

С.И. Шерман, К.Г. Леви

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЕЕ ФЛАНГОВ

Байкальская рифтовая зона простирается от Дархатской впадины (Северная Монголия) на западе до Токкинской (Становое нагорье) на востоке. Длина зоны превышает 2000 км, ширина — около 150–200 км. В пределах рассматриваемой территории общий рисунок рифтовых впадин в плане образует J-образную линию. Она начинается широтным отрезком к западу от Дархатской впадины, протягивается на восток до меридиана оз. Хубсугул, там изгибается до меридионального направления, а затем в районе Мондинской впадины вновь приобретает широтное простирание, которое на юге Байкала сменяется на северо-восточное, а позже в районе Верхне-Ангарской впадины снова на широтное. В своей центральной части Байкальская рифтовая зона примыкает к краевому шву Сибирской платформы, а на флангах отходит от него, "подчиняясь" простиранию крупных разломов докайнозойского этапа заложения.

Байкальская рифтовая зона располагается на гетерохронном складчатом фундаменте, завершившем развитие в байкальском или каледонском геотектонических циклах. Породы, слагающие фундамент рифтовой зоны, по константам прочности и другим физико-механическим свойствам не отличаются существенно друг от друга. Однородную структуру фундамента нарушают зоны древних разломов, предопределяя пространственное положение главнейших рифтовых впадин.

По глубинному строению земной коры и верхней мантии Байкальская рифтовая зона несколько отличается от сопредельных областей: Сибирской платформы и Забайкалья. На юге Сибирской платформы полная мощность земной коры колеблется в пределах 37–40 км (Крылов и др., 1976), а поверхность мантии сложена породами с "нормальным" значением скорости. Мощность коры в области рифта оценивается в 36–37 км. Однако под рифтовой зоной в верхней мантии установлено аномально низкое значение скорости упругих волн, которое свидетельствует о разуплотнении вещества и указывает на вероятную связь процессов рифтогенеза с аномальным состоянием вещества верхней мантии. В "аномальное состояние" вовлечена огромная грушевидная область верхней мантии (Рогожина, 1975), проекция которой на поверхность Земли значительно шире границ рифтовой зоны, устанавливаемых по геологическим данным. Максимально близко к поверхности Земли "аномальная" мантия приближается под Байкальской рифтовой зоной, в частности под ее центральной частью. Поэтому смело можно утверждать, что энергетическим источником развивающейся в кайнозойскую внутриконтинентальной Байкальской рифтовой зоны являются процессы (конвекция) в разуплотненной верхней мантии. Ее растекание обеспечивает растяжение коры. Конкретное направление векторов растяжения наиболее удобно проследить по анализу механизма очагов землетрясений (Мишарина и др., 1975).

В целом для Байкальской рифтовой зоны характерна следующая схема напряженного состояния: основное, алгебраически максимальное напряжение субгоризонтально и ориентировано в направлении с северо-запада на юго-восток; алгебраи-

чески среднее и минимальное напряжения не имеют столь выдержанной ориентировки. На юго-западном фланге ось алгебраически минимального напряжения (сжатие) ориентирована в направлении с северо-востока на юго-запад субгоризонтально. На северо-восточном фланге оси алгебраически минимальных напряжений располагаются субвертикально или в направлении с северо-востока на юго-запад. Причем характерно, что четкость картины и тенденция к субгоризонтальному расположению оси алгебраически минимальных напряжений увеличивается у наиболее сильных землетрясений с $M > 5 \frac{1}{2}$.

Таким образом, если положение главных осей напряжений сжатия и растяжения в Байкальской рифтовой зоне рассматривать не по отношению к орографическим элементам, как это делают сейсмологи (Мишарина, 1967), а к генерализованному простиранию рифтовой зоны, то хорошо выявляется закономерность и постоянство для всей зоны в ориентировке оси максимального растяжения в направлении с северо-запада на юго-восток и изменение положения (вращение) двух других осей при переходе от центральной части зоны к флангам. При этом ось сжатия σ_3 от вертикального положения в центральной части рифтовой зоны стремится на флангах к субгоризонтальному с простиранием северо-восток — юго-запад. Таким образом, как справедливо отмечают Л.А. Мишарина и др. (1975), "однотипность поля напряжений, особенно высокая в центральной части Байкальской рифтовой зоны, ослабевает на ее флангах" (с. 21). При едином для всей рифтовой зоны механизме образования следует допустить различную степень тектонического развития ее флангов. Поскольку структурный план континентальных рифтовых зон контролирует сетка разломов, рассмотрим тектонические особенности флангов Байкальской рифтовой зоны, особенно с точки зрения специфики разломной тектоники.

Среди многочисленной по морфогенетической классификации гаммы разрывов Байкальской рифтовой зоны значительное место занимают дизъюнктивы с горизонтальной компонентой смещения. Ее направление — левостороннее или правостороннее — определяется угловыми соотношениями между ориентировкой горизонтальных растягивающих напряжений в земной коре и простиранием дорифтовых (докайнозойских) глубинных и региональных разломов (Шерман, 1971). Сдвиговая составляющая наиболее отчетливо выражена у разломов субширотной ориентировки, расположенных на дистальных окончаниях рифтовой зоны (Шерман, 1975). Более тщательное изучение отдельных фрагментов этих разломов и общий анализ парагенезов геолого-геоморфологических структур и сейсмической обстановки позволили уточнить некоторые представления о тектоническом развитии флангов рифтовой зоны и их связи с "обычными" разломами.

Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны контролируется сложной серией субширотных разломов (рис. 1). Они образуют подвижный ослабленный пояс земной коры шириной до первых десятков километров. Наиболее представительные из разломов этого фланга — Северо-Муйский, Южно-Муйский, Кодарский, Токкинский и др. Для характеристики Северо-Муйского и Южно-Муйского разломов были сделаны детальные геологические разрезы.

Северо-Муйский разлом представляет собой крупную субширотную дизъюнктивную зону с длительной докайнозойской историей развития. Ее длина превышает 200 км, мощность полосы дробления — около 1 км. Южная граница этой древней зоны обновлена в кайнозое сбросо-сдвиговым смещением, проходящим по южному подножию Северо-Муйского хребта. Оно представлено тремя уступами, хорошо выраженными геоморфологически. Сдвиговая компонента картируется по смещению докайнозойских пегматитовых жил и дайковых тел основного и ультраосновного составов. Проведенный анализ тектонической трещиноватости подтвердил активные в кайнозое левосторонние сбросо-сдвиговые смещения. Петля р. Витим при врезании ее в Северо-Муйский хребет и резкое изменение наклона русла, вызвавшее появление хорошо известного Парамского порога, — следствие еще не закончившихся сдвиго-сбросовых движений по Северо-Муйскому разлому. На смещение русла р. Витим, связанное левостороннему сдвигу с амплитудой около 15 км, обратил внимание и В.В. Ламакин (1968).

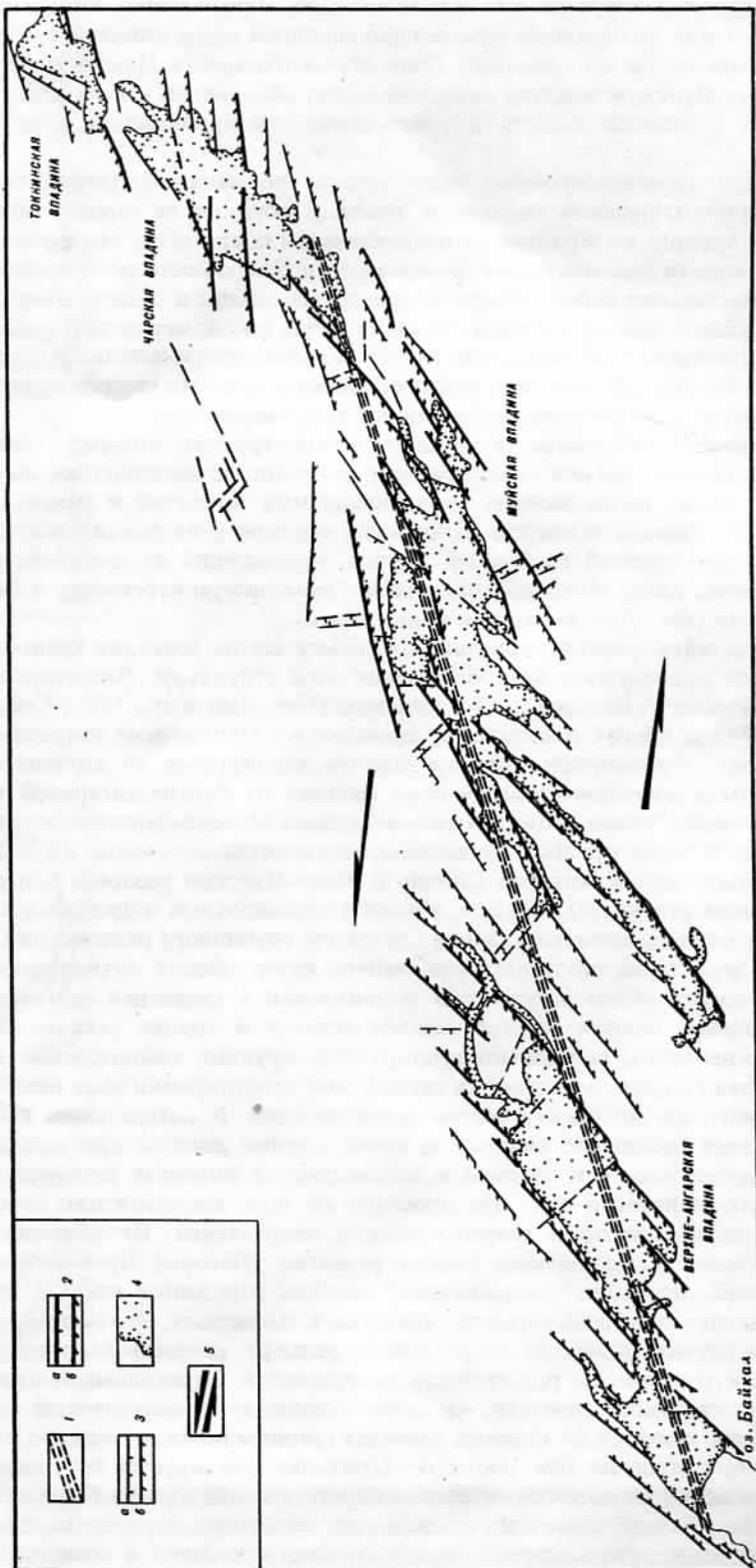


Рис. 1. Строение Муйско-Чарского трансформного разлома

1 — ось трансформного разлома, 2 — генеральные глубинные сбросы (a) и сбросо-сдвиги (б); 3 — региональные сбросы (a) и сбросо-сдвиги (б); 4 — кайнозойские впадины, 5 — направление движения блоков

По анализу аналогичного комплекса геологических признаков Южно-Муйский разлом также классифицируется как левосторонний сбросо-сдвиг. Характерно, что следы самой юной активизации разлома фиксируются вдоль северной границы его полосы дробления, т.е. по подножию Южно-Муйского хребта. Иными словами, у ограничивающих Муйскую впадину разломов следы обновления четче проявлены у примыкающих к впадине блоков и усиливаются при приближении к центру впадины.

Авторами были проанализированы более мелкие по масштабу региональные и локальные разломы Муйской впадины и, главным образом, ее горного обрамления. Наиболее хорошо выдержаны по направлению и постоянству морфогенетической принадлежности дизъюнктивы субширотного и северо-восточного простирания. Первые представляют собой левосторонние сбросо-сдвиги и сдвиги, вторые — правосторонние сбросо-сдвиги и сбросы. Менее строгую закономерность в стабильности морфогенетической классификации имеют разломы северо-западного простирания. Заметим, что вся современная гидросеть района со всеми своими осложнениями контролируется дизъюнктивами названных трех направлений.

По общему анализу интенсивности дизъюнктивных структур, которая увеличивается к центру впадин, оценке геологической ситуации, характеристике аномалий магнитного поля, расположению внутривпадинных поднятий и некоторым другим признакам (анализ характера накопления осадков и их мощностей) есть основания наметить крупный глубинный разлом, проходящий от среднего течения р. Муякан через центр Муйской впадины на Сьюльбанскую перемычку и далее в Чарскую впадину (рис. 2 см. вкладку в конце книги).

Такая интерпретация фактов вероятна, поскольку следы недавних сдвиговых подвижек хорошо картируются на продолжении этой структуры. Левосторонние сдвиги зафиксированы на Кодарском, Токкинском (Николаев и др., 1975; Сейсмо-тектоника..., 1968) и других разломах, продолжающих в восточном направлении описываемую зону. Фрагментарно разлом хорошо картируется по аэровизуальным наблюдениям и дистанционным снимкам, начиная от Верхне-Ангарской впадины до Токкинской. Разлом, который можно назвать Муйско-Чарским, характеризует осевую часть очень крупной — возможно, континентального масштаба — зоны дробления, по отношению к которой Северо- и Южно-Муйский разломы — параллельные оперяющие структуры. Характеризуемый субширотный подвижный пояс продолжается на восток, сливается с зоной Станового глубинного разлома, для которого уже не характерна столь высокая степень кайнозойской активизации, и сдвиговая компонента резко затухает. О подвижности и смещении разграничиваемых ослабленным поясом блоков свидетельствует и группа региональных признаков. Прежде всего, поясом контролируются крупные кайнозойские впадины. Их рифтовая природа осложняется спецификой ориентировки поля напряжений, определяемого по механизму очагов землетрясений. К латеральным границам пояса тяготеют небольшие впадины и антецедентные долины крупных рек, имеющие северо-восточное простирание и использующие типичные региональные разломы раздвиго-сдвигового типа. По простиранию пояс сопровождаются небольшими хребты меридионального и северо-западного направлений. Их образование связано с собственно кайнозойским этапом развития (Нагорья Прибайкалья..., 1974) и, возможно, отражает "сморщивание" верхних горизонтов коры в зонах сжатия, возникающих при левосторонних сдвиговых смещениях. Это подтверждается и анализом других элементов современного рельефа: смещением русел рек, разновозрастных и генетически родственных поверхностей выравнивания, отдельных фрагментов крупных депрессий, частично заходящих в ослабленный пояс.

Дешифрирование снимков из космоса уточняет границы пояса, детали его ограничений, внутреннее строение (см. рис. 2, Б). Отчетливо фиксируется повышенная раздробленность коры, ориентировка региональных трещин отрыва и разломов раздвигового типа. В этой части Байкальской рифтовой зоны по основным морфотектоническим структурам заметно резкое отличие северного и южного блоков, разграничиваемых поясом. На концах пояса четко видны результаты трансформации сдвиговых смещений. Южный блок с запада ограничивается Северо-

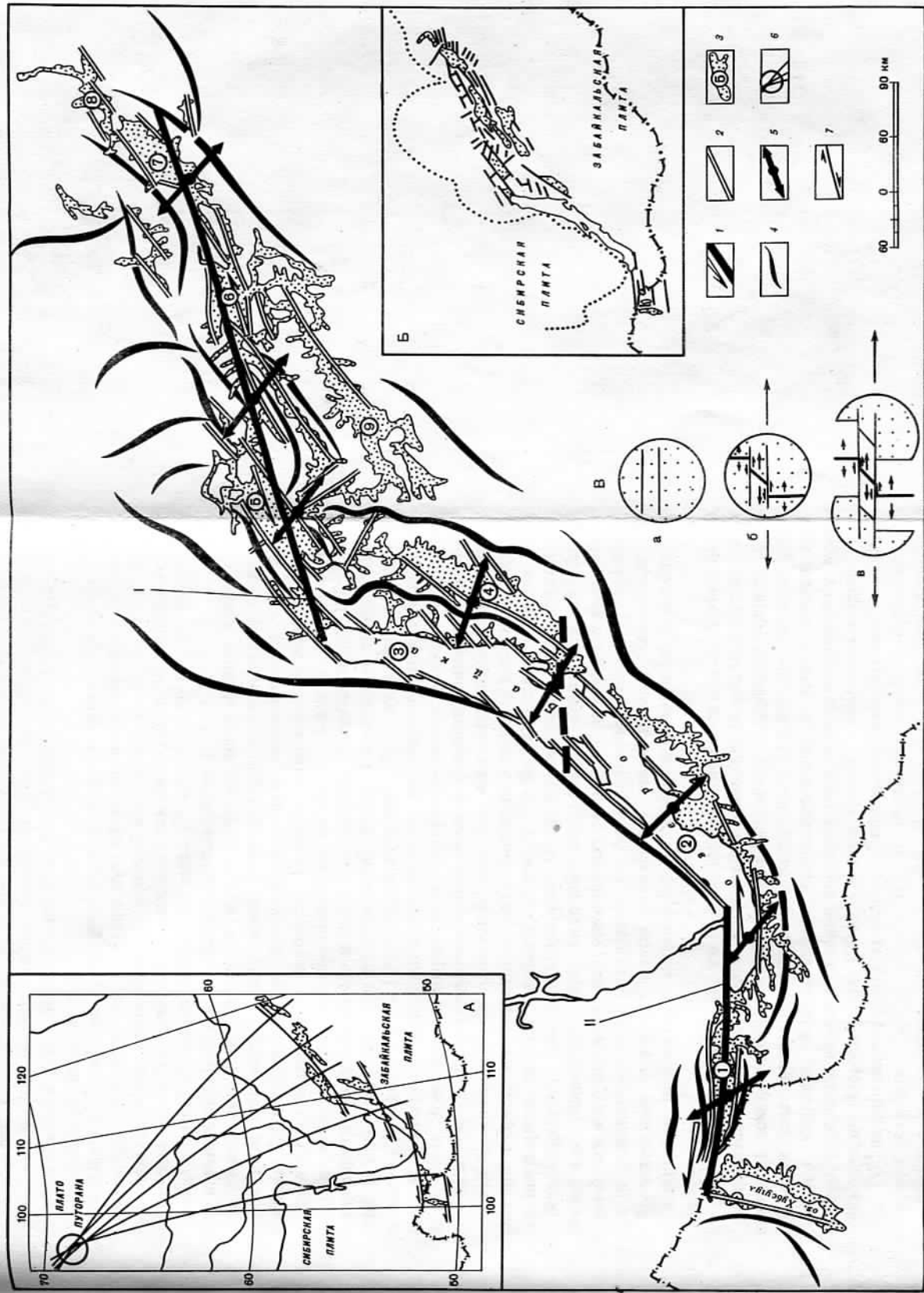


Рис. 2. Схема главных неструктурных элементов Байкальской рифтовой зоны
 1 — трансформные разломы (I — Муйско-Чарский, II — Тункинский) и направления смещения блоков; 2 — основные глубинные и региональные разломы, активизированные в кайнозое; 3 — рифтовые впадины (цифры на схеме: 1 — Тункинская; 2 — Южно-Байкальская, 3 — Северо-Байкальская, 4 — Баргузинская, 5 — Верхне-Ангарская, 6 — Муйская, 7 — Чарская, 8 — Токтинская, 9 — Ципа-Баунтовская); 4 — оси горных сооружений; 5 — векторы

главных растягивающих напряжений; 6 — полюс вращения; 7 — трансформные разломы

На врезках показано: А — сопоставление пространства трансформных разломов Байкальской рифтовой зоны с полюсом вращения (коническая проекция); Б — структура Байкальской рифтовой зоны по данным дешифрирования космоснимка; В — схема, иллюстрирующая три стадии разделения континента на две части при рифтообразовании

Байкальской рифтовой впадиной, а на востоке он упирается в диагонально расположенные отроги Каларского хребта. Северный блок на западе ограничивается Северо-Байкальским хребтом и сминает его, а на востоке он растягивает Чарскую и Токкинскую впадины.

Таким образом, основные геологические структуры на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны независимо от времени заложения испытывают существенное влияние кайнозойской активизации. Впадины, горные хребты и особенно разломы группируются в системы, закономерно ориентирующиеся по отношению к левостороннему движению масс. С этим хорошо согласуется ориентировка в очагах коровых землетрясений описываемого фланга.

Аналогичная ситуация отмечается и для юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 2). Собственно Тункинский разлом образует здесь одну из крупных структурных зон, предопределяющую геологические процессы и геоморфологические очертания местности. Геологическая история развития и кинематика движений его крыльев восстановлены по анализу комплекса структурных и геоморфологических признаков и подробно описаны (Шерман и др., 1973). Тункинский разлом протягивается по северному борту Тункинской группы впадин более чем на 200 км и состоит из отдельных кулис 25–30-километровой длины. Ширина тектонической зоны дробления разлома неодинакова и в среднем составляет 0,9 км. Зона разлома выражена в рельефе эскарпами, постепенно исчезающими к междувпадинным перемычкам. При анализе аэрофотоснимков и аэровизуальных наблюдениях довольно хорошо заметны многочисленные изгибы русел постоянных и временных водотоков, часть которых в зоне Тункинского разлома сложно искривлены по типу двойной сигмоиды. По большинству смещений русел сдвиг классифицируется как левосторонний. Изучение диаграмм трещиноватости и их анализ по упомянутой выше методике подтвердили левосторонний сбросо-сдвиговый характер движения по Тункинскому разлому. В многочисленных наблюдениях в обнажениях макросмещениях по региональным трещинам, параллельным Тункинскому разлому, всегда отмечались левосторонние сдвиговые или сбросо-сдвиговые подвижки с амплитудой от долей сантиметра до десятков сантиметров.

О кайнозойских подвижках, их воздействии на трещиноватость горных пород и об их согласованности с полями напряжений, фиксируемыми по анализу механизма очагов землетрясений, может свидетельствовать следующий пример. В западной части зона Тункинского разлома затрагивает Мондинские конгломераты неогенового возраста. Конгломераты сцементированы плотным песчаным материалом и разбиты двумя отчетливо выраженными системами сколовых тектонических трещин (Шерман и др., 1973). Система (рис. 3) с азимутом падения $335-340^{\circ}$, $\angle 90^{\circ}$ на плоскостях имеет заметные субгоризонтальные штрихи скольжения с азимутом падения 245° , $\angle 5-10^{\circ}$. В отдельных местах трещины системы срезают и смещают гальку на 0,5–1,0 см по типу левостороннего сбросо-сдвига с опусканием юго-восточного блока. Вторая система – с азимутом падения $235-245^{\circ}$, $\angle 90^{\circ}$ – развита также хорошо, но без заметных штрихов скольжения. Очень несложные построения с учетом вектора смещения по первой системе трещин позволяют вычислить положение оси S максимального сжатия, которая ориентирована на северо-восток $10-20^{\circ}$ с погружением на юго-запад $5-10^{\circ}$. Ось максимального растяжения ориентирована на юго-восток $100-110^{\circ}$ с погружением на юго-восток $5-10^{\circ}$. Нетрудно заметить, что обе главные оси – растяжения и сжатия – располагаются субгоризонтально и диагонально по отношению к основным структурам, в частности к наиболее крупному здесь Тункинскому разлому. Полученные векторы направлений осей сжатия и растяжения не противоречат данным сейсмологов об ориентировке напряжений в очагах землетрясений в этом районе. Их ориентировка в районе Тункинской и Мондинской рифтовых впадин, контролируемых Тункинским разломом, не является типичной рифтовой. Здесь, как и на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, главные напряжения субгоризонтальны и ориентированы с севера-запада на юго-восток (Мишина и др., 1975), т.е. диагонально к главным морфоструктурным элементам.

Таким образом, факты свидетельствуют о том, что в течение кайнозойского этапа для Тункинского разлома характерны левосторонние сдвиговые смещения. Разлом играет роль подвижного пояса, соединяющего Южно-Байкальскую котловину и оз. Хубсугул — типичные рифтовые впадины. Сдвиговые движения на его концах трансформируются в сдвиго-раздвиги, ограничивающие названные впадины. Это объясняет кажущееся затухание амплитуды горизонтального смещения на широтном продолжении Тункинского разлома в западном и восточном направлениях.

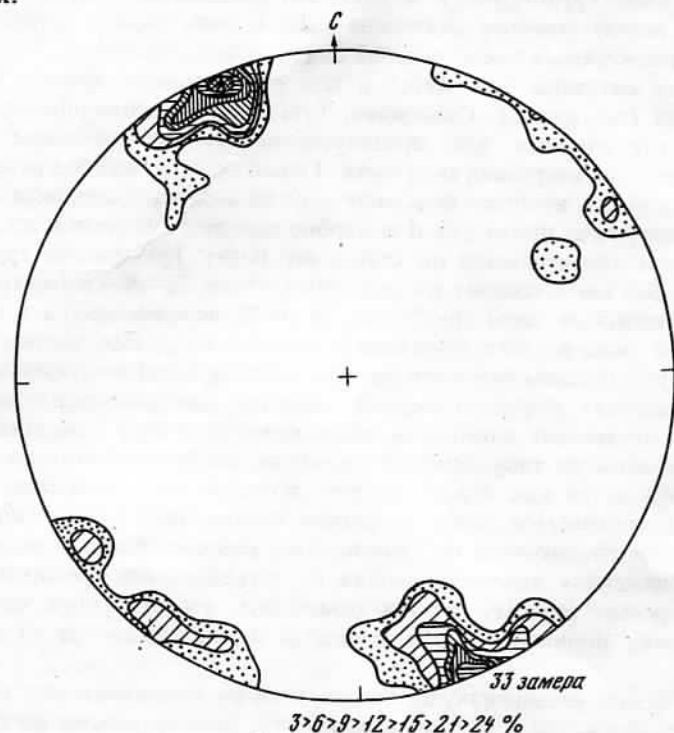


Рис. 3. Диаграмма трещиноватости в конгломератах четвертичного возраста (Мондинская впадина, юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны)

Изолинии проведены через 3—6—9—12—15—21—24%

Изложенные геолого-геоморфологические факты и сейсмологические материалы не позволяют относить субширотные звенья Байкальской рифтовой зоны — юго-западное Тункинское и северо-восточное Муйско-Чарское — к структурам, контролируемым истинными сдвигами или сбросо-сдвигами. Они отвечают основным признакам трансформных разломов в понимании Дж. Уилсона (Wilson, 1965), в том числе и интегрированному понятию "разлом", которое означает систему нескольких, тесно связанных между собой разломов. Принимая во внимание направление смещений и строение зон трансформации, Тункинский трансформный разлом можно классифицировать как левосторонний тип рифт—рифт, а Муйско-Чарский — как левосторонний типа рифт — горная дуга.

Итак, фланги Байкальской рифтовой зоны совпадают с границами внутриконтинентальных блоков литосферы (плиты Сибирской платформы и Забайкалья), смещающихся из-за процессов рифтогенеза в северо-западном и юго-восточном направлениях соответственно (рис. 4). Общая амплитуда смещения оценивается ориентировочно для Муйско-Чарского трансформного разлома в 15 км, Тункинского — 1,5 км. Формирование трансформных разломов и пространственно связанных с ними суходольных впадин, вероятно, происходило синхронно. Поэтому возраст активизации зон разломов будет соответствовать возрасту осадочного наполнения этих депрессий. Время кайнозойской активизации Тункинского раз-

лома, определенное на основании изучения кайнозойских отложений (Логачев, 1958, 1968), может восходить к началу миоцена. Сложнее обстоит дело с возрастом впадин, располагающихся на Муйско-Чарском трансформном разломе. До настоящего времени здесь не пробурено ни одной глубокой скважины. Поэтому датировать возраст этих структур можно лишь косвенно на основании статистической обработки геолого-геофизических данных. Результаты такого анализа показывают, что возможный возраст зарождения Верхне-Ангарской депрессии примерно соответствует возрасту Тункинской впадины, зарождение Муйской — поздний миоцен, Чарской — ранний плиоцен.

Таким образом, возраст активизации Тункинского и Муйско-Чарского разломов как трансформных можно определить как миоценовый. Время же заложения собственно Байкальской рифтовой впадины датируется эоценом — олигоценом. Такой разрыв во времени, вероятно, объясняется пластичными свойствами земной коры на ранней стадии рифтообразования и незначительным отставанием развития трансформных разломов от раздвижения собственно центральной части Байкальской рифтовой зоны, занятой акваторией Байкала. С этих позиций можно объяснить некоторые геолого-геофизические особенности флангов Байкальской рифтовой зоны, которые до сих пор казались неповторимыми, своеобразными.

Сложный J-образный структурный план Байкальской рифтовой зоны, отмечавшийся неоднократно (Флоренсов, 1970; Флоренсов, Логачев, 1975), предопределяется древними докайнозойскими разломами, вовлеченными в кайнозойскую активизацию на границах крупных плит, т.е. в зонах трансформных разломов. Их развитие послужило причиной, нарушившей прямолинейность распространения рифтогенных структурных форм.

Вторая особенность флангов — чрезвычайно широкое распространение локальных сдвигов. Они особенно развиты на межвпадинных перемычках и дробят коренные породы на блоки — параллелограммы самых различных размеров, стороны которых образованы региональными трещинами северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний. При этом локальные сдвиги северо-восточного и субширотного направлений развиты наиболее отчетливо и часто (особенно первые) образуют достаточно протяженные зоны горизонтального скольжения.

Третья особенность флангов — частое нарушение асимметрий, известной для впадин байкальского типа (Флоренсов, 1970). Типичная асимметрия характерна для впадин оз. Байкал и Баргузинской. Она хорошо выражена и у Тункинской впадины — главной на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Эта тенденция не сохраняется в Муяканской, Муйской, Чарской и Токкинской впадинах. В структурном отношении они представляют собой практически симметричные грабены.

Четвертая особенность флангов — определенная закономерность в расположении впадин разной величины: наиболее крупные впадины располагаются в центре фланга, примерно на равном удалении от его концов. Так, на юго-западном фланге своеобразным центром является Тункинская впадина — наиболее глубокая, самая протяженная и широкая, а на северо-восточном — Муйская впадина.

Наконец, следует отметить еще одну серьезную характерную черту флангов — относительно активную вулканическую деятельность. На юго-западном фланге вулканические аппараты располагаются широким ореолом, распространяясь от центра Тункинской впадины на запад — в Мондинскую. Преимущественно же они тяготеют к южным "плечам" обрамления. На северо-восточном фланге вулканическая деятельность сконцентрирована главным образом в хребтах Удокан и Калар — южном горном обрамлении Чарской впадины. Следы вулканической деятельности на земной поверхности в центральной части Байкальской рифтовой зоны пока не закартированы в таком объеме. Несомненно, что трансформные разломы, как структуры, "секущие" полный разрез земной коры и заходящие в верхнюю мантию, играют существенную роль в качестве структурного фактора контроля вулканизма. Смещение центров вулканизма на северо-восточном фланге к югу от "оси" трансформного разлома, скорее всего, отражает крутое падение зоны дробления на юг в сторону Забайкальской плиты.

Один из обязательных критериев рифтовых зон (вместе с повышенной сейсмической активностью) — фиксируемая по механизму очагов землетрясений субгоризонтальная и перпендикулярная основным структурам ориентировка растягивающих напряжений. На флангах Байкальской рифтовой зоны, как уже отмечалось, они располагаются под острым углом к кайнозойским структурам, хотя и сохраняют общее северо-запад — юго-восточное региональное растяжение. Нетипичная рифтовая ориентировка напряжений в очагах землетрясений на дистальных окончаниях Байкальской рифтовой зоны оставалась загадкой для сейсмологов, во всяком случае пока никак ими не объяснялась. В то же время эти факты хорошо согласуются с данными Л. Сайкса (Sykes, 1967) и Б. Айзекса (Isacks *et al.*, 1968) об ориентировке главных напряжений в очагах землетрясений в зонах трансформных разломов. Они с сейсмологических позиций подтверждают закономерность выделений на флангах Байкальской рифтовой зоны трансформных разломов, наличие которых, в свою очередь, объясняет причины вращения двух других главных осей напряжений.

Важная характеристика сейсмической активности — распределение очагов крупных землетрясений (рис. 5). В Байкальской рифтовой зоне самые крупные землетрясения ($M \geq 6\frac{1}{2}$) тяготеют к ее флангам, причем наиболее сейсмически активный среди них — северо-восточный. Очевидно, что различие в магнитудах и относительно повышенная частота сильных землетрясений связаны с зоной контакта блоков коры, перемещающихся один относительно другого вдоль зоны трансформного разлома. По степени сейсмической сотрясаемости фланги Байкальской рифтовой зоны не уступают ее центральной части. Заметим также, что сейсмическая активность на флангах пространственно ограничена или участком трассы разлома, заключенным между двумя рифтовыми впадинами (Тункинский трансформный разлом), или рифтовой впадиной и гребнем хребта (Муйско-Чарский трансформный разлом).

Характерная особенность флангов — несколько увеличенная мощность коры. Если под экваторией Байкала в Южно-Байкальской впадине кора утоняется до 35 км (Крылов и др., 1976), то на флангах ее мощность превышает 40 км. Хотя тенденция утонения коры под рифтовой зоной будто бы и не нарушается, ее реализация на флангах выглядит наименее убедительно. Относительно увеличенная мощность коры, и следовательно ее прочность, в сочетании с косо ориентировкой растягивающих напряжений объясняют дополнительные причины зарождения на флангах наиболее сильных землетрясений.

Наблюдаемая вдоль флангов сейсмическая активность приурочена к верхним 35 км земной коры, и главным образом к интервалу 5–12 км (Голенецкий и др., 1972). Поэтому в этих районах на глубинах около 35 км, а скорее всего еще ближе к поверхности, должна существовать зона пластических деформаций, для которой не характерна высокая сейсмическая активность. Ослабление сейсмической активности с глубиной соответствует увеличению пластической компоненты относительно упругой и согласуется с расчетными данными (Шерман, 1977).

Взгляд на фланги Байкальской рифтовой зоны, как на трансформные разломы, естественно, должен согласовываться и с некоторыми общеглобальными тектоническими построениями. В частности, для ряда других районов мира определены единые центры вращения (полюса раскрытия), движение блоков вокруг которых и вызывает образование конкретной группы трансформных разломов (Morgan, 1968).

Определение полюса раскрытия для Байкальской рифтовой зоны показало, что ее раздвижение и смещения на флангах по трансформным разломам обеспечиваются относительным движением ограничивающих рифтовую зону плит вокруг центра, расположенного в пределах Путоранского свода (см. рис. 2). Интересно отметить, что полюс раскрытия для Байкальской рифтовой зоны совпадает с аналогичным полюсом для Восточно-Африканской рифтовой системы, определенным тем же способом. Возможность использования концепции глобальной геометрии (Morgan, 1968; Le Pichon, 1968) в Байкальской рифтовой зоне — еще одно доказательство соответствия классификации субширотных подвижных поясов на ее

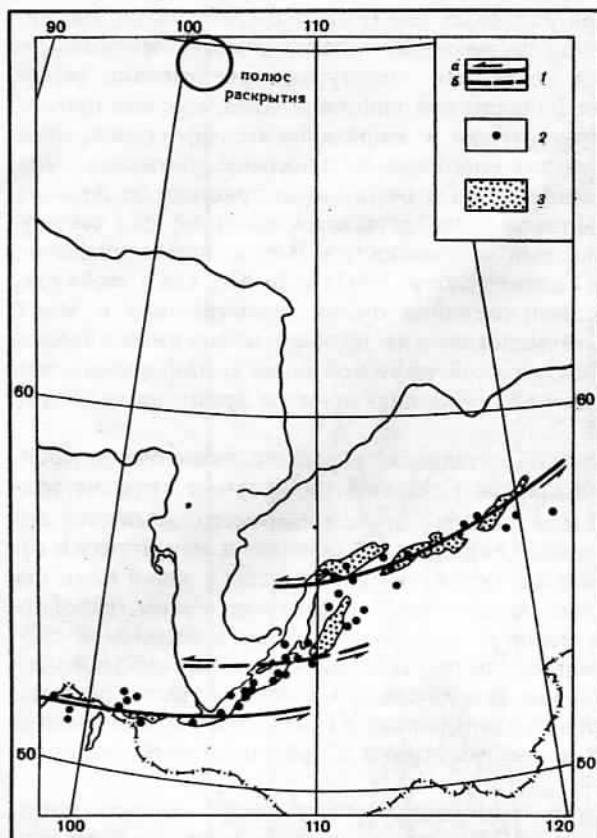


Рис. 5. Размещение эпицентров крупных землетрясений в Байкальской рифтовой зоне

1 — трансформные разломы: установленные (а), предполагаемые (б); 2 — эпицентры землетрясений; 3 — кайнозойские впадины

флангах — Муйско-Чарского и Тункинского — как трансформных разломов. Наконец, анализ палеомагнитных, палеоклиматических и собственно геологических данных, проведенный П.Н. Кропоткиным (1972; Kropotkin, 1971), свидетельствует о вероятном в течение юры, мела и кайнозоя смещении на восток Китайской платформы с припаянными к ней Монголией и Забайкальем, сопровождавшемся возникновением широтных левосторонних сдвигов. Изложению близки представления П. Молнара и П. Тапонье (Molnar, Tapponnier, 1975), Ш. Даз и Дж. Филсона (Das, Filson, 1975) и др., базирующиеся на других, главным образом сейсмологических, данных. Таким образом, левосторонние движения по трансформным разломам в Байкальской рифтовой зоне увязываются с более широкими геотектоническими построениями.

Итак, Байкальская рифтовая зона по структурному строению принципиально не отличается от других континентальных (Казьмин, 1976; Милановский, 1976; Freund, 1974) и океанических (Sykes, 1967; Isacks et al., 1968; и др.) рифтовых зон, для которых наличие трансформных разломов не оспаривается. Однако взаимодействие блоков литосферы во внутриконтинентальных рифтовых зонах значительно сложнее, проявляется не столь отчетливо и устанавливается труднее. Может быть, это — одна из причин, не позволивших до самого последнего времени, пока не были закартированы крупные сдвиги, выделять в континентальных рифтовых зонах трансформные разломы.

Новое представление о структуре флангов Байкальской рифтовой зоны не решает всех вопросов. Более того, оно требует дополнительной проработки на новом уровне ряда проблем. К их числу, прежде всего, необходимо отнести: 1) изучение горизонтальных движений земной коры методами высокоточной геодезической съемки и оценку скорости горизонтальных перемещений; 2) изучение микроземлетрясений для понимания характера медленных движений земной коры и ее деформации; 3) дифференцированный анализ полей напряжений для землетрясений разной магнитуды и глубины очага, определение плоскостей скольжения в очагах сейсмических методами и оценку амплитуд смещения по активным разломам с использованием сейсмического момента; 4) повторный детальный анализ магнитного, гравитационного и теплового полей; 5) корреляцию скорости неотектонических движений, градиентов рельефа и карт плотности активных разломов с сейсмичностью для выработки критериев прогноза землетрясений; 6) изучение амплитуд смещений в палеосейсмодислокациях и анализ палеомагнитуд землетрясений.

Являясь границами активно развивающегося раздела двух крупных континентальных блоков, трансформные разломы определяют контуры областей с различным дальнейшим геологическим развитием. Они дают ключ к пониманию сложной геологической структуры территорий, закончивших свое активное геологическое развитие, и возможность предсказать на геологически обозримое время тенденцию геологического развития примыкающего к ним региона. Последнее важно при геотектоническом районировании. Изучение трансформных разломов континентальной земной коры — задача ближайшего будущего.

АБСТРАКТ

The faults of the Baikal Rift Zone are subject to an analysis. A considerable distribution of left-side shifts merits consideration. The analysis of geomorphological forms and physical fields is followed by a conclusion about the occurrence of transformational faults at the flanks of the Baikal Rift Zone. Seismicity of the flanks and orientation of the tension vectors at earthquake foci agree well with the character of movements of the lithosphere blocks separating transformational faults.

ЛИТЕРАТУРА

- Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В., Букина К.И., Первалова Г.И., Третьяк Э.А., Фомина Е.В., Анисимова Л.В., Леонтьева Л.Р., Солоненко Н.В., Масальский О.К. Обзор сейсмичности Прибайкалья за 1968 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М., "Наука", 1972, с. 107–123.
- Казьмин В.Г. Типы трансформных разломов и условия их образования. — В кн.: Разломы земной коры. М., Междувед. тектон. ком., 1976, с. 28–30.
- Кропоткин П.Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., "Наука", 1972, с. 51–68.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Пузырев Н.Н., Селезнев В.С. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне. — В кн.: Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири. Новосибирск, ИГ и Г СО АН СССР, 1976, с. 45–62.
- Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М., "Наука", 1968.
- Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 18–29.
- Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 72–101.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., "Недра", 1976.
- Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., "Наука", 1967.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 9–21.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. Под ред. Н.А. Логачева. М., "Наука", 1974.
- Николаев В.В., Солоненко В.П., Хилько С.Д. Эволюция рифтового процесса на северо-востоке Байкальской зоны. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 120–130.
- Рогожина В.А. О строении верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и примыкающими к ней территориями. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, Междувед. геофиз. ком., 1975, с. 64–66.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1968.
- Флоренсов Н.А. Рифты Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя Мантия, № 7. М., "Наука", 1970, с. 146–150.
- Флоренсов Н.А., Логачев Н.А. К проблеме Байкальского рифта. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 70–80.
- Шерман С.И. Основные этапы развития и механизм образования Байкальской рифтовой зоны. Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР, Иркутск, 1971, т. 68, с. 40–56.
- Шерман С.И. Динамика развития разломов Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, Междувед. геофиз. ком., 1975, с. 36–37.
- Шерман С.И. Физические закономерности формирования разломов земной коры. Новосибирск, "Наука", 1977.

- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П.* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Das S.H., Filson J.* On the tectonics of Asia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, N 2, p. 241–253.
- Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults. — *Tectonophysics*, 1974, v. 21, N 1/2, p. 93–134.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18, p. 5855–5899.
- Кропоткин П.Н.* Eurasia as a composite continent. — *Tectonophysics*, 1971, v. 12, N 3, p. 261–266.
- Le Pichon X.* Sea floor spreading and continental drift. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 12, p. 3661–3697.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. — *Science*, 1975, v. 189, N 8, p. 419–426.
- Morgan J.W.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 6, p. 1959–1982.
- Sykes L.R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic Ridges. — *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, p. 2131–2153.
- Wilson G.T.* A new class of faults and their bearing on continental drift. — *Nature*, 1965, N 4995, p. 343–347.