**С.И. Шерман**

**МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ[[1]](#footnote-1)\***

Два новых геологических факта дали основание вновь вернуться к вопросу, вынесенному в название статьи. Главные разломы Байкаль­ской рифтовой зоны, как правило, ограничивающие впадины с одной стороны, не являются идеальными сбросами. В них всегда присутствует сдвиговая компонента, причем тип сдвига тесно связан с ориентировкой разрыва. В юго-западной части Байкальской рифтовой зоны, в Тункинских гольцах, В.В. Ружичем, С.И. Шерманом и С.И. Тарасевич уста­новлены постсреднемиоценовые надвиги, образование которых происхо­дило в одну из стадий развития рифта. Ни одна из общепринятых в на­стоящее время гипотез о происхождении Байкальской рифтовой зоны не дает прямого объяснения зафиксированных фактов.

Очень важно обратить внимание на неоднократно отмечаемую Н.А. Флоренсовым (1954, 1960, 1964, 1965, Florensov N.А., 1969) роль разломов в формировании впадин байкальского типа. Разломы в соче­тании с пластическими изгибами фундамента - как проявление сложных неотектонических процессов (Флоренсов Н.А., Замараев С.М., 1968) - имеет основное значение при образовании главных рифтовых структур. Ю.А. Зорин (1966), М.Е. Артемьев и Е.В. Артюшков (1968) показали, что вздымание свода в кайнозое не могло обусловить ту величину рас­тяжения (ширину открытых полостей), которая необходима для развития грабенов, соизмеримых по величине и амплитуде со впадинами бай­кальского типа.

Эксперименты по моделированию Байкальского свода (Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., 1967) впервые смогли показать необходимость приложения сдвиговых напряжений к модели для воссоздания ее большего подобия с природной геологической картиной, и эта сторона опыта согласуется с наблюдениями сдвигов в различных местах При­байкалья (Солоненко В.П. и др., 1968, Шерман С.И., 1967, 1970).

Кратко суммируем в тезисной форме ключевые позиции строения рифтовой зоны, формирование которых должно найти отражение в об­щей схеме механизма образования.

1. Байкальская рифтовая зона состоит из ряда отрезков (звеньев) широтного, меридионального и северо-восточного простирания, разде­ленных перемычками,

2. В свою очередь, каждое из звеньев рифтовой зоны образовано группой впадин, также разделенных перемычками.

Впадины ограничены с одной стороны древними разломами, обнов­ленными в этап рифтогенеза. Знаки движения по разломам в дорифтовый этап развития и собственно рифтогенный не идентичны. Для рифтового периода генетический тип главной разрывной структуры класси­фицируется как сдвиго-сброс.

3. Близко к латеральным границам звена, по крайней мере очень отчетливо с одной стороны, в юго-западном Прибайкалье развиваются надвиги, возраст которых не выходит за границы рифтогенного периода.

4. Каждое из отдельно взятых звеньев (отрезков) рифтовой зоны располагается вдоль осевой линии соответствующего сводового под­нятия.

5. Базальтовый магматизм отчетливо развит в юго-западной (Тункинская впадина) н северо-восточной (Чарская впадина) частях рифта. Только эти фланги насыщены вулканогенными образованиями. Вероят­но, базальтовый вулканизм и рифтогенез имеют, по крайней мере в зоне Байкальского рифта, парагенетическую связь (Флоренсов Н.А. и др., 1968).

6. Для рифтовых зон характерны специфические аномалии геофи­зических полей.

Собственно акватория оз. Байкал проявляется минимумом при всех редукциях гравиметрических данных (Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. 1968).

По мнению Ю.А. Зорина (1970), низкий гравитационный потен­циал из-за малой плотности осадочных отложений впадин компенси­руется «антикорнем», подъемом слоя корово-мантийной смеси, что в общей сложности создает утонение коры под рифтовой зоной. Энергети­ческим источником растяжения является конвективное течение в верх­ней мантии. Конвекционный поток располагается в пределах астеносферного слоя и его горизонтальный вектор направлен в сторону Забай­калья (Зорин Ю.А., 1970). Этим Ю.А. Зорин объясняет сглаживание восточных и юго-восточных склонов «антикорней», что, в силу стрем­ления к равновесию, н обуславливает известную асимметричность круп­ных впадин зоны.

Геотемпературное поле Байкальской рифтовой системы изучено крайне неравномерно. Надежную характеристику можно дать только для наиболее глубокой Тункинской впадины, в которой пробурены две глу­бокие опорные скважины и проведен в них термокаротаж. В осадочной толще геотермический градиент изменяется от 2,56 до 5,26°С/100 м; Ориентировочная плотность теплового потока изменяется от 0,048 до 0,102 ккал/м2 час. Это несколько ниже, чем значение потока во впадине оз. Байкал (Любимова Е.А., Шерягин В.А., 1966), хотя и не выходит за минимальные границы типичных для рифтовых зон аномальных ве­личин. Более того, средний тепловой поток на оз. Байкал с учетом по­правок составляет 2,8·10-6 ккал/см2сек (Любимова Е. А., 1968), или 0,101 ккал/м2час, т.е. совпадает с тепловым потоком по зоне разломов в Тункинской впадине. Распределение температур в кайнозойском чехле рифтовых впадин в значительной степени зависит от литологического состава выполняющих их отложений (Лысак С.В., 1968) и сказывается на вариациях геотермического градиента.

Исследования В.П. Горностаева (1970) методом магнито-теллурического зондирования Байкальской рифтовой зоны и сопредельных тер­риторий дали глубины залегания кровли слоя повышенной элeктропроводности под Сибирской платформой около 120 км, под краевым про­гибом на границе с Западным Прибайкальем — 40 км, под рифтовой зоной в районе акватории Байкала — 10—20 км, в Забайкалье — 60— 70 км. Можно полагать, что существование проводящего слоя обуслов­лено разогревом вещества верхней мантии, и ею приближение к земной поверхности коррелируется с повышением теплового потока (Владими­ров Б.М. и др., 1969).

Наконец, важные сведения для воссоздания картины образования рифтовой зоны может дать анализ сейсмического режима и особенно данные об ориентировке напряжений в очагах землетрясений. Рассмат­риваемая нами территория относится к областям с высокой сейсмиче­ской активностью (Солоненко В.П., 1959), что не выделяет ее особо от других рифтовых зон. Изучение же ориентировки напряжений в очагах землетрясений возводит ее в ранг структур со специфическим раз­витием.

На территории от Убсунур-Тесхемской впадины на западе до Ста­нового хребта на востоке отчетливо выделяются две зоны, в одной из которых горизонтально ориентированными и перпендикулярными струк­турам оказываются растягивающие напряжения и близкими к верти­кальным— сжимающие, тогда как в другой — горизонтально ориенти­рованы сжимающие напряжения при вертикальных растягивающих (Мишарина Л.А., 1967). Первая из названных зон простирается от Тункинской впадины на западе до Станового хребта на северо-востоке, вторая — от восточных отрогов Туранской перемычки до Убсунур-Тесхемской впадины. Часто направление растягивающих и сжимающих на­пряжений составляет с горизонтальной плоскостью углы, не превышаю­щие 40°. Особенно это характерно для района окрестностей Туранской перемычки, в пределах которой горизонтальные растягивающие на­пряжения сменяются горизонтальными сжимающими. Переход от на­пряжений одной пространственной ориентировки к напряжениям другой происходит на относительно узком интервале и тяготеет к 102—103° вос­точной долготы (Мишарина Л.А., 1967). Напомним читателю, что зона смены ориентировки напряжений лежит на одном простирании с «ре­дукционными» структурами, установленными В.П. Солоненко (1959) в Северной Монголии.

Можно предположить, что смена ориентировки поля напряжений в юго-западной части Байкальской рифтовой системы является результа­том изменения генерального направления впадинообразующих разло­мов, которые «направляют» разрядку напряжений. Действительно, если следовать теоретической модели очагов землетрясений А.В. Введенской (1969), то процесс снятия напряжений при землетрясении начинается с пластического течения на небольшой площадке скольжения, совпа­дающей с плоскостью максимальных касательных напряжений. Посколь­ку ограничивающие впадины разломы существовали еще в «дорифтовый» этап, весьма велика вероятность разрядки напряжений и образо­вания повторных сколов по уже имеющимся «дефектам» в структуре коры. Однако, хорошо известно, что абсолютное большинство эпицент­ров землетрясений в Байкальской рифтовой зоне тяготеет к впадинам и их центральным частям, реже они ложатся на краевые разломы риф­товой зоны. То же самое отмечено и Д. Л. Тобиным с соавторами (Tobin D.L. ant et., 1969) для рифтовой долины Кении. Поэтому искать причину изменения ориентировки поля напряжения в зависимости от генеральных структур, в частности разломов, на наш взгляд, нельзя, хотя трудно и не принимать во внимание отмеченный факт. Эпицентры землетрясений концентрируются неравномерно в центральных частях рифтовой зоны Если проанализировать карты землетрясений, приведен­ные в работе А.А. Трескова (1968), за 1962 или 1964 гг., или аналогич­ные схемы за другие годы, нетрудно заметить, что эпицентры земле­трясений образуют своеобразные гнездовые скопления, тяготеющие к центральной части выделенных выше отрезков (звеньев) рифтовой зо­ны. Для юго-западной части Байкальской рифтовой зоны таким центром служат окрестности Туранской перемычки, т.е. прилегающие к ней Хойтогольская, Туранская и западная окраины Тункинской впадины. В районе оз. Байкал эпицентры концентрируются между устьем р. Се­ленги и полуостровом Святой Нос, т.е. также в окрестностях межвпадинной перемычки, разделяющей Байкал на две котловины. Принимая во внимание выводы А.А. Трескова (1968) о постоянстве из года в год общей картины поля эпицентров для Байкальской рифтовой системы, можно полагать, что между плотностью эпицентров к современной тек­тонической активностью межвпадинных перемычек имеется тесная связь. Вероятно, она также является парагенетической, и объединяющим звеном здесь выступают внутренние разломы рифтовой зоны.

Средние глубины залегания гипоцентров землетрясения Прибай­калья варьируют в пределах от 0 до 25 м, тяготея к первой половине названного интервала.

Мощность земной коры в Байкальской рифтовой зоне изучена еще недостаточно полно, особенно если иметь в виду краевые части. Боль­шая часть сведений имеет прямое отношение к акватории оз. Байкал. (Гайский В.Н., 1950, Булмасов А.П., 1959, Галенецкий С.И., 1965, Беляевский Н.А. и др., 1967). В последние годы в области Байкальского рифта были проведены наблюдения с помощью станций «Земля» (Щербакова Б.Е. и др., 1969), а также глубинное сейсмическое зонди­рование (Крылов С.В. и др., 1970). По результатам первых из названных исследовании определена мощность земной коры в Усть-Селенгинской впадине на восточном берегу Байкала, равная 35 – 40 км (±3 км), а в области горных сооружений Хамар-Дабана – 43 – 55 (±4) км. Материалами ГСЗ (Крылов С.В. и др., 1970) установлено аномально низ­кое значение скорости упругих волн в верхней мантии, равное в среднем 7,75 км/сек, что указывает на связь процессов рифтогенеза с аномаль­ным состоянием ее вещества. Мощность коры в области рифта по этим же данным равна 36 – 37 км и не отличается существенно от значений для южного района Сибирской платформы. По мнению авторов (Кры­лов С.В. и др., 1970), не подтверждаются предположения, высказанные на основании гравитационных материалов (Булмасов А.П., 1959; Зо­рин Ю.А., 1966), о существовании под Байкалом значительного по амплитуде «корня» или «антикорня» в рельефе подошвы земной коры. Участок Байкальской рифтовой зоны представляется в виде обособленного блока земной коры и верхней мантии, граничащего с переходным блоком Сибирской платформы по глубинному разлому, пронизываю­щему всю кору и уходящему в верхи мантии. Сама впадина оз. Байкал считается приуроченной к зоне глубинного разлома (Крылов С.В. и др., 1970).

Учитывая вышеизложенное, можно предположить, что мощность земной коры в районе юго-западной части рифтовой зоны лежит в пре­делах 40 – 50 км, т.е. соответствует общей тенденции утонения коры по сравнению с окружающей территорией. Более точные сведения, есте­ственно, смогут быть получены позже, при проведении здесь работ по ГСЗ.

Следует подчеркнуть, что граница М под Байкальской рифтовой зоной проводится по граничной скорости сейсмических волн, равной 7,75 км/сек. В то же время к северо-западу, под Сибирской платформой, граничная скорость для поверхности мантии составляет 8,1 км/сек (Крылов С.В. и др., 1970). Можно полагать, что под рифтовой зоной в целом располагается слой со скоростью распространения волн >6,4 <7,75 км/сек. Как известно, на существование такого слоя в земной коре впервые обратил внимание К.Л. Кук (Cook К.L., 1962), назвав его «смесью коры и мантии». Слой корово-мантиевой смеси характерен для участков земного шара, связанной с мировой рифтовой системой. По мнению К.Л. Кука, в активных тектонических районах слой корово - мантиевой смеси более тесно связан с мантией, чем с корой, хотя воз­можны и другие соотношения (Деменицкая Р.М., 1967). Наличие под Байкальской рифтовой зоной названного слоя можно считать установ­ленным фактом благодаря соответствующей для него скорости продоль­ных волн. Куда условно относить названный слой – к коре или к ман­тии – решить трудно. На сопредельной части Сибирской платформы хорошо отбивается граничная скорость продольных воли *V1* = 8,1 км/сек, т. е. тот условный скачок скоростей, по которому общепринято прово­дить границу М. Под рифтовой зоной более четко фиксируется граница резкого повышения скорости продольных волн до 7,75 км/сек, что и принимают за границу М (Крылов С.В., и др., 1970), считая, что под ней находится слой разуплотненной мантии (Зорин Ю.А., 1970, 1971). Мы не видим принципиальной разницы в том, куда будет условно отне­сен слои разуплотненного вещества – к области нижней части коры или верхов мантии, Правда, нельзя забывать, что эта условность приобре­тает принципиальное значение в дискуссии о существовании под рифтовыми зонами, в частности, под впадинами «корня» или «антикорня». Не взирая на эти относительные условности, очень важен для понимания механизма формирования и развития рифтовой зоны факт существова­ния под ними относительно разогретого и разуплотненного слоя веще­ства. Наиболее вероятно, что в начальные стадии развития рифтовой зоны этот слой больше связан с корой, в конечные – с мантией.

Приняв к сведению изложенные выше основные положения по де­талям строения поверхностной и внутренней частей рифтовой зоны, рассмотрим механизм ее образования.

Геологические доказательства зарождения рифтовых впадин определяются миоценом. Именно с этого периода или несколько раньше надо рассматривать историю развития рифтовой зоны. В верхах мантии под рифтовыми зонами формируется восходящий конвекционный поток. Общие причины конвекции и ее природа подробно обсуждены в работах Е.В. Артюшкова (1970), С.А. Ушакова и М.С. Красса (1969), Ван Беммелена (1970) и др. Принято считать, что глобальная система кон­векционных потоков в верхней мантии не остается неизменной и в гео­логическом масштабе времени подвергается перестройкам (Чемеков Ю.Ф., 1968). Поэтому развитие к предмиоценовому времени вос­ходящей конвекционной струи под рассматриваемыми нами зонами представляется вполне правомерным. Ниже мы вернемся к этому вопросу.

Восходящая конвекционная струя под будущими pифтoвыми зонами зарождается в пределах астеносферного слоя. В верхней мантии над восходящей струей появляется повышенный тепловой поток, который, в свою очередь, ведет к дополнительному разогреву здесь поверхности. Мохо и коры. Действие этого потока невелико, однако оно имеет громадное качественное значение.

Повышенный тепловой поток при сохранении неизменным коэффи­циента теплоотдачи ведет к разогреву линейно вытянутой толщи зем­ной коры. Разогрев земной коры вызывает ее разуплотнение с очень незначительным увеличением объема. Поскольку увеличение объема в земной коре за счет разуплотнения вещества может происходить только вверх, то на поверхности начинает расти практически незаметный свод. При самых оптимальных подсчетах, если принять мощность разуплот­няющейся земной коры равной 40 км, коэффициент объемного расши­рения пород равным 24·10-6 град-1 (Справочник.., 1970, λ, для грани­тов 24·10-6 град-1, для базальтов - 16,2·10-6 град-1) и среднее увеличение температуры, равное 300°, то максимальное увеличение или вздутие коры будет измеряться 288 метрами. Тепловое разуплотнение коры ведет к появлению термоупругих напряжений и образованию очень пологих изгибов и поднятий на поверхности Земли. Из-за различного теплового расширения и возможности конвекционного переноса тепла вдоль зон разломов более вероятно формирование отдельных мелких пологих изгибов и поднятий.

Исходя из предрифтовой геологической обстановки, последний слу­чай имел место в предыстории развития Байкальской рифтовой зоны, причем основную роль должны были играть линейно-вытянутые ослаб­ленные зоны глубинных разломов, контролирующие поведение конвекци­онной (максимальной) составляющей регионального теплового потока.

Действительно, к палеогеновому времени уже были сформированы основные структурные неоднородности верхней (!) части земной коры юга Восточной Сибири. В частности, очень отчетливо проявлялось влия­ние краевого шва Сибирской платформы (Замараев С.М., 1967), суще­ствование и деятельность которого в этот период можно рассматривать как своеобразный «дефект» массы в коре. Для рассматриваемых нами районов неоднородности в строении коры или, по крайней мере, ее верх­ней части определялись существованием Тункинского, Приморского, Баргузинского и др. разломов. В данном случае, не останавливаясь на причинах образования этих «дефектов», следует лишь определить их роль в заложении будущих рифтовых структур. Краевой шов в пределах центральной части рифтовой зоны, Тункинский разлом на ее юго-запад­ном окончании, ветвь разломов Станового шва в северо-восточной части, «редукционные» структуры (Солоненко В.П., 1959) в пределах северо­монгольской территории и, наконец, Хангайский разлом в районе Убсунур-Тесхемской впадины послужили теми первично-ослабленными зона­ми, которые явились путями для проникновения в верхние слои земной коры повышенного теплового потока.

Исходя из изложенного выше, мощности земной коры в настоящее время под Сибирской платформой и под зоной Байкальского рифта су­щественно не отличаются друг от друга. Рифт как структура в целом развивается на эпикаледонском (как минимум по верхней возрастной границе) фундаменте. Если в настоящее время, когда мы имеем отчетливо развитые рифтовые структуры, мощность земной коры здесь мало отличается от сопредельных территорий, то и в предрифтовый этап она вряд ли была другой. Различие между докембрийской Сибирской плат­формой и граничными с ней с юго-запада и юго-востока эпибайкальской и эпикаледонской областями завершенной складчатости заключалось в рассматриваемый период времени не в особенностях строения земной коры, а в верхней мантии. Уже тогда верхняя граница астеносферного слоя под платформой располагалась глубже, чем под сопредельными с юга территориями, как это следует из идеи Б.М. Владимирова и др. (1969).

Повышенный тепловой поток вдоль ослабленной зоны на границе разновозрастных геотектонических структур существовал и ранее, со времени заложения этих пограничных разломов. Однако его эффект был незначительным и, по-видимому, не сказывался на поверхностных струк­турах. К началу рифтообразованмя тепловой поток вдоль ослабленных зон существенно увеличился. Здесь определенную роль могли сыграть и внешние воздействия на Землю, в результате которых произошло обновление и «раздвигание» блоков континентальной коры (Пуч­ков В.Н., 1968), что увеличило тепловой поток за счет конвекционной составляющей. Могли иметь значение и процессы в верхней мантии, ведущие к образованию «тектоносфера» в понимании Ю.М. Шейнманна (1968). Вполне вероятно, что благоприятное сочетание первых и вторых в пространстве и во времени и привело в этой части земной коры в верх­ней мантии к обновлению ослабленных зон и повышению теплового потока.

Таковым нам представляется первый этап развития Байкальской рифтовой зоны. Его временный интервал был довольно значительным, поскольку разогрев земных недр —процесс чрезвычайно медленный. Он закончился, по крайней мере, в юго-западной части рифтовой зоны в олигоцене или самом раннем миоцене, создав в некоторых, наиболее глубоких прогибах максимальные условия для начала накопления оса­дочных толщ (рис. 1).

Прежде, чем перейти ко второму этапу развития рифтовой зоны, необходимо выяснить причину появления восходящей струи конвенцион­ного потока в астеносфере именно под расположенными над ними линейно-вытянутым и ослабленными зонами в земной коре. Как известно, этот вопрос в мировой литературе либо не обсуждается (Girdler R.W., 1963; Telford W.М., 1967) и др., либо не выходит за рамки общетеоре­тических рассуждений, без какой-либо привязки к конкретному региону и истории его геологического развития (Артюшков Е.В., 1970 и др.).

Как показано рядом исследователей (Павловский Е.В., 1962; Пав­ловский Е.В., Марков М.С., 1963; Шейнманн Ю.М., 1970), начиная с позднего архея и протерозоя в земной коре появляются линейно-вытя­нутые различно ориентированные зоны. Многие из них не прекращают своей активной деятельности в течение последующих эр развития Земли, являясь зонами типичных глубинных разломов в понимании А.В. Пейве (1945, 1956, 1960). Вдоль таких зон всегда наблюдаются геологические и геофизические аномалии, причем их характер зависит от смены знаков напряжений (Шерман С.И., 1966, 1969 а, б). В частно­сти интересующий нас тепловой поток вдоль зон глубинных разломов формируется за счет конвекционной и кондуктивной составляющих, причем генеральная роль принадлежит первой из названных. Если зона глубинного разлома в течение одного из геологических этапов развития попадает в условия сжатия земной коры, конвекционная составляющая теплового потока становится минимальной и, следовательно, минималь­ным становится и тепловой поток. «Остывание» и расход тепла с поверх­ности верхней мантии под такими зонами практически не отличается от пограничных провинций. Более того, здесь может происходить местный очень слабый разогрев земной коры благодаря выделению тепла при пластических деформациях, происходящих в средних и верхних горизон­тах земной коры. Если же зона глубинного разлома в процессе геологического развития попадает в условия регионального растяжения зем­ной коры, вдоль нее очень интенсивно увеличивается тепловой поток, главным образом его конвекционная составляющая. Такой относительно повышенный расход тепла из верхней мантии будет способствовать под­току тепла из более нижних горизонтов для установления равновесия. Последнее, в свою очередь, создает оптимальные условия для стацио­нарного состояния или даже развития конвекционного потока.

Таким образом, исходя из предпосылки существования относитель­но стационарных конвекционных течений в верхней мантии и астеносферном слое, мы полагаем, что имеющиеся в земной коре ослабленные линейно-вытянутые зоны и глубинные разломы определенным образом оказывают обратное влияние на верхнюю мантию и через нее на астеносферный слой и способствуют развитию конвекционной струи. В этом явлении причина (конвекционный поток) и следствие (повышенный теп­ловой поток через земную кору) очень тесно взаимосвязаны и влияют друг на друга.

Следовательно, появление восходящей струи конвекционного потока вызывает, в первую очередь, повышенный тепловой поток и разогрев коры, незначительное расширение и разуплотнение вещества верхней мантии и коры, зарождение очень пологих и небольших по амплитуде прогибов и поднятий.

Дальнейшая эволюция рифтовой зоны генетически связана с разви­тием конвекционного потока во времени. Вслед за В.В. Белоусовым (1966) можно полагать, что движение материала в кровле волновода отражается на поверхности Земли. Когда в процессе развития вершина восходящей волны легкого материала волновода проникает в самые верхние слои мантии, обладающие более высокой вязкостью, происходит изменение стационарного режима. Гравитационная и тепловая не­устойчивость в верхней мантии реализуется и компенсируется гораздо медленнее, чем в астеносферном слое. Может наступить момент, когда перетекание материала слоев, перекрывающих волновод, будет отста­вать от поднятия из волновода легкого материала. «Это обстоятельст­во,- пишет В.В. Белоусов (1966, стр. 35), - приводит к тому, что над восходящими волнами легкого материала земная кора будет приподни­маться, а над нисходящими - прогибаться, и, таким образом, движения в кровле волновода получат свое прямое отражение в форме волновых колебательных движений коры». Именно с такого момента, по нашему мнению, начинается второй этап в развитии рифтовой зоны. Восходящий конвекционный поток благодаря теперь уже гидравлическому действию поднимающейся струи вызывает поперечный изгиб коры и образование свода. По сравнению с мощным воздействием такой силы существующая гетерогенность коры не играет никакой роли, что и приводит к равно­мерному развитию свода. На поверхности земли вдоль оси свода или близко к ней в местах изгибов или других, где можно ожидать макси­мальную концентрацию локальных напряжений, закладываются или обновляются трещины отрыва, которые, по мере развития свода, удли­няются и превращаются в разломы, Подземной корой вначале вдоль осевой части свода, а позднее и шире происходит накопление более лег­кого вещества - корово-мантиевой смеси. Это легкое вещество, накап­ливаясь в зоне раздела Мохоровичича, вызывает, в свою очередь, изостатическое поднятие коры (Артюшков Е. В., 1970).

Таков на наш взгляд, главный механизм второго этапа в развитии рифтовой зоны. Он начался в миоцене. Одним из центров сводового развития явилась современная Тункинская котловина, где начали в осложненном трещиной (Тункинский разлом) первичном, домиоценовом прогибе накапливаться грубообломочные осадки.

В центральной части рифтовой зоны этот процесс мог начаться несколько раньше, а в краевых дистальных зонах скорее всего позднее, поскольку миоценовых осадков в основании их впадин пока не обнаружено.

К концу второго этапа свод достигает максимальной высоты, а подкоровый конвекционный поток по-прежнему увеличивается и происхо­дит «ускоренное» накопление корово-мантийной смеси.

Первый и второй этапы развития рифтовой зоны сопровождаются постоянным повышением температуры в нижних частях земной коры и в подкоровой зоне мантии. Последнее приводит к перемещению границы Мохоровичича вниз (Lovering J. F., 1958; Субботин С.И. и др., 1968], дополнительному увеличению вещества корово-мантийной смеси за счет перехода эклогитового материала, заключенного между исход­ным и новым положением поверхности Мохо, в фазу оливинового ба­зальта с уменьшением плотности и увеличением объема на 10% (Суб­ботин С. И. и др., 1968). За счет этого разуплотнения и достигается максимум в развитии свода. Новое, «стабильное» положение границы Мохо и венчает второй этап в развитии рифтовой зоны. Наступает вре­менное устойчивое равновесие между поверхностными и глубинными структурами: максимальное положение свода и минимально низкое - границы Мохо.

К этому же периоду относятся начальные фазы базальтового вулка­низма в Тункинской впадине. Механизм излияния целиком отвечает схе­ме, предложенной Н.А. Логачевым (1958, 1968 и др.). Магматизм, есте­ственно, не повсеместный, поскольку его проявления тесно связаны с формированием трещин растяжения, а последние, коль скоро они связа­ны с растяжением па своде, проникают неглубоко. Поэтому базальтовый вулканизм развивался в этот период только в тех местах, где трещины растяжения на своде совпадали с более древними разрывными структу­рами, раскрытию которых в самых нижних частях способствовало ло­кальное растяжение, возникающее над линзой корово-мантийной смеси. Последняя была, возможно, и источником излияний, поскольку базаль­ты иногда содержат перидотитовые модули (Киселев А.И., Медве­дев М.Е., 1969).

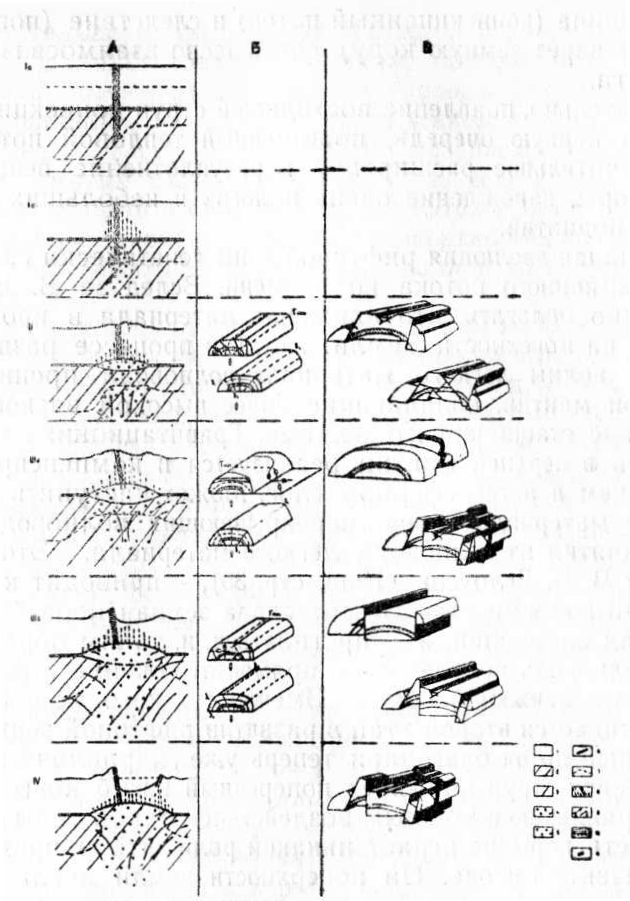


Рис. 1. Схема основных этапов развития Байкальской рифтовой зоны. А — схематическое изображение процессов в коре и верхней мантии; Б — ориентировка главных напряжений в различные этапы формирования складок поперечного изгиба (по М.В. Гзовскому, 1964); В—экспериментальное воспроизведение структур, обра­зующихся при соответствующей ориентировке деформирующих сил (по М.В. Гзовско­му). 1—кора; 2—верхняя мантия; 3 — астеносфера; 4 — корово-мантийная смесь; 5 — легкий материал мантии и астеносферного слоя; 6 —граница Мохоровичича; 7 — граница кровли астеносферного слоя; 8 —разломы: а —глубинные, б — крупные региональные; 9 —вектор движения потоков; а — тепловых в коре, б — конвекционных в мантии; 10 —ориентировка главных напряжений: а) растягивающих, *σ*; б) наиболь­шего сжатия, *σ3*; в) сколовых, *τ*; г) средних, *σ2*; 11 — направление главных деформирующих сил.

Развитие конвекции под формирующейся зоной приводит к посте­пенному поднятию кровли астеносферы и, естественно, уменьшению слоя верхней мантии между корой и астеносферой. Этому способствует и постоянно увеличивающаяся линза корово-мантийной смеси, и неослабляющиеся потоки легкого материала, способные, по мнению В.В. Белоусова (1966), «образовать сплошные вертикальные перемыч­ки, связывающие волновод с корой» (стр. 86). Когда достигается эта стадия, начинается третий этап в развитии зоны, который соответствует основному процессу рифтогенеза. По мере поднятия астеносферы умень­шается мощность расположенного над ней слоя верхней мантии. Увеличение мощности конвекционного потока и утонение прослоя мантии под корой ведет к увеличению скорости перемещения подкорового субстрата. В силу существования пластического трения между корой и вязкой дви­жущейся подкоровой массой в коре возникают напряжения, вектор ко­торых направлен в соответствии с движением расходящихся ветвей кон­векционного потока. Земная кора начинает растягиваться. В начальные стадии возникновения региональных растягивающих напряжений, дей­ствующих поперек оси свода, происходит его частичное «разгибание»[[2]](#footnote-2)1.

Механизм разгибания свода без анализа первопричины явления подробно был рассмотрен в свое время В.Н. Даниловичем (1960) для объяснения природы надвигов, располагающихся в периферических час­тях (подошвах) мезозойских сводовых поднятий юго-западного Забай­калья. По В.Н. Даниловичу (1960), образование надвигов связано с гравитационным оседанием выгиба свода, которое происходит из-за периодического прекращения активного роста (поперечного изгиба) свода. Источником «разгибания» и оседания кайнозойского свода может явиться начальная стадия растяжения коры, вызванная эволюцией только что рассмотренных процессов в подкоровом субстрате. При этих условиях растяжение поперек оси свода, существовавшее во время его активного роста, сменяется локальным сжатием, величина которого пропорциональна высоте и крутизне свода. На поверхности склонов, созданных выгибанием, происходят обратные скольжения (Данило­вич В.Н., 1960). Они-то и представляют в верхней половине изгибавшейся части земной коры смещения надвигового типа.

Одновременно с формированием надвигов образуются нормальные сбросы и раздвиги, т. е. типичные структуры, возникающие при растя­жении земной коры. По мере дальнейшего увеличения растяжения пре­кращается развитие надвигов и максимально развиваются собственно структуры рифтовые сбросы, раздвиги и впадины. Постепенно утоняет­ся кора, в ней образуется «шейка», происходит дальнейшее поднятие кровли астеносферного слоя, а на поверхности земли во всем своем ве­личии окончательно формируются рифтовые структуры. Именно в эту стадию – основную - третьего этапа развития рифтовой зоны разви­ваются те механические явления и процессы, которые великолепно и подробно рассмотрены Е.В. Автюшковым (1970), М.Е. Артемьевым и Е.В. Артюшковым (1968), Ю.А. Зориным (1970, 1971), Vening Meinisz (1950) и другими.

В течение третьего этапа, как и предшествовавшего, могут проис­ходить базальтовые излияния, поскольку термодинамическая обстановка весьма благоприятна. Необходимо, чтобы образующиеся или подновляю­щиеся трещины и разломы растяжения проникали до глубин возмож­ного магмообразования, т.е. в данном случае до корово-мантийной смеси. Вероятность магматизма в третий этап увеличивается из-за об­щего растрескивания и утонения коры.

Действительно, в рифтовой зоне наибольшая и по объему извер­жений, и по количеству известных вулканических аппаратов эффузивная деятельность зафиксирована в Тункинской впадине - наиболее глу­бокой из всех и разбитой ортогональной сетью внутренних разломов.

Можно выделить четвертый этап в развитии континентальных риф­товых структур, в частности Байкальской. Этап является заключитель­ным и не характерным для юго-западной части зоны. Вероятно, к его начальной стадии можно отнести центральную часть рассматриваемой рифтовой зоны в целом (район оз. Байкал). Для четвертого этапа раз­вития характерно дальнейшее утонение коры, образование второй пары оконтуриваюших рифтовые впадины сбросов и расширение границ впа­дин. Иными словами, в развитии рифтовой долины частично происходит описанный Венинг Мейнесом процесс дальнейшего прогиба блока коры и сочетании с его утонением. Деформация отвечает законам упруго-пластическои среды.

Возможно, самые начальные процессы этой стадии переживает и собственно Тункинская впадина, поскольку северные склоны ее южного обрамления нарушены очень молодым развивающимся сбросовым нару­шением.

В связи с продолжающимся поступлением вещества верхней мантии увеличивается объем и расплывание корово-мантийной смеси. Соответственно увеличивается средняя плотность этого слоя и уменьшается paзность в плотности с окружающей и подстилающей средой. Отсюда, более рельефно в отраженных и преломленных волнах фиксируется раздел кора-корово-мантийная смесь, который и интерпретируется как граница Мохо (Зорин Ю.А., 1970, 1971). Одновременно с увеличением объема корово-мантийной смеси ее кровля приближается к поверхности Земли.

Наконец, можно высказать общие соображения о следующем этапе в геологическом развитии рифтовых зон. Дальнейшее растяжение и уменьшение мощности коры (не принимая во внимание корово-мантийную смесь) постоянно будет замедляться. Материал волновода, как полагает В.В. Белоусов (1966), проникая в верхние слои мантии, по­степенно охлаждается и увеличивает свою плотность. Слой корово-мантийной смеси, растекаясь, будет способствовать сглаживанию до этого резко выраженной границы вещества с различной плотностью. Это будет постоянно приводить к замедлению подъема легкого материала, по крайней мере, у верхней границы верхней мантии. Уменьшение скорости подъема и, следовательно, растекания снизит силу и скорость растяже­ния земной коры над этими слоями. С прекращением активного дейст­вия растягивающих напряжений приостановится развитие рифтовых структур, а вместе с ним и процесс собственно рифтогенеза, если в этот термин объединить все четыре этапа его эволюции.

Изложенная последовательность событий носит чисто качественный характер. Из нее следует, что растяжение в рифтовых зонах и связан­ное с ним утонение коры и увеличение мощности слоя корово-мантийной смеси не может длиться бесконечно и превысить некоторый предел.

Таковым мы представляем себе общий ход последовательности геологического развития Байкальской рифтовой зоны.

Изложенный механизм прямо не объясняет некоторых деталей гео­логического строения рифтогенных структур на поверхности, имеющих, на наш взгляд, особое и принципиальное значение. К ним мы относим: существование сдвиговой составляющей по главным разломам, оконтуривающим рифтовые впадины, наличие межзвеньевых перемычек и из­менение поля напряжений, фиксируемого при землетрясениях в окрестностях Мондинско-Хубсугульской перемычки.

Ответ на первый вопрос можно, нам кажется, дать, если рассмат­ривать конвекционный поток под рифтовой зоной не в разрезе, а в пла­не. Исходя из общей гипотезы существования восходящей конвекцион­ной струи под рифтовыми зонами и ее нисходящей ветви под глубоко­водными желобами и современными областями геосинклинального раз­вития (Telford W.М., 1967), можно полагать, что общий вектор движения одной из горизонтальных составляющих конвекционного потока Байкальской рнфтовой зоны будет направлен на юг или юг-юго-восток - к области альпийского геосинклинального развития, Это согласуется с построениями общих горизонтальных векторов конвекционных потоков (Ван Беммелен Р.У., 1970; Telford W. М., 1967; Girdler R.W., 1964). Байкальская рифтовая зона не имеет прямолинейно вытянутой формы. Не ориентировка в общем виде отражает поведение восходящей конвекционном струи. Искажение возникает из-за того, что нарушение сплошности коры в верхней ее части подчиняется и контролируется ос­лабленными зонами. Отсюда, подновляющиеся разломы и формирую­щиеся впадины по своей длинной оси не всегда строго перпендикулярны вектору растяжения, создаваемому конвекционным потоком, хотя они и стремятся к этому. При этом между горизонтальным вектором конвек­ционного потока и северо-восточными отрезками (звеньями) рифтовой зоны образуется небольшой угол, открытый к югу, а между широтной (Тункино-Мондинской) цепью - острый угол, открытый к юго-востоку. Такое локальное сочетание структур и напряжений создает в пределах западного побережья оз. Байкал правые сбросо-сдвиговые смещения (Шерман С.И., 1967, 1970), в зоне Тункинского разлома - левые сбросо-сдвиговые смещения. Левые сбросо-сдвиги фиксируются вдоль бортов Чарской и Токкинской впадин (Солоненко В.П., и др., 1968). Эта же причина, вероятно, сказывается на кулисообразном положении котловин и депрессий внутри отрезков рифтовой зоны и ориентировке неко­торых меж- и внутривпадинных перемычек.

Более того, на границе между такими различно ориентированнымн звеньями единой рифтовой зоны создается локальный участок (пере­мычка), где растягивающие региональные напряжения достигают мини­мума и главные процессы рифтогенеза (третий этап) не достигают мак­симального развития. Отсюда появление перемычек между звеньями в рифтовой зоне — явление, генетически предопределенное гетерогенно­стью масс и предрифтовой сетью крупных разломов.

Наиболее сложным является ответ на третий вопрос - о причинах изменения поля напряжений при современной сейсмической активности. По-видимому, объяснение надо искать не в специфике процессов, проис­ходящих в верхней мантии или слое корово-мантийной смеси. Поле на­пряжений тесно связано с деформациями верхней части земной коры. Хорошо известно, что гипоцентры землетрясений в Байкальской рифто­вой зоне располагаются на глубинах, за очень малым исключением не превышающих 10 -15 км. Эпицентры концентрируются в большинстве своем внутри рифтовой зоны, меньшая их часть тяготеет к пограничным, наиболее глубокопроникающим разломам. Поскольку нижняя граница концентрации гипоцентров не опускается ниже 15 - 20 км, то есть поло­вины мощности земной коры, нельзя предполагать, что прямым энерге­тическим источником землетрясений являются напряжения, вызванные общим растяжением коры благодаря мантийным процессам. В послед­нем случае гипоцентры располагались бы по всему разрезу мощности коры.

Для анализа рассмотрим напряжения, возникающие в верхней части коры в различные этапы развития рифтовой зоны.

На рис. 1 дана упрощенная схема основных этапов развития риф­товой зоны в земной коре, схемы полей напряжений, действующих при образовании складки поперечного изгиба (свода) по М.В. Гзовскому (1964), и наиболее вероятные основные типы поверхностных структур. Дадим некоторое пояснение к схеме, в дополнение к изложенному выше описанию процессов.

На рис. 1 - Iа показано принципиальное строение земной коры на границе Сибирской платформы и ее горно-складчатого обрамления, предшествовавшее началу рифтогенеза. Линейно-вытянутая ослаблен­ная зона соответствует краевому шву или крупному уже существовав­шему разлому. Различие о строении областей, расположенных по обе стороны от структурной линии, на поверхности соответствует областям с различным возрастом последней складчатости, на глубине — различ­ным уровням положения кровли волновода (Владимиров Б.М. и др., 1969). Земная кора не испытывает особых напряжений, за исключением узкой зоны влияния разлома. Структурные формы на поверхности отра­жают предшествовавшие стадии развития.

Ситуация 16 отражает самые ранние стадии первого этапа рифто­генеза. От только что охарактеризованной oнa отличается продвижением и более высоким положением аномально-повышенного теплового фронта, который затронул кору. Начинается разрыв коры, очень незначительное ее разуплотнение и «расширение», образование очень поло­гих, практически, возможно, незаметных волновых изгибов. На глубине, к границе Мохо, приближаются легкие дифференциаты верхней мантии. Земная кора при этом не испытывает особых напряжений. Исключение составляют узкие зоны влияния глубинных разломов.

Второй этап (рис. I—II) соответствует началу поперечного изгиба коры и развитию свода. Региональное поле напряжений, за исключе­нием узкой зоны влияния разлома, можно охарактеризовать картиной, типичной для начальной стадии развития антиклинали поперечного из­гиба (Гзовский М.В., 1964). Траектории напряжений наибольшего сжа­тия (*σ3*) расходятся веерообразно, почти перпендикулярно контуру свода; траектории наибольшего растяжения (*σ*) направлены вкрест про­стирания свода и почти параллельны его периметру; траектории алге­браически среднего напряжения (*σ2*) параллельны шарниру. Данное поле напряжений на поверхности формирует сложную систему продоль­ных сколовых трещин и разрывных смещений, по генетическому типу относящихся к сбросам. С меньшей долей вероятности могут образовы­ваться взбросы и надвиги на крыльях. Системы сбросов на своде могут образовывать одно- и двусторонние грабены.

Дальнейшее развитие подъема (рис. I—IIIa), которое соответст­вует началу третьего этапа, вызывает перестройку поля напряжений, не взирая на то, что внутренние силы, вызывающие рост свода, практиче­ски не изменились (Гзовский М. В., 1964). Траектория наибольшего рас­тяжения (*σ1*) располагается параллельно оси складки, наибольшее сжа­тие (*σ3*) направлено веерообразно и перпендикулярно контуру пери­метра свода, траектория алгебраически среднего нормального напряжения (*σ2*) ориентирована вкрест простирания складки параллельно кон­туру свода. Напряжения достигают большей величины там, где сильнее кривизна слоев, на переходе от свода к крыльям, в местах, осложнен­ных волновыми изгибами и ундуляцией шарнира. На поверхности фор­мируются сбросы, сбросо-сдвиги, перпендикулярные и диагональные к оси свода. В ядре свода образуются многочисленные трещины отрыва, неглубоко проникающие в земную кору. Возникновение растягивающих напряжений на границе коры и мантии ведет к опусканию ранее возды­мавшейся сводовой структуры и изменению распределения напряжений (рис. I - IIIб), Максимальное сжатие (*σ3*) направлено почти вдоль контура периметра свода, раднально и почти перпендикулярно контуру проходит траектория наибольшего растяжения (*σ1*), траектория среднего напряжения (*σ2*) остается параллельной шарниру свода. Наибольшие напряжения действуют на крыльях свода, где вследствие изменения знака движения вектора действующих сил возникают сложные дислока­ции типа дополнительной мелкой складчатости, надвигов, взбросов, раскрывание ранее образованных трещин скола и др. (Гзовский М.В., 1964). Особо сложные сочетания напряжений и структуры возникают в локальной зоне влияния разлома.

Наконец, в заключительную стадию последнего этапа развития рифтовой зоны (рис. 1—IV) траектории напряжений очень сложны из-за сочетания в коре растяжения, ведущего к утонению «шейки», и системы разрывных дислокаций более ранних этапов и формирующихся в опи­сываемую стадию. Изучение поля напряжений требует постановки спе­циальных экспериментов или сложных теоретических расчетов. На по­верхности усложняется картина, главным образом, разрывной тектоники и сейсмодислокаций.

Из схем ориентировки полей напряжений видно, что, несмотря на неизменный и однонаправленный процесс в верхней мантии под рифтовыми зонами, напряжения в земной коре не остаются постоянными. В частности, в наиболее интересующий нас третий этап эволюции в верх­ней части свода возникают напряжения сжатия, перпендикулярные его шарниру, вызывающие образование соответствующего комплекса раз­рывных структур. Возможно, что меридиональное Хубсугульское звено к настоящий период переживает именно заключительную стадию третьего этапа развития рифтовой зоны, что и фиксируется своеобразным полем напряжений. Не исключена здесь роль и глобальных космических фак­торов, так как нельзя считать случайностью совпадения в пространстве одного из критических меридианов Земли, каковым является 105° в. д. (Воронов П.C., 1968; Каттерфельд Г.Н., 1962), с обсуждаемой нами зоной изменения поля напряжений. Без глубокого и всестороннего ана­лиза сейсмичности, проведенного в специальной работе, более подробно ответить на этот вопрос трудно.

Изложенный механизм образования рифтовой зоны не лишен недо­статков. Однако, в отличие от предлагавшихся ранее, анализ, приведен­ный в настоящей статье, построен на историко-геологической преемст­венности и последовательности событий и процессов. Рифтовые зоны не случайно развиваются в том или ином районе континента, и предо­пределены длительным ходом предшествовавших событий. Основную роль здесь играют линейно-вытянутые ослабленные зоны. В предложен­ной схеме нашли объяснение все основные рифтогенные поверхностные структуры, особенно парагенез впадин, сбросо-сдвигов и надвигов.

В целом процесс формирования рифтовой зоны и показан как дли­тельное развитие определенного комплекса структур и явлений, в кото­ром образование собственно рифтогенных впадин и разломов соответ­ствует одному из этапов развития. Из-за наличия сложных пликативных и дизъюнктивных дислокаций процессы в коре и структуры на ее по­верхности формируются гораздо сложнее. Тем не менее, генеральная схема ориентировки региональных напряжений близка к рассмотренной здесь, поскольку объясняет механизм образования имеющихся на по­верхности структурных форм— однозначного и действительно наблю­даемого фактического материала,

**ЛИТЕРАТУРА**

Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.

Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. —Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Белоусов В.В., Шейнманн Ю.М. Мировая система больших грабенов. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968.

Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовскии И.С. Глубинное строение территории СССР. — Сов. геология, 1967, № 11.

Булмасов А.П. Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным. - Труды Иркутского ун-та, т. XIV, сер. геол., 1959, вып. 4.

Ван Беммелен Р.У. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупно­масштабных геодинамических явлении. - в кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.

Введенская А.В. Наследование напряжений и разрывов в очагах землетря­сений при помощи теории дислокаций. М., «Наука», 1969.

Владимиров Б.М., Зорин Ю.А., Одинцов М.М., Хренов П.М. О глубинном строении кровли астеносферного слоя под платформами и подвижными поясами (на примере Вост. Сибири). —Доклалы АН СССР. 1969, т. 185, № 4.

Воронов П С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968,

Гайский В.Н. Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та, 1950, № 12 (139).

Гзовский М.В. Перспективы тектонофизики. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Паука», 1964. (Доклады советских геологов. XXII сессия Между­народного геологического конгресса).

Голенецкий С.И. Мощность земной коры на среднем Байкале по наблюде­ниям над обменными отраженными волнами. Геология и геофизика, 1965. № 5.

Горностаев В.П. Электроразведочные исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии в Прибайкалье. Автореф. дисс. на соискание учен. сте­пени канд. геол.-минералог, наук, Иркутск, 1970.

Данилович В.Н. О характере и природе главных тектонических разрывов в юго-западном Забайкалье. — Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.

Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов. — Геология н геофизика. 1963, № 2.

Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.

Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1968

Зорин Ю.А. К вопросу о механизме образования впадин байкальского типа. — Геология и геофизика, 1966, № 3.

Зорин Ю.А. Изостазия и новейшая структура Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. Автореф. дисс. на соискание учен. степени доктора геол,- минералог, наук. Иркутск, 1970.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971.

Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. М., Географгиз, 1962.

Киселев А.И., Медведев М.Е. Перидотитовые включения в кайнозойских трахибазальтах Прибайкалья. — Доклады АН СССР, 1969, т. 187, № 6.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Янушевич Т.А. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. — Геология и геофизика, 1970, № 1.

Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа, —Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4.

Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. - в кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1908.

Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. — Геотектоника, 1967, № 2.

Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., «Наука», 1968.

Любимова Е.А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. —В кн.: Байкальский рифт, М., «Наука», 1968.

Любимова Е.А., Шелягин В.А. Тепловой поток через дно оз. Байкал. — Доклады АН СССР, 1966, т. 171, № 6,

Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии - В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во Ан СССР, 1962,

Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники, - В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М, Изд-во АН СССР, 1963.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификации и пространственное распо­ложение глубинных разломов. Ст. 1, —Изв. АН СССР, Сер. геол., 1956, № 1,

Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры, Междунар, геол. конгресс. XXI сессия. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.

Пучков В.Н. Рифтогенез и развитие геосинклинальных областей. — В кн.: VI совещание по проблемам планетологии. Тезисы докладов, Вып, 1, Л. 1968.

Солоненко В.П. О сейсмическом районировании территории МНР.—До­клады АН СССР, 1959, т. 127, № 2.

Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М., Зорин Ю.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья, М., «Наука», 1968,

Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1970.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез, Киев, «Наукова думка», 1968.

Тресков А.А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта. В кн. Байкальский рифт. М, «Наука», 1968,

Ушаков С.А., Красс М.С. О глубинной механике в областях рифтогенеза. - Вестник Московского ун-та. Сер. геол., 1969, № 3.

Флоренсов Н.А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкаль­ского типа. - В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.- Л. Изд-во АН СССР, 1954.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Флоренсов Н.А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа. — В кн.; Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964.

Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии. — Геотектоника, 1665, № 4.

Флоренсов Н.А., 3амараев С.М. О новой гипотезе происхождения оз. Байкал. — Геология и геофизика, 1968, № 11.

Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А. Кайнозойский вул­канизм рифтовых зон. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968,

Чемеков Ю.Ф. Проблема расширения океанических впадин. — В кн.: VI со­вещание по проблемам планетологии. Тезисы докладов. Вып. 1. Л., 1968.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М. «Недра», 1968.

Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Зем­ли. — Геотектоника, 1970, № 4.

Шерман С.И. О потенциальной способности глубинных разломов к магмо- контролирующей деятельности. — Вестник науч. информации Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР, 1966, № 5.

Шерман С.И. Генетические типы разрывов Западного Прибайкалья и острова Ольхон и некоторые тектонофизические условия их образования. — В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967.

Шерман С.И. Влияние полей напряжений и механизма образования разло­мов на метаморфическую зональность и метаморфическое оруденение в их зонах. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969а.

Шерман С.И. О взаимосвязи образования глубинных разломов и магматиз­ма,—В кн.; Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969б.

Шерман С.И. Приморский разлом (Западное Прибайкалье). — В кн.: Инфор­мационный бюллетень (1967—1968). Иркутск, 1970. (АН СССР. СО Ин-т Земной коры).

Щербакова Б.Е., Волхонин В.С., Крупская Г.В., Линькова Т.М., Луценко Т.Н., Мелехин В.И., Семенова Г.И. Результаты изучения глубин­ного строения Юго-Восточного Прибайкалья с помощью станции «Земля». — Сов. геология, 1969, № 6.

Cloos Н. Hebund-Spultung —Vulkanism. —Geol. Rundschau, 1939, Bd. 30, H. 4A.

Cook K.L. The problem of the Mantle-Crust. Mix: Lateral Inhomogeneity in the Uppormost Part of the Earth's Mantle. — Advances in Geophysics. Vol. 9. №10, London, 1962.

Florensov N.A. Rifts of the Baikal Mountain Region. — Tectonophys., 1969, 8.

Gird1eг R.W, Geophysical studies of rift valleys. — Phys. and Chem. Earth, 1963, V. 5.

Heiskanen W.A., Vening Meinesz F.A. The Earth and its gravity field. N. Y., McGraw Hill, 1958.

Lovering J.F. The nature of Mohorovicic Discontinuity. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, V. 39, №5.

Telford W.M. Graphical representation of mantle convection. - Nature, 1967, V. 216, №5711.

Tobin D.L., Ward P.L, Drake C.L. Microearthquakes in the Rift Valley of Kenia. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80.

Vening Meinesz F.A. Les Graben africains, resulted do compression on de tension dans la croute terrestre. - Inst cry. Colon. belge, 1950, v. 21.

1. \* Изв. Вост.-Сиб. геогр. об-ва СССР. – Иркутск, 1971. – Т. 68. – С. 40–56. [↑](#footnote-ref-1)
2. 1 Термин В.Н. Даниловича (1960). [↑](#footnote-ref-2)