

ОБЩИЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

С. И. ШЕРМАН

СДВИГИ И ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ЛИТОСФЕРЫ

(*тектонифизический анализ проблемы*)

В последние годы при исследовании разломов внимание акцентировалось на их морфологогенетической классификации. Обнаружилось, что сдвиги среди разломов наиболее распространены. Даже в таких классических по геотектоническому режиму развития структурах растяжения, как рифтовые зоны, сдвиги или сдвиго-сбросы играют ведущую роль. Дно океана также «насыщено» сдвиговыми структурами, среди которых обнаружены разновидности, не совсем точно укладывающиеся в сложившееся у геологов понятие сдвиг. В частности, у таких сдвигов на концах вместо постепенного затухания амплитуды смещения и перехода в зону повышенной трещиноватости фиксировались резкие трансформации в другие структуры. Названную разновидность сдвигов Д. Уилсон [Wilson G. T., 1965] предложил назвать трансформными разломами. Первоначально их выделяли только в океанической коре.

Изучение трансформных разломов шло параллельно с развитием новой глобальной тектоники и способствовало ему. Было установлено, что трансформные разломы — одна из трех принципиальных разновидностей границ между плитами. Интерес к трансформным разломам повысился. Их стали выделять в структурах континентов, чему способствовала одна из специфических черт трансформных разломов — их поперечное расположение к срединно-океаническим хребтам и рифтовым зонам, большая протяженность и другие признаки. К классу трансформных стали относить и некоторые континентальные сдвиги, расположенные поперек главной тектонической структуры. К сожалению, этот процесс не ограничился крупными сдвигами, и к числу трансформных стали относить поперечные сдвиги регионального и даже более локального значения. При определении сдвигов геометрические (поперечные) соотношения преобладали над генетическими. Одним из первых обратив на это внимание Р. Френд [Friend R., 1974].

В настоящее время в геологической литературе с одинаковой значимостью и частотой практически на равных основаниях используются термины *сдвиг*, *трансформный* и *поперечный разлом*, причем два последних часто употребляются как синонимы. Правила классификации естественных объектов здесь грубо нарушены: последовательно изменяется критерий, взятый за основу выделения главного свойства названных структур, вносятся неопределенность в собственно генетическую нагрузку терминов, механизм образования структур и энергетический источник их развития.

Принимая во внимание широкое развитие сдвиговых структур в литосфере, их большую значимость и, следовательно, важность правильной и однозначной интерпретации наблюдаемых фактов, автор нашел необходимым более подробно рассмотреть их механизм формирования и выделить критерии для морфологогенетической классификации.

СДВИГИ

Определение и классификация. К сдвигам относят группу разрывов, у которых смещение происходит по простиранию сместителя. Заметим, что это определение достаточно широко и включает и собственно транс-

формные разломы. К сожалению, в геологии сохраняется традиция использования уже принятых терминов, что не всегда соответствует современному уровню знаний.

По направлению относительного смещения крыльев сдвиги делятся на правые (дальнее от наблюдателя, стоящего перпендикулярно сместителю, крыло смещено вправо) и левые (соответственно наоборот); по протяженности они разделяются на локальные, региональные, генеральные и более крупные глобальные. Критерием отнесения к тому или иному рангу служит длина сдвига и ее отношение к мощности коры. Региональные сдвиги соизмеримы с мощностью коры, локальные меньше ее, генеральные по длине превышают мощность коры в два раза и более. С длиной тесно коррелирует и глубина проникновения сдвигов. Как правило, генеральные и глобальные сдвиги секут всю земную кору и даже литосферу и являются, в свою очередь, разновидностью глубинных разломов. По морфологии и структуре генеральные и глобальные сдвиги представляют собой сдвиговые системы, так как состоят из серии сближенных региональных или локальных сдвигов.

Ряд исследователей [Муди Дж., Хилл М., 1960; Павлинов В. Н., 1977; и др.] считают сдвиги господствующим типом разрывов в земной коре. С этим следуют согласиться, особенно если принять во внимание близкую к ним, по существу, группу переходных разновидностей разломов типа сбросо- и взбросо-сдвигов.

Общая характеристика. Геология сдвиговых зон достаточно хорошо описана в литературе. Образцами изученности и эталонами сдвигов являются Талассо-Ферганский, Главный Саянский разлом, Монголо-Охотский, Урало-Тяньшанский, Азорско-Гибралтарский, Грейт-Глен и др. Наиболее хорошо изучен современными геологическими, геодезическими и геофизическими методами разлом Сан-Андреас — один из самых крупных сейсмически активных сдвигов Земли. Сейчас он трактуется как трансформный разлом.

Изучение сдвигов разных рангов выявило четкое их различие. Сдвиговые трещины и локальные сдвиги хорошо выражены в обнажениях, на аэрофотоснимках и великолепно картируются. Региональные и генеральные сдвиги представляют собой сочетание групп или систем одиночных сдвиговых трещин или разрывов. Они хорошо проявляются при мелко-масштабном картировании, на космических или других дистанционных снимках.

Подробное исследование сдвигов провели Дж. Муди и М. Хилл (1960). Они разработали ранговую и иерархическую схему соотношения между направлением одного из главных нормальных напряжений в коре, главной сдвиговой зоной и сопряженными с ней структурами других более высоких порядков. При этом ученые опирались на теоретическую модель Г. Мак Кинстри [McKinstry Н. Е., 1953], в которой динамическая обстановка в крыльях разлома тождественна динамической ситуации в пластине, находящейся между двумя сдвигающимися плоскостями. Все различие между сдвигами и сопряженными с ними структурами они видели только в масштабности проявления дислокаций. Авторы в едином региональном поле напряжений выделяли сдвиги первого порядка, сопряженные с ними другие структуры, в том числе сдвиги второго порядка, сопряженные с последними структуры, в том числе сдвиги третьего порядка и т. д. Накопившийся геологический материал показывает, что амплитуды сдвигов (в континентальной коре) по простиранию меняются, и сопряженные со сдвигами структуры имеют не столь идеальную картину. Нередко хорошо изученные крупные сдвиговые зоны практически не имеют необходимых по схеме Дж. Муди и М. Хилла структур оперения.

Дж. Муди и М. Хилл составили одну из первых основ системного анализа сдвигов, которая сыграла неоценимую роль в изучении сдвиговой тектоники Земли. Авторы не придавали значения тому факту, что и по

строению, и по механизму образования локальные и генеральные сдвиги существенно различаются между собой. Между тем физика процесса образования даже этих двух различающихся только по масштабам проявления разновидностей единой группы разрывов различна. Дело в том, что генеральные сдвиги секут всю кору или литосферу, локальные проникают только на определенную глубину. Механизм движения здесь совершенно различен. Прежде чем более детально рассматривать эти вопросы, суммируем некоторые общие геологические признаки сдвигов.

1. Сдвиги развиваются, как правило, двумя сопряженными системами. Наиболее хорошо эта закономерность выражена у сколовых трещин в обнажениях. С увеличением размеров сдвигов одна из сопряженных систем практически не развивается.

2. Длина сдвигов по простиранию изменяется от сантиметров (небольшие сколовые трещины в обнажениях) до тысяч километров. Отношение длины сдвига к мощности коры или литосферы может изменяться от 0 до 10÷100.

3. Амплитуды смещения сдвигов a имеют конечную величину и связаны с их длиной L зависимостью $a = kL^b$, где k и b — коэффициенты пропорциональности, соответственно численно равные 0,01—0,08 и 0,8—1,2 [Шерман С. И., 1977]. Амплитуда сдвигов максимальна в центральной части (0,1 длины сдвига [Ружич В. В., Шерман С. И., 1978]) и постепенно снижается до нуля на их окончаниях.

4. Глубина проникновения локальных и региональных сдвигов коррелирует с их длиной и, как правило, не превышает половины мощности коры, вовлеченной в деформацию. Сдвиг может рассесть и весь объем вовлеченной в деформацию коры, что характерно для их генеральных разновидностей, когда сопряженная с ними другая система сдвигов практически не развивается. При этом наиболее вероятно внутрикоровая перерентировка напряжений, и сдвиги на глубине переходят в сбросы [Шерман С. И., 1977].

Ограниченность амплитуды сдвигов, ее изменение по простиранию накладывают определенные рамки на широкое практическое использование теоретической схемы сдвигов и сопряженных с ними структур более высоких порядков, разработанной Дж. Муди и М. Хиллом (1960).

5. Сдвиги, образованные в едином поле напряжений, субпараллельны и имеют общие параметры. Расстояние между сдвигами коррелирует с их длиной и толщиной (мощностью), вовлеченной в деформацию частью коры или литосферы. Поскольку параметры у такой системы сдвигов идентичны, шаг внутри системы сдвигов сохраняет постоянную величину. Такая система разломов хорошо выражается на геологической карте.

Перечисленные основные признаки сдвигов наиболее существенны при анализе механизма их образования. Физика процессов формирования крупных сдвигов еще не изучена.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ

Определение и классификация. Д. Уилсон [Wilson G. T., 1965] обратил внимание на серию сдвигов, закартированных на океаническом дне, для которых амплитуда смещения по простиранию не изменялась. Более того, эти сдвиги по простиранию не выклинивались и загнулись, а резко переходили в другого типа структуры сжатия или растяжения. Выражаясь словами Д. Уилсона, они внезапно прерывались. Следуя принятой в геологии системе понятий, подобные разломы уже нельзя называть сдвигами, хотя физический процесс разрушения, как увидим ниже, у них практически тот же. Ограниченный геологическими рамками мышления, Д. Уилсон [Wilson G. T., 1965] предложил сдвиговые разломы, по которым смещение внезапно прекращается или изменяет характер и направле-

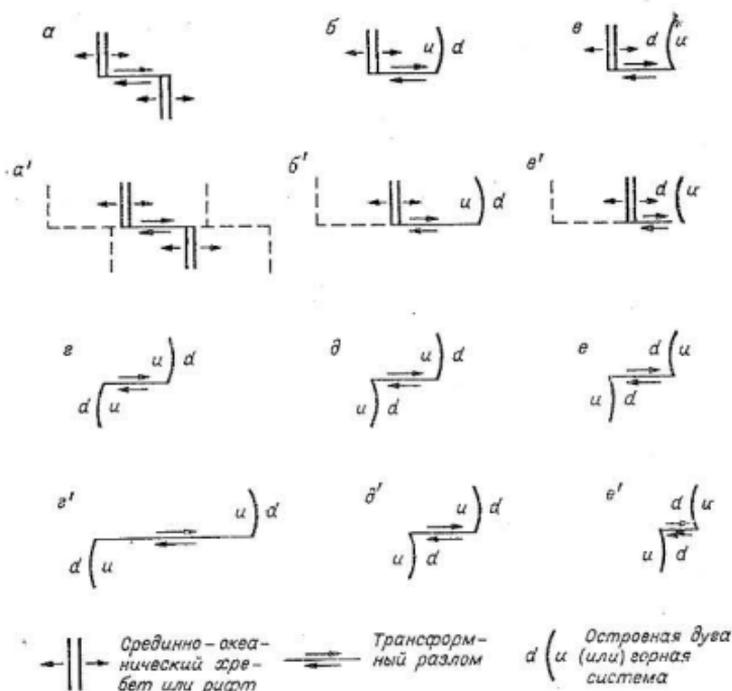


Рис. 1. Типы правосторонних трансформных разломов в момент активизации ($a - e$) и после некоторого периода их развития ($a' - e'$) [по Wilson G. T., 1965].

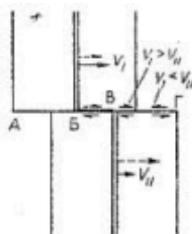
Генетические типы трансформных разломов: a — хребет — хребет (рифт — рифт); b — хребет (рифт) — вогнутая дуга; e — хребет (рифт) — выпуклая дуга; a' — вогнутая дуга — вогнутая дуга; d — вогнутая дуга — выпуклая дуга; e' — выпуклая дуга — вогнутая дуга. d — поддвижение, u — надвижение.

ние и трансформируется в другой тип геологических структур, называть трансформными. Таким образом, трансформные разломы — это особая разновидность широкого класса сдвигов в литосфере Земли.

Трансформные разломы классифицируются, во-первых, по направлению относительного движения блоков (на право- и левосторонние) и, во-вторых, по комплексу структур трансформации, развиваемых на концах разломов. По последнему критерию выделяют 12 типов трансформных разломов (рис. 1). Различия между отдельными типами могут показаться, на первый взгляд, незначительными, если не учитывать вариаций в характере их развития. Оно заключается в том, что в зависимости от «соединяемых» структур трансформные разломы могут либо расти по простиранию, либо уменьшаться, либо в течение определенного периода оставаться неизменными. Весьма существенно (см. рис. 1, a, a'), что направление движения по трансформным разломам иногда противоположно тому, какое необходимо для привычного в геологии сдвигового перемещения.

В. Г. Казымным (1978) рассмотрены случаи, когда характер сдвига вдоль одного и того же трансформного разлома изменяется (рис. 2). Это связано с различной скоростью смещения сегментов, приводящей к тому, что по активной континентальной составляющей трансформного разлома относительное смещение маркеров будет «противоположным» по сравнению с его пассивной частью. Правый трансформный разлом в своей активной части между двумя рифтами может продолжиться активным левым сдвигом. Это весьма важное наблюдение В. Г. Казымнина расширяет наши представления о кинематике подвижек трансформных разломов на конти-

Рис. 2. Вариации движений по трансформному разлому типа хребет — хребет (рифт — рифт) по В. Г. Казьмину (1978). V_I , V_{II} — скорости расширения в разных блоках. Полустрелки показывают характер относительного перемещения в крыльях разломов, стрелки сплошные и штриховые — векторы скоростей. А, Б, В, Г — литосферные блоки.



пентальной коре. Рассмотренный случай, скорее всего, типичен для дистальных окраинных частей рифтовых зон, под которыми более резко выражена дифференциация скоростей подкорового конвекционного потока.

Эти, казалось бы, несущественные факты отражают принципиальную разницу в способе приложения нагрузки и последующего разрушения литосферы при образовании собственно сдвигов и трансформных разломов.

Выделение трансформных разломов не является неожиданно новым фактом для геологии. Такие разломы были известны и до исследований Д. Уилсона [Wilson G. T., 1965]. Его же заслуга в том, что он дал принципиально новую интерпретацию кинематики движения вдоль некоторых сдвигов, энергетическим источником которого мог служить только мантийный конвекционный поток.

К моменту появления статьи Д. Уилсона очень активно возрождалась концепция подвижности плит литосферы — новая глобальная тектоника. Она во многом способствовала внедрению идей Д. Уилсона в жизнь, поскольку трансформные разломы — одна из трех разновидностей межплитных границ. В свою очередь, концепция тектоники плит способствовали более глубокому генетическому пониманию процессов, связанных с формированием трансформных разломов. Как отмечает Д. Уилсон, «если данный класс разломов не был распознан и определен ранее, то только потому, что при обсуждении механизма разломообразования всегда молчаливо допускалась сплошность и неподвижность раскалывающегося субстрата» [Wilson G. T., 1965]. Поэтому механизм формирования трансформных разломов несколько иной, их сдвиговый характер имеет совершенно иную природу.

Рассмотрим основные геолого-геофизические критерии трансформных разломов, важные для понимания и оценки динамики их формирования.

Общая характеристика. В структуре поверхности зона трансформного разлома выражается впадиной, обрамленной выступами фундамента. Внутреннее строение впадины может быть простым или более сложным, что зависит от деталей развития подвижек вдоль разлома (рис. 3). Нередко это эшелонированное расположение мелких депрессий и подвытий, отражающих сдвиговую природу генеральной структуры. Основной желоб, совпадающий с осевой частью трансформного разлома, чаще всего прослеживается очень хорошо. Его ширина не превышает 10 км, а поперечные размеры всей зоны динамического влияния разлома достигают 30—40 км. С увеличением мощности коры ширина зоны динамического влияния разлома увеличивается. Это хорошо видно при сравнении трансформных разломов океанической и континентальной коры.

Обобщение материалов по геоморфологическому строению трансформных разломов океанической коры [Ле Пшон К. и др., 1977] позволяет выделить среди них две разновидности: с глубинными желобами и без них. Трансформные разломы акватории Тихого океана, как правило, имеют хорошо выраженные глубокие желоба; разломы же Атлантического и Индийского океанов не сопровождаются подобными геоморфологическими образованиями. Различие объясняется существенной разницей в скорости спрединга по обе стороны от трансформного разлома, что влечет за собой увеличение его активной зоны за пределы среднего хребта и соответственно развитие желоба. В Атлантическом и Индийском океанах различия в скорости расширения невелики, что не способствует удлинению активной части трансформных разломов.

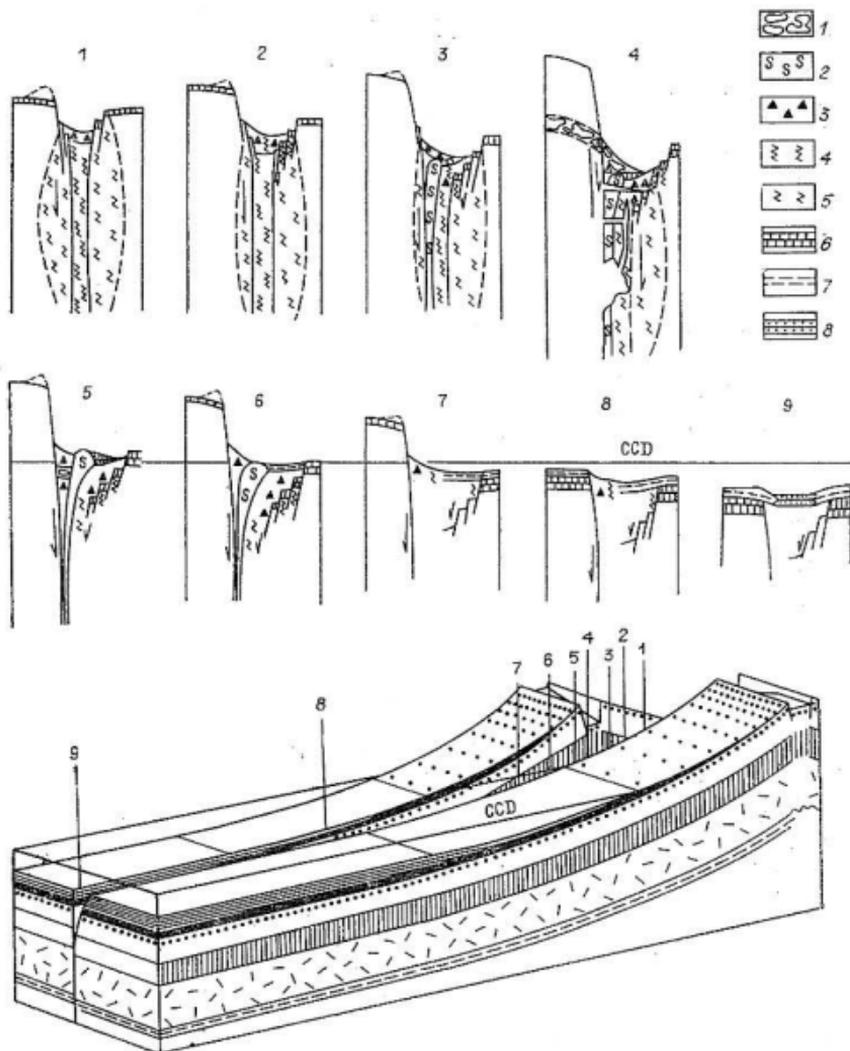


Рис. 3. Блок-диаграмма принципиального строения зоны трансформного разлома (внизу) и геологические разрезы (сверху) [по De Long S. E. с. а., 1979]. Привязка разрезов к блок-диаграмме показана цифрами.

1 — подущечные лавы; 2 — серпентиниты, 3 — склоновая брекчия; 4, 5 — деформации, связанные со смещением по пространно (сдвиговым смещением) (4), и со смещением по падению (сбросовым смещением) (5); 6 — карбонатные осадки; 7 — кремнисто-терригенные осадки; 8 — турбидиты континентальных окраин.

Развитие идей новой глобальной тектоники и исследование трансформных разломов дало основание К. Ле Пешону с соавторами (1977) рассматривать их как одну из трех разновидностей границ литосферных плит — консервативную границу, вдоль которой происходит скольжение края одной океанической литосферной плиты относительно другой без наращивания или сокращения коры.

Более поздние исследования [Казьмин В. Г., 1978; Шерман С. И., Леви К. Г., 1978; и др.] показали, что трансформные разломы развиваются

в континентальных рифтовых зонах. Однако проявление трансформных разломов на континентальной коре более сложное, не всегда четко выраженное. Это объясняется тем, что кроме «идеальных» трансформных разломов, которые разграничивают простое скольжение края одной литосферной плиты относительно другой, имеются разновидности, когда помимо главной составляющей скольжения присутствует еще поддвигающая или раздвигающая. В силу этого увеличивается число разновидностей кинематических форм трансформных разломов. На него обратили внимание С. А. Ушаков и другие (1977) при геодинамическом анализе поля Δg_{ϕ} над главными типами трансформных разломов. При «раздвигающих» и «идеальных» трансформных разломах поле Δg_{ϕ} является изостатически уравновешенным, когда же имеет место поддвигающая составляющая движения краев, фиксируется изостатическая неуравновешенность. Это необходимо учитывать при количественной геологической интерпретации поля Δg_{ϕ} . Естественно, собственно сдвиги в коре таких эффектов не дают.

Необходимо отметить еще один очень важный фактор характеристики трансформных разломов — сейсмичность. Почти все землетрясения на срединно-океанических хребтах приурочены к гребням хребтов и к секциям их участков трансформных разломов [Айзекс Б. и др., 1974]. Механизм очагов землетрясений в активных частях зон трансформных разломов имеет сдвиговую природу, растягивающие и сжимающие напряжения ориентируются в субгоризонтальных плоскостях. Сдвиговое поле напряжений — одна из самых характерных особенностей активных частей трансформных разломов. Аналогичная картина напряженного состояния типична и для континентальной коры. В Байкальской рифтовой зоне фиксируется приуроченность наиболее сильных землетрясений к развивающимся на ее флангах трансформным разломам [Шерман С. И., Левин К. Г., 1978]. Механизм очагов здесь имеет раздвиго-сдвиговую природу [Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., 1977], что хорошо согласуется с «неидеальными» трансформными разломами океанической коры, краткая характеристика которых дана С. А. Ушаковым и др. (1977).

Исследования сейсмической активности в зоне трансформного разлома Чарли-Гиббса показали ее прерывистый характер со средней периодичностью 13 лет [Kanamory H., Stewart G. S., 1976]. При этом общее смещение по разлому составило 170 см, которое накопилось за 5 землетрясений с 1923 по 1974 г. и соответствует скорости скольжения 2,6 см/год. Смещение по разлому Чарли-Гиббса происходит толчками. Характерно и очень важно, что средняя скорость сейсмического скольжения согласуется со скоростью расширения морского дна в северной части рифтовой зоны Атлантического океана. Таким образом, подвижки по трансформным разломам согласуются с движениями на других сопредельных границах плит. В целом же сейсмическая активность хребтов ниже в сравнении с зонами трансформных разломов.

Очень важное свойство трансформных разломов (тесно связанное с механизмом их образования, о чем ниже будет сказано) — их поперечное ортогональное расположение к структурам сжатия или растяжения — привело к тому, что часто серию поперечных сдвигов в континентальной коре называют трансформными разломами, т. е. понятия *трансформный* и *поперечный* используются как синонимы. Как сдвиги, так и трансформные разломы (последние чаще всего) могут быть поперечными к любой другой структуре, которая по тем или иным критериям принята за основную, главную. Но эти определения никак нельзя считать синонимами.

Неупругое поведение литосферы близ расходящихся краев океанических плит допускает отклонение от ортогональности между трансформными разломами и рифтовыми зонами [Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., 1978]. В континентальных рифтовых зонах трансформные разломы также нередко отклоняются от ортогональности из-за влияния структуры «до-трансформного», более древнего субстрата [Казьмин В. Г., 1978; Шер-

ман С. И., Леви К. Г., 1978]. Косое и наклонное развитие допускается и в теоретических, и в экспериментальных построениях, посвященных механизму развития трансформных разломов. Существующая путаница в геологической классификации сдвигов, трансформных и поперечных разломов отражает совершенно различные критерии подхода к подобным структурам.

Несколько слов о параметрах трансформных разломов. Наиболее характерный и важный из них — амплитуда смещения. Если у сдвигов она к концам затухает, то у трансформных разломов одинакова на всем протяжении. Частичное исключение составляют окончания разломов типа дуга — дуга, или рифт — дуга, когда движения трансформируются в зоны сжатия. Здесь принимает участие пластическая составляющая общей деформации, вносящая некоторые искажения в относительные амплитуды движения. В отличие от сдвигов между амплитудой смещения и длиной у трансформных разломов никакой взаимосвязи нет. В пределе амплитуда смещения может быть соизмерима с длиной трансформного разлома. К. Ле Пшон с соавторами (1977) отмечают, что протяженность зон трансформных разломов обнаруживает некоторую корреляцию с амплитудой смещения. Корреляция длины и амплитуды смещения может наблюдаться только в инициальные стадии развития разлома, когда еще не началась трансформация движений.

Вопрос о глубине проникновения трансформных разломов не возникает. Они являются сквозными структурами, секущими всю литосферу. По вертикальному разрезу трансформного разлома изменяется физическое состояние вещества литосферы. В пределах большей части сечения коры происходит хрупкое или квазихрупкое разрушение, в нижней части коры и верхней мантии смещение по трансформному разлому, скорее всего, представляет собой пластическое течение вещества. Естественно, сдвиговая природа всей зоны трансформного разлома от этого не меняется.

Ширина динамического влияния зон трансформных разломов в отличие от сдвигов незначительна и ограничена первыми десятками километров.

Вопрос о густоте трансформных разломов не рассмотрен в литературе. Имеющийся геологический материал показывает, что они располагаются достаточно редко. Теоретическим пределом их густоты может быть состояние, численно равное мощности смежных литосферных плит.

Таким образом, трансформные разломы существенно отличаются от геологических сдвигов по целому ряду признаков. Объяснение критериев различия кроется в принципиально разном способе приложения динамических нагрузок при механизме формирования этих структур.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ СДВИГОВ И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Тектонические силы, воспринимаемые земной корой или литосферой в целом, представляют собой объемные силы, действующие на каждый элемент объема. Они являются распределенными, т. е. приложены непрерывно на некоторой площади сечения литосферы. Как правило, тектонические силы статические по характеру действия и постоянные во времени. Вызываемые этими силами основные типы деформаций делятся на простые (растяжение, сжатие, перерезывание, или срез, кручение и изгиб) или сложные (сочетание двух или более простых деформаций).

При формировании сдвигов на первый план выступают касательные напряжения, хотя деформация сдвига как таковая непременно сопровождается деформациями растяжения и сжатия.

Несколько опережая изложение материала, необходимо заметить, что сдвиги (в геологическом понимании этого термина) возникают в условиях простых деформаций растяжения и сжатия; трансформные разломы представляют собой деформацию перерезывания или среза. Более глубокие

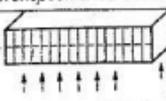
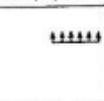
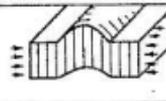
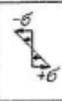
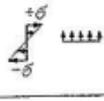
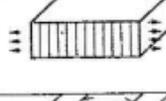
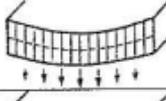
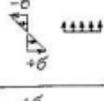
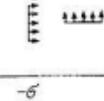
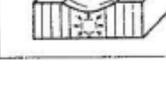
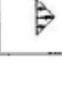
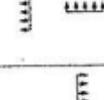
Способ приложения тектонических сил	Основной тип деформаций	Эпюры главных напряжений в вертикальном и горизонтальном сечениях	Способ приложения тектонических сил	Основной тип деформаций	Эпюры главных напряжений в вертикальном и горизонтальном сечениях
А. Энергетический источник под литосферой			Б. Энергетический источник в литосфере		
	Сжатие			Продольное сжатие	
	Изгиб			Продольное растяжение	
	Изгиб			Сжатие	
	Растяжение			Растяжение	
	Срез				

Рис. 4. Способы приложения тектонических сил к литосфере и основные типы возникающих деформаций.

причины возникновения в литосфере тех или иных видов деформации заключаются в специфике приложения тектонических сил. Как правило, энергетический источник тектонических сил может лежать в коре, в целом в литосфере или под ней. Если источник сил лежит в коре или литосфере, он в окружающем его пространстве может вызвать сжатие или растяжение. Если источник сил лежит под литосферой, то в зависимости от способа приложения сил к «жесткой» литосфере она может деформироваться на растяжение, сжатие, срез и изгиб (рис. 4).

Рассмотрим основные типы деформаций и виды разрушений (разломов), а также физические условия формирования сдвигов при различном положении источника тектонических сил.

Если источник тектонических сил лежит в литосфере или коре, это означает, что к смежной территории по всему вертикальному сечению коры или литосферы приложена равномерная статическая нагрузка. Она может «сжимать» или «растягивать» весь вовлеченный в процесс объем коры или литосферы. Физические условия формирования сдвигов, а также другие виды разрушения в этом случае наиболее удобно рассматривать на примере разложения векторов сил, действующих на элементарный куб (рис. 5, а). На рис. 5 показано теоретическое направление сдвигов в условиях сложного напряженного состояния, когда $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$. Сдвиги вызываются действием касательных напряжений τ .

В общем виде касательные напряжения τ_α на площадке, наклоненной под углом α к действию нормальных напряжений σ , равны

$$\tau_\alpha = \frac{1}{2} \sigma \cdot \sin 2\alpha. \quad (1)$$

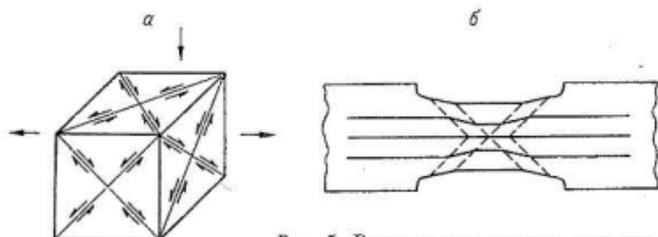


Рис. 5. Векторы касательных напряжений, возникающих в элементарном кубе в условиях сложного напряженного состояния (а). Образование сдвигов в условиях растяжения образца из упруговязкого материала. Сплошные линии первоначально были прямыми (б).

Максимальная величина касательных напряжений возникает на площадке, наклоненной под углом $\alpha = 45^\circ$, и равна

$$\tau_{\max} = \frac{1}{2} \sigma. \quad (2)$$

На взаимно перпендикулярных площадках касательные напряжения равны и направлены всегда к ребру или от ребра пересечения этих площадок. Если два главных нормальных напряжения равны по модулю и противоположны по знаку, а промежуточное главное напряжение $\sigma_3 = 0$ (что не характерно для литосферы), возникает напряженное состояние чистого сдвига. В этом случае максимальное касательное напряжение τ_{\max} оценивается как

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha, \quad (3)$$

но $\sigma_1 = -\sigma_3$ для чистого сдвига и

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \sin 2\alpha = \sigma \sin 2\alpha, \quad (3a)$$

при $\alpha = 45^\circ$

$$\tau_{\max} = \sigma_1 = -\sigma_3. \quad (4)$$

Так как

$$\sigma_\alpha = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_3 \sin^2 \alpha \quad (5)$$

[Беляев Н. М., 1967] при $\alpha = 45^\circ$ $\sigma_\alpha = 0$, на площадках действия максимальных касательных напряжений нормальные напряжения отсутствуют. Таким образом, чистый сдвиг — единственный случай плоского напряженного состояния, при котором через точку можно провести две взаимно перпендикулярные площадки с неравными нулю касательными напряжениями, но свободными от нормальных напряжений. Последнее означает, что сопряженных с чистым сдвигом структур, обязанных нормальным напряжениям, вокруг него возникнуть не может.

Физической мерой деформации сдвига служит угол сдвига γ . В известных пределах, зависящих от свойств материала, между углом сдвига γ и касательными напряжениями τ существует зависимость (закон Гука)

$$\tau = G\gamma, \quad (6)$$

где G — модуль сдвига или жесткость.

Поскольку источник тектонических сил располагается в литосфере, касательные напряжения в ней могут возникнуть только в результате разложения главных нормальных напряжений. Отсюда при формирова-

нии сдвигов касательные напряжения всегда меньше нормальных и лишь в исключительном случае $\tau = \sigma$.

Прочность горных пород на растяжение в 8 ÷ 10 раз ниже, чем на сжатие. Максимальные напряжения в литосфере при растягивающем поле напряжений будут в целом в 5 ÷ 10 раз ниже по сравнению с максимально возможным сжимающим полем. Отсюда ниже в целом и касательные напряжения, возникающие в зонах растяжения земной коры как результат разложения главных нормальных напряжений. По этой причине возникновение сдвигов в литосфере затруднено, причем особенно в зонах растяжения литосферы.

Приятая схема, в которой развитие сдвига в литосфере моделируется разрушением элементарного куба, дает объяснение ряду геологических закономерностей сдвигов и рождает некоторые проблемы, не всегда аргументированно решаемые собственно геологическими методами. При использовании закономерностей разрушения твердого тела под действием главных напряжений в условиях деструкции земной коры необходимо учесть следующее.

1. Пересечение двух систем сколовых трещин и, следовательно, их равнозначное развитие — картина идеальная. Она может фиксироваться в лучшем случае только в обнажениях и отражать развитие коротких, очень высокого порядка, сколовых трещин. В природных условиях развивается только одна система трещин, другая — может лишь намечаться. Эксперименты по моделированию процесса хрупкого разрушения образцов горных пород при сжатии подтверждают геологические наблюдения и указывают на относительное небольшое запаздывание развития одной системы трещин по отношению к другой. Этот процесс удачно отобразил Р. Френд [Freund R., 1974].

2. Поскольку касательные напряжения в рассматриваемой модели образуются в результате разложения главных нормальных напряжений, а в глубинах литосферы напряжения растяжения являются понятием условным, формирование сдвигов в литосфере происходит главным образом в условиях сжатия и сопровождается значительным трением. Так как касательные напряжения, вызывающие локальные сдвиги, разложить на новые составляющие уже нельзя, опережающие сдвиг структуры образуются за счет деформаций, вызванных силами трения. (В этом, в частности, наши представления существенно отличаются от схемы сдвиговой тектоники Дж. Муди и М. Хилла (1960), многократно и последовательно разлагающих главный вектор сжатия на все меньшие и меньшие составляющие.) Поэтому сдвиги, образованные в условиях растяжения коры, будут несколько отличаться от сдвигов, образованных в условиях сжатия коры. Различие должно заключаться как в степени развития опережающих структур, так и в комплексе других геолого-тектонических процессов.

При этом особое внимание заслуживает факт изменения морфолого-кинематической характеристики сдвига по падению.

Рассматриваемая схема модели сдвига показывает, что даже если сжатие или растяжение подвергается вся кора или литосфера, сдвиги редко проникают на всю ее глубину. Причина ограниченности распространения сдвигов на глубину практически не рассмотрена в геологии. Для такого анализа нет эмпирических данных.

Модель разрушающегося под давлением куба показывает, что в его центре практически сколовые системы трещин не пересекаются, и здесь, как правило, остается «не нарушенная» пирамидка. К центру куба уменьшается и амплитуда сколовых трещин. Эксперименты показывают отличающуюся от теоретической модели картину. Для геологической ситуации необходимо использовать ту часть наблюдений, из которых следует, что разрушающие образец сколовые трещины, во-первых, проникают до его центральной части и, во-вторых, соответственно по падению и простираению уменьшают свою амплитуду.

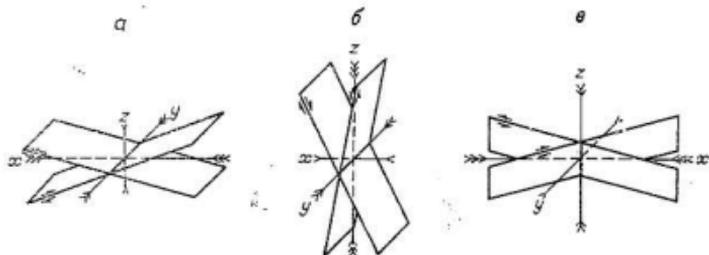
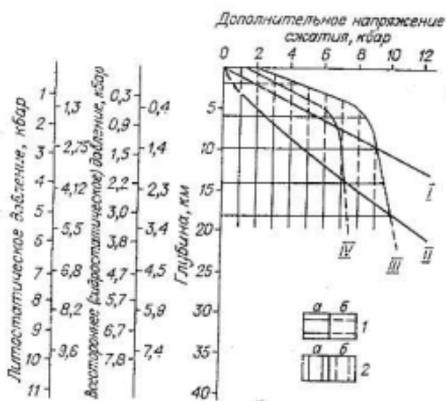


Рис. 6. Разделение разрывов на три класса по Е. Андерсону в зависимости от ориентации главных напряжений в земной коре.
 а — надвиги ($x > y > z$); б — нормальные сбросы ($z > y > x$); в — сдвиги ($x > z > y$).

Таким образом, сдвиги, формирующиеся в условиях сжатия или растяжения литосферы, проникают примерно до середины области деформации и имеют изменяющуюся по простиранию и падению амплитуду.

Природная картина сложнее. Для объяснения теоретической ориентировки разрывов, в частности, сдвигов на глубине Е. М. Андерсон [Anderson E. M., 1951] предложил довольно наглядную схему, поясняющую зависимость между соотношением главных напряжений и морфогенетическим типом разломов земной коры (рис. 6). Предложенную схему удобно использовать, если исследователю известно качественное соотношение главных нормальных напряжений при соответствующей тектонической обстановке.

В условиях литосферы с увеличением глубины увеличивается литостатическое давление. Даже при неизменном тектоническом давлении из-за увеличения литостатического давления с глубиной изменяется качественное соотношение главных нормальных напряжений. Переориентировка вызывается увеличением литостатического давления, которое растет пропорционально глубине, и относительным постоянством тектонических напряжений, величина которых определяется энергетическим источником и ограничивается максимальной прочностью горных пород. Величины последней даже в условиях всестороннего давления не превышают 8—10 кбар. Отсюда определенные ограничения, накладываемые свойствами коры на возможность передачи тектонических напряжений, а следовательно, и лимитизация колебаний значений главных нормальных напряжений, вызывающих сложное напряженное состояние при $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$. Происходит, как показано нами ранее [Шерман С. И., 1977], изменение морфогенетической характеристики разрыва. Надвиг, например, с глубиной переходит в сдвиг, а сдвиг еще глубже — в сброс, хотя



общее региональное поле тектонических напряжений не меняется. Общие граничные условия формирования разрывов в земной коре показаны на рис. 7. Судить о ситуации в нижней части литосферы, охватывающей верхнюю маг-

Рис. 7. Формирование разломов земной коры при длительном действии напряжений [Шерман С. И., 1977]. В условиях тангенциального сжатия (1) и растяжения (2) (а — зона пластической деформации, б — зона хрупких и квазихрупких разрушений). I и II границы перехода пород в состояние пластического течения при сжатии (1) и растяжении (2); III и IV — максимальная прочность основных (III) и кислых (IV) пород на сжатие.

тию, сейчас сложно из-за ограниченности наших знаний о ее физических свойствах. Общий анализ формирования разрывов в коре в условиях сложного напряженного состояния показывает, что кора и литосфера разрушаются только путем образования сколов [Шерман С. И., 1977]. Если пренебречь геологической классификацией разрывов, построенной по принципу соотношения направления движения и наклона сместителя разлома, то все разрывы в литосфере на глубинах ниже 10 км представляют собой сдвиги, плоскость смещения которых ориентирована различным образом. Собственно же сдвиги в геологическом понимании этого термина при вертикальной плоскости сместителя могут проникать до нижних границ литосферы. Это заключение базируется на ряде геологических наблюдений не только по типу контролируемых сдвигами магматических образований. Протяженные сдвиги формируются не параллельными сопряженными двумя системами, а единичными структурами. В центральной части деформируемой области, в которой не возникает пересекающихся касательных напряжений, даже сложно оценить тип происходящих деформаций (см. рис. 5, а). Зародившийся сдвиг и смещение по нему и являются результатом действия тектонических сил на кору или литосферу.

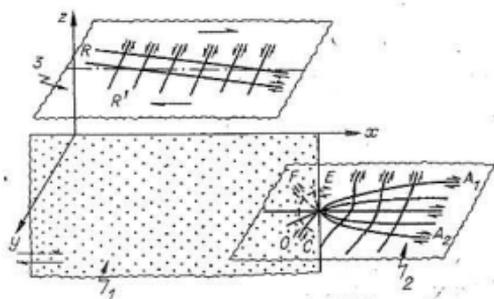
Закономерности разрушения элементарного кубика нельзя считать полностью аналогичными разрушению мегаобъемов. Здесь далеко не во всех деталях соблюдается автомодельность процесса. К сожалению, мегаскопические сдвиги или сдвиговые зоны в курсах сопоставления материалов и теоретической механики не рассматриваются.

Сдвиговые зоны представляют собой сочетание систем одиночных сдвигов. В последние годы наиболее полное исследование по формированию сдвиговых зон провел С. С. Стоянов (1977). В литосфере сдвиговые зоны находятся в региональном поле напряжений, которое накладывается на напряжения простого сдвига. Описание результирующего состояния и возникающих парагенетических структур в геологической литературе практически мало исследованы. Трудность описания процесса заключается в том, что сдвиговые зоны не являются простым набором сдвигов. Это узкие линейно-вытянутые зоны квазипластического и пластического течения вещества [Шерман С. И., 1977]. Внутри них возникает сложная система структур и напряжений. С. С. Стоянов (1977) показал, что концентрации напряжений в зонах скалывания связаны, с одной стороны, с лобовыми (поперечными направлению скольжения) участками разрывов и, с другой — с продольными ограничительными линиями, где взаимное смещение разорванных блоков практически отсутствует (рис. 8, 9). Теоретическая модель С. С. Стоянова учитывает концентрацию напряжений у продольных окончаний разрывов и их изменение вкост простирания структуры.

Общую схему формирования сдвиговых зон в литосфере, в связи с ее объемным сжатием или расширением, можно представить себе из рис. 5. Прочность вещества литосферы с увеличением вовлеченного в деформацию объема уменьшается, что вызвано неоднородностью состава и структуры ее верхних частей. В условиях деформации больших объемов разру-

Рис. 8. Схема напряженного состояния и формирования структур второго порядка около зон скалывания [по Стоянову С. С., 1977].

1 — разрывная поверхность скалывания; 2 — разрывы у лобового ребра; 3 — разрывы в зоне скалывания у продольного ребра.



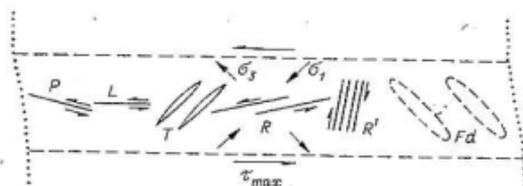


Рис. 9. Схема напряжений и структур в зонах складывания [по Стоянову С. С., 1977].

R, R' — сопряженные трещины сдвига, P и L — косые и продольные сдвиги, T — трещины отрыва, Fd — обесловившая система складок.

нение определяется лишь самыми крупными трещинами. Чаще всего развивается одна из двух вероятных (см. рис. 5,б) сдвиговых зон. Именно поэтому среди региональных и генеральных сдвигов в различных регионах фиксируется какой-то один из типов сдвигов — правый или левый. В этом суть проявления масштабного

эффекта и принципиальное различие развития локальных сдвигов и сколовых трещин от сдвиговых зон. В первом случае формируются сопряженные системы трещин, во втором — только одна из систем.

Таким образом, как сдвиги, так и сдвиговые зоны в геологическом понимании этого термина образуются в условиях сжатия или растяжения литосферы, когда нагрузка равномерно прилагается в горизонтальной плоскости ко всему деформируемому объему.

Совершенно иная ситуация приложения нагрузки, т. е. тектонических сил, создается при формировании трансформных разломов. Их сдвиговый характер имеет совершенно иную природу, и отличие прежде всего касается способа приложения действующих сил (см. рис. 4). Для развития трансформных разломов активные тектонические силы должны быть размещены и, главное, приложены под литосферой и направлены горизонтально. Они могут быть струи конвекционного потока верхней мантии, которые благодаря силам трения вызывают горизонтальное движение блоков литосферы. Из-за различной скорости струй, разной мощности блоков, отличающейся силой трения между лито- и астеносферой и другими причинами блоки литосферы приобретают различное ускорение. Последнее является необходимым условием формирования трансформных разломов. При всех названных ситуациях в тектоносфере будет создаваться деформация сдвига или перерезывания, по Н. М. Беляеву (1967), конечным результатом которой является сдвиг — трансформный разлом.

Деформация сдвига будет происходить в плоскости концентрации касательных напряжений. Разрушение литосферы наступает при условии, когда напряжения сдвига $\tau_{ср}$ превышают предельное напряжение на срез вещества литосферы $[\tau_{ср.лит}]$:

$$\tau_{ср} = \frac{F_1}{S} \geq [\tau_{ср.лит}], \quad (7)$$

где $\tau_{ср}$ — напряжение сдвига, возникающее в сечении литосферы, параллельном действию мантийных потоков, F_1 — активная сила мантийного потока, S — площадь сечения литосферы, $[\tau_{ср.лит}]$ — предельное напряжение на срез литосферы*.

По вертикальному сечению литосферы условия разрушения изменяются, и величина $[\tau_{ср.лит}]$ не остается постоянной. Тем не менее напряжения сдвига пропорциональны активной действующей силе F_1 , т. е. на срез работает вся прилагаемая к литосфере сила подлитосферного потока. В случае же формирования сдвигов, как выше было отмечено, максимальное касательное напряжение не превышает половины максимального нормального напряжения (2) и, как исключительный случай, равно ему по модулю (4).

* В машиностроении часто принимают $[\tau_{ср}] = (0,25 + 0,35) \sigma_t$, где σ_t — предел текучести материала.

Таким образом, с точки зрения механики разрушения, формирование сдвигов в литосфере при прочих равных условиях требует первоначально больших тектонических сил, чем образование трансформных разломов. Однако геологи привыкли считать, что сдвиги более распространены, чем трансформные разломы, и, следовательно, образуются как будто бы проще. Такой вывод преждевременно, он не учитывает ни масштабов сравнимых структур, ни степени изученности океанической и континентальной коры, ни механизма образования трансформных разломов. Сдвиги более распространены в мощной континентальной коре. Здесь они образуются по изложенной выше схеме, часто не секут всю литосферу. Трансформные же разломы легче образуются в тонкой океанической коре (см. уравнение 7). Кроме этого, способ приложения нагрузки при формировании сдвигов — объемное сжатие или растяжение — наиболее распространен в литосфере при тектонических процессах. Вероятность возникновения условий такого приложения сил, которые вызвали бы деформацию среза в литосфере, невелика. Отсюда и относительно неширокое распространение трансформных разломов, особенно в континентальной коре.

Одной из специфических черт ориентировки трансформных разломов является их поперечное расположение с сопряженными структурами сжатия или растяжения — зонами Бенъофа и рифтовыми зонами. Названная закономерность нередко давала основание терминам *поперечные* и *трансформные* считать синонимами, что привело к ряду недоразумений при характеристике континентальных поперечных сдвигов. Исследованию поперечности трансформных разломов посвящена серия теоретических и экспериментальных работ.

Д. Олденбург и Дж. Брунэ [Oldenburg D. W., Brune J. N., 1975] поставили эксперимент, преследующий цель проследить образование трансформных разломов в океанической коре как ортогональных трещин к собственно рифтовым. Для наблюдения критериев подобия природной и экспериментальной картин они использовали нагретую вязкую пластическую массу. Масса растягивалась с постоянной скоростью, и одновременно ее верхний слой охлаждался. Растяжение имитировало раздвижение океанического хребта, а охлаждение — параллельный рост океанической коры по закону

$$H = k\sqrt{t}, \quad (8)$$

где H — мощность литосферы, t — ее возраст, k — коэффициент пропорциональности.

Первичные трещины — будущие рифтовые долины — задавались путем нарушения возникшей при начальном процессе остывания твердой пленки. Первичные трещины задавались в двух местах пленки, на параллельных плоскостях, но со смещением относительно друг друга. Перпендикулярно плоскостям трещин масса подвергалась растяжению. По мере растяжения трещины росли, а между их ближайшими концами начиналось взаимодействие. Постепенно оно приводило к росту связующих их разрывов — будущему трансформному разлому. Эти связующие разрывы располагаются под различными углами к оси растяжения. С увеличением последнего происходит «приспособление» связующих разрывов к оси растяжения — они становятся параллельны ей, и вся зона между трещинами отрыва превращается в аналог трансформного разлома. К этому и стремились Д. Олденбург и Дж. Брунэ в эксперименте, чтобы показать, что трансформные разломы по мере развития конструктивной границы развиваются в направлении, параллельном движению плит и ортогонально к рифтовым трещинам. Изменение направления раздвижения, по их мнению, должно вызвать переориентацию трансформных разломов. За критерий устойчивости трансформных разломов принималось условие $N > S$, где S — сопротивление на сдвиг в зоне трансформного разлома, N — сопро-

тивление на сдвиг материала литосферы. В целом результаты интересного эксперимента Д. Олденбурга и Дж. Брунэ можно использовать в случае гомогенной среды, подвергнутой растяжению. Тогда трансформные разломы будут стремиться ориентироваться параллельно растягивающим силам, ортогонально трещинам растяжения. Что же касается соотношений критериев их устойчивости, то выводы исследователей недостаточно аргументированы, о чем свидетельствуют более поздние работы.

Несколько позже моделирование трансформных разломов провели Р. Френд и А. Мерзер [Freund R., Merzer A., 1976]. Они использовали парафин и показали, что при застывании на его поверхности пленки в стадии ламнарного течения (в сторону спрединга) в ней образуются устойчивые оптически ориентированные волокна, параллельные течению. Малейшие неоднородности в них предопределяют появление трещин растяжения. Когда же последние растут одновременно из разных точек и достигают своими концами общей «нити» волокна, вдоль нее происходит сдвигание, и именно здесь зарождается трансформный разлом. Авторы приводят дополнительные примеры образования структур, подобных трансформным разломам, на затвердевающей корке лавы, в которой четкая полосчатость ориентирована в направлении спрединга. По их мнению, направление трансформных разломов на дне океанов подчинено его анизотропной структуре, предопределенной, в свою очередь, подкорковыми конвекционными потоками.

Таким образом, общим в экспериментах Олденбурга — Брунэ и Френда — Мерзера является представление о подкоровом энергетическом источнике в виде теплой восходящей и расходящейся струи, вызывающей растяжение перекрывающей пленки, ее сложный, неровный разрыв и одновременное формирование трансформных разломов, параллельных растяжению. Первые экспериментаторы считают, что трансформные разломы только в процессе развития переориентируются и приобретают направление, согласное со спредингом, вторые — что простирание трансформных разломов контролируется структурой субстрата, в котором они образуются.

Геологическая и геофизическая ситуация в зонах трансформных разломов дает много примеров, подтверждающих большую правомочность представлений Р. Френда и А. Мерзера. В частности, хорошо известно, что в верхней мантии под океанами, в направлении, параллельном трансформным разломам, скорости P -волн повышены. Это отражает сейсмическую анизотропию верхней мантии [Hess H. H., 1964] и подтверждает выводы Р. Френда и А. Мерзера.

Теоретические исследования проблемы ортогональности рифтовых зон и трансформных разломов провел А. Г. Лахенбрух [Lachenbruch A. H., 1976]. Необходимое условие ортогональности рассматриваемых структур заключается в соблюдении неравенства

$$\frac{S}{\sigma} \leq 1, \quad (9)$$

где S — сопротивление сдвигу в зоне трансформного разлома, σ — сопротивление раздвижению на стенках рифтового канала. Чтобы трещины среза располагались ортогонально трещинам растяжения, сопротивление сдвигу в трансформном разломе должно быть существенно меньше, чем сопротивление на стенках осевого канала.

Интересные теоретические исследования по этому же вопросу провел К. Фруадево [Froidevaux C., 1973]. Он показал, что трансформные разломы оказывают исключительно малое сопротивление движению плит. Расчет потерь энергии на единицу длины трансформного разлома, расположенного перпендикулярно рифтовой трещине, много меньше скорости диссипации энергии в самой рифтовой трещине и других разломах, не перпендикулярных ей. Отсюда вывод об энергетической целесообразности

Основные критерии сдвигов и трансформных разломов

Сдвиги	Трансформные разломы
Связаны с деформациями сжатия или растяжения	Связаны с деформациями среза
Располагаются под острым углом к структурам сжатия и тупым — к структурам растяжения	Располагаются под прямым углом к структурам сжатия и растяжения
Ориентируются диагонально к векторам растяжения или сжатия	Параллельны вектору растяжения или сжатия
Сопровождаются сопряженными структурами оперения, затухающими на окончательных сдвигах, которые, в свою очередь, переходят в системы мелких разломов или трещин	Не сопровождаются сопряженными структурами оперения и на своих концах переходят в другие структурные формы (растяжения или сжатия)
Развиваются, как правило, группами параллельных разломов, в активную стадию развития могут взаимно пересекаться	Единичные структуры, обычно не накладываются и не пересекаются друг с другом в активную стадию развития
Смещают маркеры только в направлении движения	Смещают маркеры в направлении движения или в противоположном, в зависимости от типа разлома
Амплитуда смещения меньше общей длины сдвига и затухает к его концам	Амплитуда смещения постоянна, не ограничена, может быть больше активной составляющей разлома
Могут являться границами структур любого ранга	Являются границами между смещающимися плитами литосферы
Глубина проникновения связана с длиной	Глубина проникновения не связана с длиной и предопределена мощностью граничных литосферных плит.
Генетически связаны и преимущественно развиваются при геосинклинальном и орогенном этапах развития материков	Генетически связаны с рифтовыми зонами и зонами Беньюфа

расположения трансформных разломов ортогонально оси раздвижения, если они развиваются в гомогенной среде.

Какое же напряжение в литосфере необходимо для формирования трансформного разлома и каково его соотношение с напряжениями в собственно сдвиговых зонах?

Расчеты показывают, что максимальные дополнительные напряжения, которые выдерживают породы коры в условиях всестороннего давления, не превышают 10 000 ат [Uffen R., Jessop A. U., 1963; Гзовский М. В., 1975; Шерман С. И., 1977; и др.]. Если коре или литосфере передано такое давление, то только при чистом сдвиге максимальные касательные напряжения могут достигнуть требуемой величины. Как было отмечено выше, возникновение чистого сдвига — исключительное явление в коре. Чаще всего плоскости концентрации касательных напряжений располагаются к активному вектору сжимающих или растягивающих сил под углом $\alpha \neq 45^\circ$. Отсюда максимальные касательные напряжения, вызывающие образование сдвигов в литосфере, всегда меньше 10 000 ат.

Способ приложения нагрузки при образовании трансформных разломов совершенно другой. Силы прилагаются под литосферой, параллельно друг другу и имеют разную величину. Образуется деформация среза, т. е. трансформная зона. Как показывают расчеты, для ее формирования фактически требуется относительно невысокое напряжение из-за значительной неупругой составляющей при деформации нижних частей литосферы.

Изложенные обстоятельства приводят к тому, что при прочих равных условиях трансформные разломы «легче» образовать в литосфере Земли, чем сдвиговые зоны.

Механизм образования трансформных разломов, как видим, отличен от процессов формирования сдвигов. Это находит отражение в ряде специфических черт трансформных разломов и сдвигов (табл. 1).

О ПРИНЦИПАХ КЛАССИФИКАЦИИ СДВИГОВЫХ СМЕЩЕНИЙ ЛИТОСФЕРЫ

Физический процесс разрушения твердых тел состоит в образовании на разных уровнях трещин отрыва и скола. Первые образуются под действием нормальных напряжений, вторые — касательных. Трещины отличаются друг от друга по форме, напряжения — по величине и ориентировке. Отличия они и по кинематике движений.

В геологии в основу морфогенетической классификации разрывов положено соотношение между направлением относительного движения разрываемых частей блока и падением плоскости сместителя. Отсюда сбросы, сдвиги, надвиги — существенно отличающиеся друг от друга типы разрывов, хотя характер напряженного состояния и физический процесс разрушения у них идентичны.

Нет необходимости пересматривать всю систему классификации разрывов. Введение нового термина — *трансформные разломы* существенно расширило объем понятия сдвиговых смещений и даже привело к некоторой путанице. Ее усугубило и использование в ряде работ понятия *поперечный разлом* как синонима *трансформного разлома*. Другие же авторы [Garfunkel Z., 1972] разницу между трансформными и поперечными разломами видят лишь в том, что первые образуются на океанической коре, вторые — на континентальной.

Ликвидировать подобную ситуацию могут только сами геологи. Для этого необходимо строже пользоваться существующими определениями разрывных смещений, подчиняя их механизму образования дислокаций. В табл. 2 приведены основные типы деформаций литосферы и соответствующие им морфогенетические разновидности крупных разломов. Таблица содержит наименования геологических структур, по отношению к которым можно использовать принятую в геологии дополнительную терминологию разломов: продольные, поперечные, диагональные или косые.

Выделение трансформных разломов как особого класса дизъюнктивных границ расширило наши представления о сдвигах литосферы и поставило задачу научиться их дифференцировать. Серьезный вклад в изучение признаков собственно трансформных разломов, с одной стороны, и поперечных сдвигов — с другой, внесла статья Р. Фрейнда [Fréund R., 1974]. В ней акцентируется внимание на отличии сдвигов и их разновидностей — поперечных сдвигов — от трансформных разломов, также поперечных к срединно-океаническим хребтам, рифтовым зонам и зонам Бенъофа.

В. Джиллиланд и Г. Мейер [Gilliland W. N., Meyer G. P., 1976] предложили выделять два класса трансформных разломов: «пограничные трансформные разломы» — как границы между сдвигающимися плитами, и «трансформные разломы хребтов» — серию синхронно образующихся поперечных к единому срединно-океаническому хребту разломов, разделяющих плиты с различной скоростью спрединга. В основу предлагаемой классификации положен генетический критерий. Пограничные трансформные разломы являются структурами глобальной значимости, «разрешающими» дифференциальные движения между плитами. Трансформные разломы хребтов — структуры второго ранга по отношению к первым. Их образование связано со спредингом двух плит, в результате которого более

Таблица 2

Типы деформаций литосферы и морфогенетические разновидности генеральных разломов

Основные типы деформаций	Виды разрушения	Морфогенетические разновидности разломов	Оптимальные геометрические соотношения с сопряженными геологическими структурами	Геологическая структура, по отношению к которой рассматриваются геометрические соотношения
Сжатие	Скол и пластическое течение	Сдвиги Надвиги Взбросы Взбросо-сдвиги	Диагональные, реже поперечные Согласные * Диагональные	Складчатые системы, зоны Беньофа; деструктивные границы плит
	Отрыв	Раздвиги	Поперечные	
Растяжение	Скол и пластическое течение	Сдвиги Сбросы Сбросо-сдвиги	Диагональные, реже поперечные Согласные Диагональные, согласные	Рифтовые системы, синклиории, впадины и аблокоены; конструктивные границы плит
	Отрыв	Раздвиги Сдвиго-раздвиги	Согласные, реже диагональные	
Перерезывание или срез	Скол и пластическое течение	Трансформные разломы	Поперечные	Срединно-океанические хребты, рифтовые системы, зоны Беньофа
Кручение *	Скол и пластическое течение	Сдвиги	—	—
Изгиб *	Отрыв	Раздвиги	—	—

* Подробно не анализируются в статье.

удаленные от центра расширения сегменты имеют различную линейную скорость, из-за которой происходит разрыв и формируется поперечно к конструктивной границе (рифтовой зоне) серия взаимно параллельных трансформных разломов. Геологическая значимость второго класса трансформных разломов меньшая, и их зарождение и формирование не являются теоретически необходимым звеном спрединга.

Серьезные результаты по изучению трансформных разломов Апатолдской системы (Средиземноморье) получены А. Сенджером [Sándör A. M., 1979]. Внутреннее строение трансформных разломов и некоторые их количественные параметры описаны в работах Де Лонга и др. [De Long S. E., e. a., 1977, 1979]. Обобщение накопленного материала по трансформным разломам Атлантики выполнено Р. Уилсоном и К. Вильямсом [Wilson R. C. L., Williams C. A., 1979].

Тем не менее геолого-геофизическая изученность трансформных разломов еще недостаточна. Это хорошо было подчеркнуто Б. Вайндлеем [Windley B. F., 1979] на конференции, посвященной океаническим и континентальным трансформным разломам. Ведущие исследования дают основание надеяться на скорое получение новых результатов и более глубокое понимание этих важных геологических дизъюнктивных границ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В тектоносфере Земли фиксируются разные типы деформаций, реализация которых ведет к формированию сдвигов. Отсюда и широкое распространение сдвигов в литосфере. Принятая в геологии терминология для характеристики сдвигов не отражает специфики механизма их образования, связанного прежде всего со способами приложения тектонических сил. В общем случае к сдвигам относятся и собственно сдвиги в геологическом понимании этого термина, и трансформные разломы. Собственно сдвиги в литосфере образуются в условиях сложного напряженного состояния как при сжатии, так и при растяжении коры. Их появление — результат разрядки внутренних касательных напряжений, абсолютное значение которых превосходит предел прочности пород на скол. Трансформные разломы в литосфере образуются лишь при определенном способе приложения сил, вызывающем деформацию среза. В этом механизме образования и типе деформации принципиальное отличие сдвигов от трансформных разломов.

Различие между сдвигами и трансформными разломами важно с точки зрения вытекающих отсюда практических рекомендаций. В геологии рудных месторождений известно, что около 80% рудных объектов контролируется зонами разломов или узлами их пересечений. Реже исследуется вопрос о специфике оруденения, контролируемого преимущественно сдвигами, надвигами или сбросами. Учитывая специфику образования сдвигов, как и других разновидностей разломов, а также связь напряженного состояния литосферы и ее термодинамических свойств, необходимо глубже исследовать зависимости между типом оруденения и механизмами разрушения. Основанием для этого является специфика оруденения трансформных разломов, секущих литосферные плиты и влияющих на миграцию магматических выделок и гидротермальных флюидов. С трансформными разломами рифта Красного моря связаны стратиформные месторождения цинка, свинца, марганца; трансформными разломами контролируются эпitherмальные месторождения ртути Японии, Новой Зеландии и других районов [Ковалев А. А., 1978]. Высказываются мнения [Mitchell A. H. G., 1976] о связи алмазоносных кимберлитовых трубок Африканской платформы с древними трансформными разломами фундамента. Другие примеры также подтверждают взаимосвязь рудной специализации и механизма развития разломов, в частности, сдвигов [Чередниченко А. И., 1964].

Точное знание механизма образования разломов позволяет прогнозировать протекающие в них современные геологические процессы, в частности, сейсмичность. Практически все ныне обсуждаемые модели очагов землетрясений в основе своей опираются на разрушение твердого или упругопластичного тела. Сопровождающие разрушение смещения — суть сейсмические толчки, сила которых зависит от амплитуды подвижек, прочности разрушаемого материала, типа деформации и других причин. Сдвиги и трансформные разломы будут иметь различную сейсмическую активность, хотя механизм разрядки напряжений у них идентичен. В целом потенциальная сейсмическая опасность активизированных сдвигов, а также надвигов и взбросов наиболее высокая по сравнению с другими морфогенетическими группами разломов.

Выше изложенное ставит перед нами задачу не только более глубокого и всестороннего изучения сдвиговых зон литосферы: собственно сдвигов и трансформных разломов. Сейчас недостаточно все многообразие геологических структур считать результатом сжатия, растяжения или, наконец, изгиба. На примере тектонофизического анализа только сдвиговых структур становится ясным, что эти простые разновидности могут формироваться при сжатии, растяжении и срезе. В литосфере Земли существуют условия для реализации всех простых и сложных типов деформаций. Результатом их часто могут быть подобные по форме структуры. Недостаточно

исследовав каждую из них, не проанализировав возможные способы образования, можно обеднить историю тектонического развития изучаемых объектов, что сузит аспекты связанного со структурами геологического прогноза. Это особенно важно для дизъюнктивных структур. Глубокий тектонофизический анализ механизма образования широкой морфогенетической гаммы разломов на базе основных типов деформаций коры — одна из важных задач тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзек Б., Оливер Дж., Сайке Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 133—179.
- Беллев П. М. Сопровитвление материалов. М., Гос. изд-во физ.-мат. литературы, 1967. 856 с.
- Гавецкий М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 536 с.
- Дабовски Хр. Математическая модель напряжений и перемещений около магматических кламр и разломов. — Геотектоника, геодинамика, тектонофизика, 1975, № 3, с. 17—30.
- Казьмин В. Г. О ранних стадиях развития трансформных разломов. — БМОИП, отдел. геол., 1978, т. 53, № 6, с. 41—50.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. 287 с.
- Ле Пинсон К., Франшто Ж., Бонни Ж. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 287 с.
- Макклиток Ф., Аргон А. Деформация и разрушение материалов. М., Мир, 1970. 443 с.
- Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 120—125.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1980, с. 265—333.
- Павлинов В. Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры. Ст. 1. — Геология и разведка, 1977, № 8, с. 3—14. Ст. 2, 1977, № 9, с. 3—14.
- Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. 155 с.
- Ружич В. В., Шерман С. И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных нарушений. — В кн.: Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 52—57.
- Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М., Недра, 1977. 143 с.
- Суворов А. И. Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., Наука, 1979, с. 238—256.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Физика Земли. Т. 3. Литосфера Земли. Итоги науки и техники. М., ВИНИТИ, 1978. 272 с.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П., Иванов О. П. Планетарные разломы океанической литосферы. — В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 172—183.
- Чередищченко А. И. Тектонофизические условия миперальных преобразований в твердых горных породах. Киев, Наукова думка, 1964. 184 с.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 101 с.
- Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., Наука, 1978, с. 7—18.
- Anderson E. M. The dynamics of faulting. Edinburgh, 1951. 142 p.
- De Long S. E., Dewey J. F., Fox P. J. Displacement history of oceanic fracture zones. — Geology, 1977, v. 5, p. 199—202.
- De Long S. E., Dewey J. F., Fox P. J. Topographic and geologic evolution of fracture zones. — J. of Geol. Soc. London, 1979, v. 136, part 3, p. 303—310.
- Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults. — Tectonophysics, 1974, v. 21, No 1—2, p. 93—134.
- Freund R., Merzer A. Anisotropic origin of transform faults. — Science, 1976, v. 192, No 4235, p. 137—138.
- Froidevaux C. Energy dissipation and geometric structure at spreading plate boundaries. — Earth Plan. Sci. Lett., 1973, v. 20, p. 419.
- Garfunkel Z. Transcurrent and transform faults: a problem of terminology. — Bull. Geol. Soc. of America, 1972, v. 83, No 11, p. 3491—3496.
- Gilliland W. N., Meyer G. P. Two classes of transform faults. — Bull. Geol. Soc. of Amer., 1976, v. 87, No 8, p. 1127—1130.
- Hess H. H. Seismic Anisotropy of the Uppermost Mantle under Oceans. Nature, 1964, v. 203, No 4945, p. 629—631

- Kanamory H., Stewart G. S. Mode of the strain release along the Gibbs fracture zone, mid-atlantic ridge. — *Phys. of the Earth and Planetary Inter.*, 1976, v. 11, No 4, p. 312—332.
- McKinstry H. E. Shears of the second order. — *Amer. J. Sci.*, 1953, v. 251, No 5, p. 505—523.
- Lachenbruch A. H. Dynamics of a passive spreading center. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No 11, p. 1883.
- Mariyama T. Stress field in the heighbourhood of crack. — *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1969, v. 47, No 1, p. 1—29.
- Mitchell A. H. G., Garson M. S. Mineralization at plate boundaries. — *Minerals Sci. Engl.*, 1976, v. 8, No 2, p. 129—169.
- Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No 6, p. 1959—1982.
- Oldenburg D. W., Brune J. N. The explanation of the orthobonality of oceanic ridges and transform faults. — *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, No 17, p. 2575.—2586.
- Sendör A. M. S. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. — *J. of Geol. Soc., London*, 1979, v. 136, No 3, p. 289—282.
- Uffen R., Jessop A. U. The stress release hypothesis of magma formation. — *Bull. volcanol.*, 1963, v. 26, B. V.
- Wilson G. T. A new class of faults and their bearing of continental drift. — *Nature*, 1965, No 4995, p. 343—347.
- Wilson R. C. L., Williams C. A. Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins — a review. — *J. Geol. Soc., London*, 1979, v. 136, No 3, p. 311—320.
- Windley B. F. Transforms in perspective. — *J. Geol. Soc., London*, 1979, v. 136, No 3, p. 267—268.

С. А. БОРЩЯКОВ

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ В УПРУГОВЯЗКОЙ МОДЕЛИ

РОЛЬ СДВИГОВЫХ СТРУКТУР В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сдвиговые разломы по своей структурообразующей роли в процессе эволюции земной коры относятся к особому классу разрывных нарушений [Ажтирей Г. Д., 1960; Пейве А. В., 1956, 1960, 1961, 1964, 1965]. Все возможные по масштабам проявления — от мелких сдвиговых дислокаций до крупных сложнопостроенных сдвиговых зон, протягивающихся на сотни километров, — сдвиги уверенно выделяются в различных регионах земного шара [Уэлман Г. В., 1972]. Дешифрирование аэрофотоснимков, полученных с пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций, позволяет выявить системы молодых сдвигов, по которым закономерно смещены долины рек, берега озер, контуры побережий. Особенно отчетливо сдвиговые нарушения проявляются в рифтовых зонах, молодых орогенных поясах, областях новейших тектонических поднятий [Шульц С. С., 1975]. Вполне оправдано предположение отдельных исследователей о том, что основная масса глубинных разломов земной коры имеет сдвиговую природу [Пейве А. В., 1960; Moody J. D., 1962; Mitchell — Thome R. C., 1962; Scheidegger A. E., 1957, 1961]. В свете идей новой глобальной тектоники получаемый фактический материал подтверждает правомерность этого предположения. Одним из серьезных доказательств широкого распространения разломов со значительной компонентой горизонтального смещения и их доминирующей роли по отношению к другим типам разрывных нарушений являются результаты анализа сейсмологических данных. Представители всех сейсмологических школ, занимающихся проблемой механизма землетрясений, признают, что