

С. И. ШЕРМАН

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

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. A. 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 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) и 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, и 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°C/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 $2,8 \cdot 10^{-6}$ кал/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 электропро-

водности 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 его 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 $102\text{--}103^\circ$ 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. and 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 и 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 исследований 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 K. 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 волн $V_1 = 8,1$ 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 слой 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 и 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 (Чемиков 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 рифтовыми 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 $24 \cdot 10^{-6}$ град $^{-1}$ (Справочник., 1970, λ , для гранитов $24 \cdot 10^{-6}$ град $^{-1}$, для базальтов — $16,2 \cdot 10^{-6}$ 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 завершённой 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 рифтообразования 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 «тектонофера» 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 конвекционного потока в астеносфере именно под расположенными над ними линейно-вытянутыми ослабленными зонами в земной коре. Как известно, этот вопрос в мировой литературе либо не обсуждается (Girdler R. W., 1963; Telford W. M., 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, 1969а, 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 геоло-

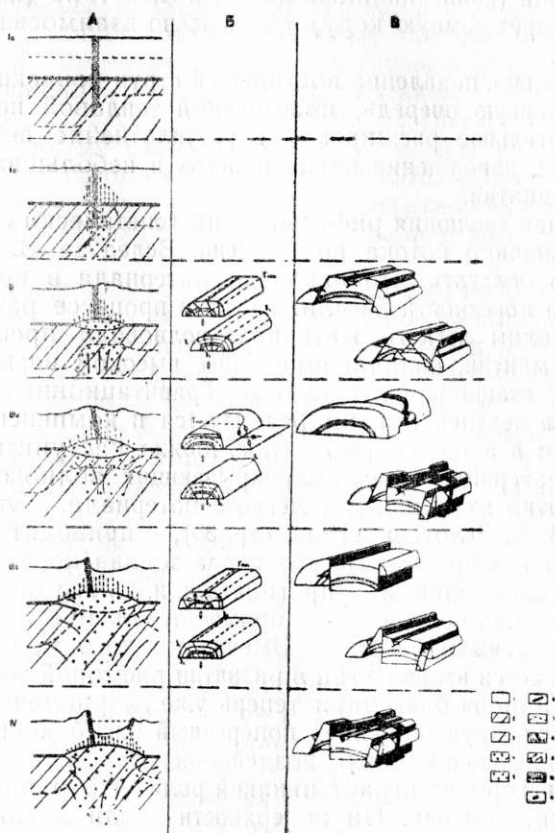


Рис. 1. Схема основных этапов развития Байкальской рифтовой зоны. А — схематическое изображение процессов в коре и верхней мантии; Б — ориентировка главных напряжений в различные этапы формирования складок поперечного изгиба (по М. В. Гзовскому, 1964); В — экспериментальное воспроизведение структур, 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_1 ; б) наибольшего сжатия, σ_2 ; в) сколовых, τ ; г) средних, σ_2 ; 11 — направление главных деформирующих сил.

гического 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. Под земной 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 на 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 нодулы (Киселев А. И., Медведев М. Е., 1969).

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 ослабляющиеся потоки легкого материала, способные, по мнению В. В. Белоусова (1966), «образовать сплошные вертикальные переемычки, 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 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»*.

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

* Термин В. Н. Даниловича (1960).

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 изгибающейся 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. Артюшковым (1970), М. Е. Артемьевым и Е. В. Артюшковым (1968), Ю. А. Зориным (1970, 1971), Vening Meinsiz (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 оконтуривающих рифтовые впадины сбросов и расширение границ впадин. Иными словами, в развитии рифтовой долины частично происходит описанный Венинг Мейнесом процесс дальнейшего прогиба блока коры в сочетании с его утонением. Деформация отвечает законам упруго-пластической 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 разность 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-мантйную 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-мантйной 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-мантйной 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 глубоко-водными желобами и современными областями геосинклиналиного развития (Telford W. M., 1967), можно полагать, что общий вектор движения одной из горизонтальных составляющих конвекционного потока Байкальской рифтовой зоны будет направлен на юг или юг-юго-восток — к области альпийского геосинклиналиного развития. Это согласуется с построениями общих горизонтальных векторов конвекционных потоков (Ван Беммелен Р. У., 1970; Telford W. M., 1967; Girdler R. W., 1964). Байкальская рифтовая зона не имеет прямолинейно вытянутой формы. Ее ориентировка в общем виде отражает поведение восходящей конвекционной 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 котло-

бин и депрессий внутри отрезков рифтовой зоны и ориентировке некоторых меж- и внутривпадинных перемычек.

Более того, на границе между такими разноориентированными 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 — 1а 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 в 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 1б отражает самые ранние стадии первого этапа рифтогенеза. От только что охарактеризованной она 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. 1—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 (σ_3) расходятся веерообразно, почти перпендикулярно контуру свода; траектории наибольшего растяжения (σ_1) направлены вкрест простирания свода и почти параллельны его периметру; траектории алгебраически среднего напряжения (σ_2) 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 (σ_1) располагается параллельно оси складки, наибольшее сжатие (σ_3) направлено веерообразно и перпендикулярно контуру периметра свода, траектория алгебраически среднего нормального напряжения (σ_2) 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 (σ_3) направлено почти вдоль контура периметра свода, радиально и почти перпендикулярно контуру проходит траектория наибольшего растяжения (σ_1), траектория среднего напряжения (σ_2) 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, раскрытие 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. I—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

в 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. С., 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, а 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 пликтивных 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., Вольвовский 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 явлений. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Введенская А. В. Исследование 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). — Доклады 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., «Наука», 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 и геофизика, 1963, № 2.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.
- 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», 1968.
- 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. Сейсмоструктура 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.

