . . .	3
Methodics of studies of the Late Quaternary raptures . . . . .	7

## Part one

### RIFT SYSTEM IN ICELAND

Chapter one	
<b>Framework of tectonic studies</b> . . . . .	16
Chapter two	
<b>Mechanism of spreading in Mid-Icelandic neovolcanic zone</b> . . . . .	21
Late Quaternary spreading . . . . .	21
Evolution of neotectonic structure . . . . .	28
Chapter three	
<b>Morphology and evolution of transform zones in Iceland</b> . . . . .	34
En echelon systems of young raptures . . . . .	35
Evolution of transform zones . . . . .	40
Chapter four	
<b>Important features of structure and evolution of rift system in Iceland and its comparison with mid-oceanic rifts</b> . . . . .	45

## Part two

### ASIAN PART OF ALPINE-CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT

Chapter five	
<b>Tectonic division</b> . . . . .	53
Chapter six	
<b>Area of interaction of Indian-Pamirian and Eurasian plates</b> . . . . .	56
Indian-Pamirian plate . . . . .	56
Tectonic framework . . . . .	56
Young faults of the northern and western boundary of Indian-Pamirian plate . . . . .	66
Young faults of the north-eastern boundary of Indian-Pamirian plate . . . . .	74
Lateral motion of Indian-Pamirian plate and evolution of topography in the Late Pleistocene and Holocene . . . . .	75
Marginal area of Eurasian plate (Tien-Shan and Dzungarian Alatau) . . . . .	76
Afghan segment . . . . .	80
Surkhob-Ilyak zone of young faults . . . . .	81
Central part of Afghan-Tadjik depression . . . . .	88
Central Afghanistan . . . . .	89
Central Asian segment . . . . .	90
General features of structure and kinematics of the Late Quaternary evolution of area of interaction of Indian-Pamirian and Eurasian plates . . . . .	98
Chapter seven	
<b>Area of interaction of Arabian and Eurasian plates</b> . . . . .	100
Arabian plate . . . . .	100
Marginal area of Eurasian plate (southeastern Caucasus and Kopet-Dagh) . . . . .	102
Southeastern Caucasus . . . . .	102
Kopet-Dagh . . . . .	112
Anatolian segment . . . . .	121

Iranian segment . . . . .	124
General features of structure and kinematics of the Late Quaternary evolution of area of interaction of Arabian and Eurasian plates . . . . .	128
Chapter eight	
Dynamic interpretation of the Late Quaternary structure in asian part of Alpine-central Asian orogenic belt. . . . .	130

**Part three**

**MOBIL BELT OF THE WESTERN NORTH AMERICA**

Chapter nine	
Tectonic framework . . . . .	134
Chapter ten	
Late Quaternary faults in San-Andreas and Transverse Range systems . . . . .	147
San Andreas fault . . . . .	147
Other faults in San Andreas and Transverse Range systems . . . . .	156
Chapter eleven	
Late Quaternary faults of the Basin and Range Province. . . . .	159
Western branch . . . . .	159
Eastern branch . . . . .	162
Chapter twelve	
Some regularities in display of young and modern tectonic motion in the western North America. . .	167

**Part four**

**GENERAL REGULARITIES OF STRUCTURE AND EVOLUTION IN MOBIL BELTS ACCORDING TO THE DATA ABOUT THE LATE QUATERNARY TECTONICS**

Chapter thirteen	
Regularities of distribution of the Late Quaternary deformation . . . . .	179
Chapter fourteen	
Manifestations of the lithosphere tectonic layering in the Late Quaternary structures . . . . .	183
Chapter fifteen	
Correlation of the Late Quaternary and Late Cenozoic structures and problems of evolution of the neotectonic mobil belts . . . . .	186
Levelling of tectonic motion rates during the Late Pleistocene and Holocene . . . . .	186
Complete structural concurens . . . . .	189
Concurens of tendencies of evolution . . . . .	190
Chapter sixteen	
Morphologic types and general features of structure of young mobil belts. . . . .	191
Conclusion. . . . .	200
Bibliography. . . . .	204

**Владимир Георгиевич Трифонов**  
**ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ**

Утверждено к печати

Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства **Н.М. Митяшова**. Художник **Е.Н. Волков**  
Художественный редактор **И.Ю. Нестерова**. Технический редактор **Н.М. Бурова**  
Корректор **А.Н. Попова**

ИБ № 27529

Подписано к печати 31.01.83. Т – 04533. Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 18,2 + 1,3 вкл. Усл.кр.-отт. 19,9. Уч.-изд.л. 23,2. Тираж 950 экз. Тип.зак. 2104. Цена 3 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

№ 361

171

3р. 50 к.