

THE FORMATION AND DEVELOPMENT OF REGIONAL GEOPHYSICAL STUDY  
OF STRUCTURE AND DYNAMICS OF LITHOSPHERE OF SIBERIA  
IN THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS  
OF THE SIBERIAN BRANCH OF AS USSR

The article gives the characterization of principal trends in regional researches on various subjects of study the structure and dynamics of lithosphere of Siberia carried out by Geophysical Department in the Institute of Geology and Geophysics of the Siberian Branch of AS USSR since its organization to the present time. The data obtained are undoubtedly of importance and value in scientific and practical respects.

УДК 551.24

Н. А. ЛОГАЧЕВ, Ю. А. ЗОРИН, С. И. ШЕРМАН

ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Обсуждаются принципиальные модели развития континентальных рифтовых зон: кинематическая, петрологическая, сейсмологическая, астеносферного выступа, геотермические, деформации земной коры. В силу непротиворечивости вся совокупность моделей образует единую комплексную модель континентального рифтогенеза.

В течение последних 20 лет в ИЗК СО АН СССР проводились комплексные геолого-геофизические исследования Байкальской и других континентальных рифтовых зон. Они выполнялись в рамках национальных программ по международным проектам «Верхняя мантия» (1961—1971 гг.) и «Геодинамика» (1971—1980 гг.). Постоянными партнерами ИЗК в изучении Байкальского рифта были ИГиГ СО АН СССР и Восточный геофизический трест (ныне ПГО Иркутскгеофизика) Мингео РСФСР. Координация исследований Байкальского рифта осуществлялась Байкальской региональной секцией Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при ОГГГ АН СССР. Председатели региональной секции Н. А. Флоренсов (до 1973 г.) и Н. А. Логачев были членами рабочих групп обоих международных проектов.

Изучены морфология и структура рифтовых зон, соответствующие им вулканогенные и осадочные формации, глубинное строение земной коры и мантии. Установлено, что в структуре рифтовых впадин нормальные сбросы сочетаются с пластическими изгибами поверхности кристаллического фундамента и что геологические формации отражают двухэтапность развития рифтовых зон, причем первый этап соответствует медленному росту сводовых поднятий и медленному развитию впадин, второй — резкому углублению впадин и увеличению высоты окружающих поднятий [1, 2, 13, 25, 29, 34]. Показано, что рифты в своем развитии определенным образом приспособляются к структуре древнего фундамента [24].

В Байкальской зоне обнаружено локальное утонение земной коры под впадиной Байкала [1, 4, 18], что в совокупности с особенностями геологической структуры и сейсмологическими данными о механизме очагов землетрясений [17] свидетельствует об образовании континентальных рифтов из-за растяжения земной коры при существенной роли пластических деформаций. Аномальные свойства верхней мантии под рифтовыми зонами [10, 21, 22 и др.] позволяют считать, что причина растяжения коры — внедрение в литосферу обширных астеносферных диапиров над восходящими конвективными течениями в мантии и последующее «растекание» таких диапиров в стороны [2, 5, 40]. В настоящее время впадина Байкала — одна из наиболее изученных в геотермическом отношении рифтовых депрессий [3, 6, 15, 16, 36]. Обнаружено, что региональные повышения теплового потока (ТП) над Байкальской

рифтовой зоной невелики, а интенсивные геотермические аномалии являются локальными, что свидетельствует о неглубоком расположении создающих их источников тепла.

Сравнительно высокая геолого-геофизическая изученность объектов на разных материках позволила перейти к построению моделей структуры и развития континентальных рифтов. Опорным полигоном для этого принят Байкальский рифт. Его несомненное сходство с другими континентальными рифтами позволяет считать, что эти модели описывают континентальный рифтогенез в целом. При разработках широко использованы данные по рифтовым зонам Восточной Африки, Центральной Европы и Северной Америки, с которыми сотрудники ИЗГ знакомились при полевых исследованиях или экскурсионных посещениях.

**Кинематическая модель Байкальского рифта.** Первые проявления рифтогенеза в Восточной Сибири относятся к району Южного Байкала, где к настоящему времени образовалась наиболее глубокая впадина с максимальной для рифтовой зоны мощностью осадочных отложений. Формирование впадины началось в олигоцене, а возможно, даже в эоцене [13]. По геологическим и сейсмологическим данным намечается, что в районе Байкальской впадины растягивающие напряжения ориентированы довольно строго вкрест простирания новейших структурных форм [17]. Ситуация изменяется на флангах, где ось Байкальской рифтовой зоны приобретает субширотное простирание, а вектор растягивающих напряжений остается прежним.

В связи с этим чистое растяжение характерно только для района Байкала, а на флангах рифтовой зоны оно сочетается с левосторонними сдвиговыми перемещениями [26—28]. Формально ситуация на юго-западе, где субширотная Тункинская ветвь впадины соединяет южную оконечность Байкала с северной оконечностью Хубсугула, сходна по кинематике с трансформным разломом. Аналогичная обстановка фиксируется на северо-восточном фланге. Здесь по целой серии субширотных разломов отмечаются сдвиги, а в мелком масштабе сочетание впадин, межвпадинных перемычек и сдвигов соответствует внутреннему строению сдвиговой зоны, которую обычно получают при ее моделировании. На этом основании С. И. Шерман и К. Г. Леви [11, 27, 38] субширотные части рифтовой зоны рассматривают как трансформные разломы. Видимо, точнее следует говорить лишь о зарождающихся трансформных разломах в связи с тем, что сама впадина Байкала еще не является структурной формой, отвечающей типичной дивергентной границе плит, так как кора под ней хотя и утонена, но продолжает оставаться континентальной. Сам процесс континентального рифтогенеза в связи с невысокой скоростью его протекания представляет как бы затянувшуюся («законсервированную») начальную стадию разделения плит. Аналогом дивергентной границы в рассматриваемом регионе служит сравнительно широкая полоса квазипластической деформации коры в зоне ее растяжения, осложненная образованием (либо обновлением) региональных разрывов. Аналогами трансформных разломов выступают субширотные сравнительно узкие ступени региональных разрывов с хорошо выраженной сдвиговой компонентой и впадины на флангах, где субгоризонтальное с.-з. растяжение сочетается с субгоризонтальным с.-в. сжатием, что вызывает левосторонние дифференциальные сдвиговые перемещения в сочетании с раздвижением. Разделение Байкальской рифтовой зоны на участки чистого растяжения и участки, на которых оно сочетается с дифференциальными сдвиговыми движениями, положено в основу неотектонического районирования данного региона [14].

Изучение геолого-геофизических параметров позволило установить парные корреляционные связи градиентов скоростей вертикальных движений с глубиной поверхности Мохо, тепловым потоком, сейсмической активностью по  $A_{10}$ , средней плотностью разломов и некоторыми другими параметрами [20]. Наиболее удовлетворительно зависимости можно объяснить существенным понижением квазивязкости земной ко-

ры в зоне рифта [26]. Этот вывод не снижает значения изучения отдельных разрывов, так как в верхнем слое кристаллической коры пластическое и квазипластическое течение осуществляется путем дифференциальных подвижек по серии сближенных разломов. Эти нарушения при продолжающихся движениях могут генерировать землетрясения [26]. Наиболее сильные по магнитуде землетрясения тяготеют к флангам рифтовой зоны, где преобладают сдвиговые смещения коры [27].

Деструкция земной коры при рифтогенезе отвечает законам разрушения упруго-вязкой среды. На этом основании выявлены зависимости между основными количественными параметрами разломов [26]. Они позволили разработать методические рекомендации по использованию параметров разломов при проведении геологосъемочных и геологоразведочных работ.

Рассмотренная кинематическая модель удовлетворительно объясняет современную геоморфологию, неотектоническую структуру, сетку разломов и сейсмичность Байкальской рифтовой зоны.

**Вулканогенные формации и петрологическая модель астеносферного диапира.** Базальтовые поля широко распространены в пределах континентальных рифтовых зон. Их связь с рифтогенезом носит парагенетический характер. Известные в Байкальской рифтовой зоне Саяно-Хамардабанское, Витимское и Удоканское поля развития вулканитов, относящиеся к щелочной оливин-базальтовой формации, не обнаруживают тесной связи с рифтовыми структурными формами. Проявления базальтового вулканизма имеются и за пределами рифтовой зоны. Видимо, кайнозойский магматизм нужно связывать с новейшей активизацией Монголо-Сибирской горной страны в целом, а не с развитием собственно Байкальской рифтовой зоны, тектонический режим в которой, очевидно, представляет собой лишь частный случай более общего процесса тектонической активизации. Районы проявления кайнозойского магматизма в Южной Сибири и Монголии вписываются в контуры проекции на земную поверхность области аномальной мантии, установленной по сейсмологическим данным. Исключение представляет лишь плато Дариганга, базальты которого по геохимическим признакам несколько отличаются от базальтов Монголо-Сибирской горной страны [8].

Установленные в различных вулканических районах Байкальской рифтовой зоны извержения трещинного и центрального типов, горизонты широкластического материала, линзы под- и межбазальтовых отложений, содержащие споро-пыльцевые спектры, позволили уточнить возраст и особенности базальтового вулканизма и выделить пять этапов вулканической деятельности: палеогеновый эффузивно-эксплозивный, миоцен-плиоценовый эффузивный, эоценовый эксплозивный и эффузивный, плейстоценовый эффузивный, голоценовый эксплозивно-эффузивный [9].

Верхняя мантия в астеносферном выступе под рифтовой зоной состоит из шпинелевых лерцолитов с линзами пироксенитов, подстилаемых ниже 70 км гранатовыми лерцолитами. В соответствии с экспериментальными данными эти породы — потенциальные источники базальтовых расплавов. В зоне Байкальского рифта и за его пределами базальтовая магма могла возникнуть за счет частичного плавления обогащенных глиноземом шпинелевых лерцолитов с участием флюидной фазы.

Образование магматических очагов в верхней мантии, вероятнее всего, связано с перераспределением напряжений при конвективных течениях и с общей гравитационной неустойчивостью, особенно в пределах ее аномальных областей. С термодинамических позиций наиболее благоприятны для плавления и концентрации легкоплавкой и флюидной фаз зоны пониженного давления, длительно существующие или периодически появляющиеся.

Изучение кайнозойского вулканизма Байкальской рифтовой зоны приводит к заключению об отсутствии прямой связи между рифтогенезом и вулканизмом в Восточной Сибири. Оба эти процесса отражают

преобразования вещества на уровне кровли астеносферы. Петрологическая модель астеносферного диапира не является специфической моделью только для рифта, а отвечает общей картине кайнозойского магматизма Монголо-Сибирской горной страны.

Более четкие связи с рифтогенезом обнаруживают поля вулканитов в пределах Кенийской рифтовой зоны [12, 30—33]. На раннем этапе (миоцен — ранний плиоцен) магматизм проявился на площади всего Кенийского сводового поднятия. На позднем этапе наметилось «стягивание» центров вулканических излияний к осевому рифту. Эффузивы Кенийской зоны подразделяются на две формации: умеренно щелочную оливин-базальтовую и сильно щелочную базальтоидную с карбонатитами. Намечается уменьшение объемной роли пород второй формации на позднем этапе по сравнению с ранним этапом. В этом отражается рост высоты астеносферного выступа (т. е. уменьшение глубины зарождения магматических очагов) с развитием рифтовой зоны. Вместе с тем для Кенийской рифтовой зоны установлена зависимость родоначальных расплавов и петрохимии магматизма от крупных неоднородностей литосферы на стыке архейского Танганьикского щита и Мозамбикского складчатого пояса. Гетерогенность литосферы послужила главной причиной широкого развития здесь большой группы кайнозойских щелочно-карбонатитовых центров и кимберлитоподобных диатрем [12]. Те и другие приурочены к относительно «холодной» литосфере Танганьикского щита и замещаются к востоку, на территории Мозамбикского пояса, умеренно щелочными оливин-базальтовыми сериями.

**Сейсмологическая модель низкоскоростных неоднородностей под континентальными рифтами.** По запаздываниям продольных сейсмических волн, приходящих на станции Прибайкалья от далеких землетрясений и больших взрывов, под горными районами Восточной Сибири и Западной Монголии обнаружена низкоскоростная неоднородность мантии. Имеющиеся в настоящее время сведения о сейсмическом разрезе мантии позволяют полагать, что под Байкальской рифтовой зоной, Саянами, и, возможно, Хангаем аномальная мантия достигает подошвы земной коры [22, 40, 41]. Наиболее надежные сведения по запаздываниям сейсмических волн получены от взрывов в Неваде. В предположении о том, что недостаток скорости в пределах области аномальной мантии составляет 0,3 км/с, толщина ее оценивается в 300—400 км [22]. В силу ограниченности данных эта низкоскоростная неоднородность в мантии выделяется как единое тело. Мы полагаем, что оно соответствует аномальной части астеносферы, верхняя граница которой резко поднята под рифтовой зоной (литосфера здесь утонена).

Утонение литосферы свойственно и другим континентальным рифтовым зонам: Восточно-Африканской, Рио-Гранде, Провинции Бассейнов и Хребтов. В перечисленных регионах также фиксируются запаздывания сейсмических волн [22].

По данным ГСЗ [40, 48, 24] отмечается слоистость верхней части области аномальной мантии, что, по-видимому, связано с дифференциацией вещества разогретой астеносферы.

**Модель развития астеносферного выступа.** Приведенные выше данные по Байкальской рифтовой зоне показывают, что астеносфера образует здесь выступ, кровля которого достигает раздела Мохо, где температура должна быть около 1200°C [5, 10, 15, 16, 19, 36, 40]. Ширина кровли астеносферного выступа под Байкальской рифтовой зоной около 300 км. В ее пределах нет единой интенсивной региональной геотермической аномалии. Резко повышенные величины ТП тяготеют к рифтовым впадинам и зонам [2, 6, 16].

Если бы режим теплового поля был стационарным, то Байкальской рифтовой зоне соответствовала бы широкая региональная аномалия ТП интенсивностью около 2,2 ед. ТП. На большей же части рифтовой зоны, в промежутках между локальными аномалиями, значения ТП составляют 1,4—1,4 ед. ТП, что мало отличается от среднего ТП на Сибирской

платформе (1,0—1,4). Следовательно, аномальная мантия (вещество астеносферы с  $t \approx 1200^\circ\text{C}$ ) появилась под разделом Мохо в рифтовой зоне сравнительно недавно, т. е. температурное поле здесь нестационарно.

Решения уравнения теплопроводности для нестационарного случая позволяют оценить время появления аномальной мантии под корой рифтовой зоны и проверить достоверность некоторых представлений о механизме развития астеносферного диапира. Для этого кроме приведенных выше сведений о региональном ГП и температуре астеносферы использовано значение температуры в центральной части коры, оцененное по глубине нижней границы магнитоактивного слоя [19, 37]. Эта глубина в рифтовой зоне равна 18,5 км. Если считать, что нижнее ограничение магнитоактивного слоя определяется точкой Кюри титаномagnetита — главного ферромагнетика в породах — и сопоставить рассматриваемый регион со стабильной Сибирской платформой, где тепловое поле близко к стационарному, то температура на указанной глубине оценивается в  $400\text{—}450^\circ\text{C}$  [37].

В модели развития астеносферного выступа предполагалось, что его кровля двигалась вверх с глубины 120 км (нормальная толщина литосферы под Сибирской платформой), до 40 км (средняя толщина земной коры под рифтовой зоной) в течение 30 млн. лет, т. е. средняя скорость перемещения составляла 2,67 км/млн. лет. Если вертикальный цилиндр\* диаметром 300 км (ширина рифтовой зоны), высотой 100 км и с недостатком плотности  $0,04\text{ г/см}^3$  всплывает под действием архимедовой силы с такой скоростью, то эффективная вязкость литосферы должна составлять  $10^{22}$  Па·с, что является вполне правдоподобным [5].

В качестве начальных условий использованы геотермические параметры, присущие стабильной части Сибирской платформы. Внедрение астеносферного выступа моделировалось принудительным смещением изотермы  $1200^\circ\text{C}$  с вышеуказанной скоростью. Считалось, что постоянство температуры на кровле выступа поддерживается за счет мелко-масштабной конвекции вещества астеносферы. Рост высоты выступа прекратился через 30 млн. лет. Поле температуры в литосфере и значения ГП через поверхность Земли рассчитывались на ЭВМ методом конечных разностей для всего периода движения кровли астеносферы и для некоторого достаточно большого отрезка времени после ее остановки (после достижения раздела Мохо). Оказалось, что для того, чтобы ГП на поверхности Земли и температура на глубине 18,5 км достигли современных значений, после прекращения роста высоты астеносферного выступа должно пройти еще около 3,5 млн. лет [5, 7, 40]. Последняя оценка близка к продолжительности плиоцен-четвертичного («новобайкальского») этапа усиления тектонических движений [4, 2].

Процесс роста астеносферного выступа в олигоцене — раннем плиоцене в первом приближении можно представить как всплывание в связи с гравитационной неустойчивостью, вызванной подпиткой астеносферы аномальным веществом, выносимым восходящим конвективным потоком; следует полагать, что пространство в литосфере освобождалось главным образом в результате обрушения крупных блоков кровли. Истинное вязкое течение в литосфере играло второстепенную роль, о чем свидетельствует сравнительно небольшое ее растяжение. Величина последнего, необходимая для образования даже самых крупных впадин рифтовой зоны, не превышает 25 км, а ширина мантийного диапира составляет не менее 300 км. Подобные геометрические соотношения исключают возможность пассивного внедрения астеносферы в полость литосферы, образованную в результате растяжения под действием каких-либо внешних причин.

Замещение части литосферы астеносферой вызывало изостатическое воздымание территории, выразившееся в образовании Саяно-Байкаль-

\* Весь удлиненный по простиранию рифтовой зоны астеносферный диапир можно представить как совокупность таких цилиндров.

ского сводового поднятия. Растекание астеносферного выступа в процессе роста его высоты, видимо, не происходило, так как всплывающее тело должно принимать форму, обеспечивающую минимальное сопротивление движению.

В позднем плиоцене астеносфера достигла подошвы земной коры, и движение ее вверх на широком фронте прекратилось, так как ее плотность больше плотности коры. С этого времени началось растекание выступа астеносферы в стороны благодаря стремлению механической системы к минимуму гравитационной энергии. В связи с особенностями структуры литосферы в Байкальской рифтовой зоне растекание происходило в основном на ЮВ [4]. Это должно было увеличить скорость растяжения коры и углубления коры рифтовых впадин, что и отличает плиоцен-четвертичный этап развития рифтовой зоны от предыдущего.

Таким образом, разработанная модель развития астеносферного выступа согласуется с изложенными представлениями о геодинамике Байкальской рифтовой зоны, с последовательностью и продолжительностью основных геологических событий, с геотермическими и другими геофизическими данными. Концепция о медленном росте астеносферного выступа подходит и для Кенийского рифта, где с ее помощью можно объяснить изменение химизма вулканитов со временем [12].

**Геотермические модели трещинных интрузий мантийного вещества в земную кору под впадиной Байкала.** Остановка движения вещества астеносферы вверх на широком фронте при достижении им раздела Мохо не означает, что оно вообще не может внедряться в кору. Если в последней существуют зияющие трещины, то вещество астеносферы в силу законов гидростатики должно подняться до так называемого уровня поверхности «свободной мантии». Эта поверхность располагается примерно на 6 км ниже уровня моря [19]. В связи с тем, что ширина трещины невелика по сравнению с их глубиной, конвекция астеносферного вещества в пределах трещин невозможна. Поэтому внедрившееся вещество начнет охлаждаться, кристаллизоваться и восстанавливать сплошность земной коры.

Для выяснения возможности существования подобных трещинных интрузий в земной коре целесообразно рассмотреть локальные аномалии ТП, выявленные в последнее время благодаря существенному прогрессу в геотермической изученности Байкальской рифтовой зоны. Особенно детально изучено поле ТП в пределах впадины Байкала [3]. Во многих местах оно искажено ультралокальными аномалиями, очевидно, связанными с гидротермальной деятельностью. Локальные аномалии шириной около 30—40 км выявляются при осреднении измеренных значений ТП способом скользящего окна шириной 10 км.

По-видимому, основной вклад в создание локальных геотермических аномалий вносят самые последние по времени внедрения. Если рассматривать однократный акт внедрения, то при некоторых допущениях можно оценить размеры интрузий и время их внедрения, решая уравнение теплопроводности для нестационарного случая и варьируя параметрами той или иной интрузии для того, чтобы добиться наилучшего совпадения теоретической аномалии ТП с наблюдаемой. Внедрение интрузии в ее предполагаемом объеме моделировалось мгновенным повышением температуры, а скрытая теплота кристаллизации — эквивалентным дополнительным увеличением температуры. Если считать, что вещество аномальной мантии содержит 10% расплавленного базальта, то начальную температуру интрузии можно принять равной 1250°C. После внедрения интрузия начинала остывать, разогревая окружающие ее части коры и вызывая локальное повышение ТП на поверхности Земли. Во всех вариантах интрузии моделировались бесконечными по простиранию прямоугольными брусами (рассматривалась двумерная задача). Глубина верхней кромки принималась равной 6 км, что соответствует поверхности «свободной мантии» [3, 7, 16].

Ширина интрузий и время внедрения подбирались для двух районов впадины Байкала, где геотермическое поле изучено наиболее детально. В районе р. Селенга теоретическая аномалия теплового потока хорошо вписывается в доверительные интервалы осредненных его значений, перенесенных на центральный профиль, при ширине интрузии 8—10 км и времени ее внедрения около 3 млн. лет назад (поздний плиоцен). В районе Ушканьих островов соответствующие параметры интрузии составили 2,5 км за 0,7—0,8 млн. лет (четвертичный период).

Полученные данные о размерах и возрасте трещинных интрузий [3, 16] под Байкалом проверены магнитометрическим методом. Возможности для подобной проверки весьма благоприятны, так как первая интрузия внедрилась перед началом, а вторая — перед концом магнитной эпохи Матуямы. В эту эпоху (2,3—0,6 млн. лет назад) магнитное поле Земли имело направление, обратное современному. Магматические же породы приобретают высокую и стабильную намагниченность в магнитном поле Земли в момент их остывания ниже точки Кюри. Поэтому значительная часть интрузивного тела в районе дельты Селенги должна была приобрести обратную намагниченность и создать отрицательную магнитную аномалию. Тело же в районе Ушканьих островов остывало в основном в современную магнитную эпоху (Брюннеса) и должно вызывать положительную аномалию.

На основе решения уравнения теплопроводности определены части интрузий, в которых температура опускалась ниже точки Кюри в эпохи Матуямы и Брюннеса, и по ним рассчитаны суммарные теоретические магнитные аномалии. Оказалось, что по знакам и форме они подобны аномалиям, зафиксированным в обоих районах гидромагнитной съемкой [7]. Тем самым магнитометрические данные подтверждают вывод о существовании в районе дельты Селенги верхнеплиоценовой, а в районе Ушканьих островов — четвертичной интрузии мантийного вещества в земную кору. Поскольку локальное повышение ТП отмечается и в других рифтовых впадинах, можно полагать, что кайнозойские трещинные интрузии существуют под всеми отрицательными структурными формами этого типа. Для упрощения при моделировании в каждом районе рассматривалось одно интрузивное тело. Фактически же подобные геофизические аномалии могут создавать и плотные рои даек. Наличие протяженной «большой дайки» или серии сближенных между собой дайковых тел и плутонов под осевым рифтом Кенийской зоны подтверждается значительной положительной аномалией гравитационного поля.

#### **Модель деформации земной коры при континентальном рифтогенезе.**

Судя по геотермическому полю, разломы, которые, возможно, вмещают интрузии, имеют сравнительно небольшую длину и открывались, видимо, не одновременно. Они заполнялись поступающим из мантии веществом, которое при кристаллизации восстанавливало сплошность коры и разогревало ее на прилегающих участках. Увеличение температуры приводило к уменьшению эффективной вязкости коры, приобретавшей возможность пластически деформироваться на узких участках с образованием структуры типа «шейки». Именно утонение коры под впадинами при сохранении ее континентального типа и позволяет считать, что главным типом деформаций при формировании рифтовых впадин было растяжение коры.

Мы полагаем, что растягивающие силы действуют во всем сводовом поднятии, но растяжение коры происходит преимущественно в узких зонах, где она разогрета интрузиями, внедрившимися по кулисообразно расположенным разломам.

Если моделировать земную кору вязким телом, то нетрудно описать процесс такой деформации. Для сводового поднятия, находящегося в состоянии изостатического равновесия, напряжения растяжения, которые действуют поперек этой структуры в результате гравитационного слайдинга литосферы и растекания линзы аномальной мантии, могут быть выражены через высоты свода, толщину литосферы и плотность

коры, литосферы и аномальной мантии [23, 39]. Эффективная вязкость коры в любой точке площади может быть найдена по этим напряжениям и по скорости деформаций, рассчитываемой по скорости современных движений во впадинах. Последняя характеристика известна далеко не на всей территории Байкальской рифтовой зоны. Однако эту трудность удалось обойти, ибо была обнаружена сильная корреляционная связь скоростей современных движений с глубинами рифтовых впадин [20].

С использованием перечисленных параметров построена карта плотности механической мощности (количество энергии, затрачиваемой в единицу времени на вязкую деформацию блока земной коры с единичной площадью). По конфигурации изолиний она подобна карте плотности сейсмической мощности (энергии сейсмических волн, выделяемой землетрясениями в год с единицы площади), построенной по независимым сейсмологическим наблюдениям, проводившимся в течение 10 лет. Коэффициент корреляции между логарифмами сопоставляемых параметров при учете дисперсии сейсмической мощности составил около 0,7. На сейсмичность расходуется лишь несколько процентов мощности, затрачиваемой на общую деформацию, что является вполне правдоподобным [23, 39].

Следует подчеркнуть, что мы моделировали лишь деформацию вязкого тела, не предполагающую возникновения разрывов, с которыми связаны землетрясения. Видимо, образование таких разрывов — это составной элемент общей деформации, которую в первом приближении можно рассматривать как квазивязкую. Развиваемые нами представления о механизме образования континентальных рифтов удовлетворительно выдерживают проверку таким ярким проявлением геодинамики, как сейсмичность.

Хотя рассмотренные модели не исчерпывают всего многообразия геологических процессов, протекающих при континентальном рифтогенезе, однако все они комплексные, так как при их построении использованы и геологические, и геофизические данные. В силу непротиворечивости вся совокупность изложенных разработок, по сути дела, образует единую комплексную модель континентального рифтогенеза.

Исследования сибирских геологов и геофизиков по проблеме континентального рифтогенеза, особенно по Байкальской рифтовой зоне, широко известны в нашей стране и за рубежом. В 1975 г. их результаты рассматривались на Международном симпозиуме по рифтовым зонам Земли (Иркутск) и получили высокую оценку. Им посвящен специальный выпуск международного журнала «Tectonophysics (1978, v. 45, N 1). Десятки статей опубликованы в других международных журналах и трудах конференций и симпозиумов.

В современной геотектонике проблема рифтогенеза по-прежнему является одной из самых актуальных для познания закономерностей формирования структуры и эндодинамики внешних оболочек Земли. То, что удалось сделать коллективными усилиями за последние 15—20 лет в изучении Байкальской и других зон материкового рифтогенеза, — несомненный шаг вперед по сравнению с представлениями о происхождении этих структур, господствовавшими до начала 60-х гг. Вместе с тем достигнутый на сегодня уровень разработки проблемы — это лишь основа для других работ по вскрытию новых фундаментальных закономерностей геодинамики и структурного развития Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байкальский рифт. М.: Наука, 1963.
2. Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975.
3. Голубев В. А., Осокина С. В. Распределение теплового потока и природа его локальных аномалий в районе озера Байкал. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 4.
4. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971.



5. Зорин Ю. А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 9.
6. Зорин Ю. А. и др. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом.— ДАН СССР, 1979, т. 249, № 1.
7. Зорин Ю. А., Осеккина С. В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 7.
8. Кеппелин В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979.
9. Киселев А. П. и др. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979.
10. Крылов С. В. К положению границы Мохоровичича в зонах современного рифтогенеза.— В кн.: Осн. пробл. рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977.
11. Леви К. Г. Относительное перемещение плит в Байкальской рифтовой зоне.— Геол. и геофиз., 1980, № 5.
12. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977.
13. Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых долин.— В кн.: Роль рифтогенеза в геол. истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
14. Логачев Н. А. и др. О принципах и методике составления карты новейшей тектоники Сибири.— В кн.: Методика составления карты новейшей тектоники Сибири. Новосибирск, 1981.
15. Лысак С. В. и др. Глубинный тепловой поток и температура земной коры Байкальского рифта.— В кн.: Роль рифтогенеза в геол. истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
16. Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976.
17. Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967.
18. Недра Байкала. Новосибирск: Наука, 1981.
19. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977.
20. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.
21. Пузырев Н. Н. и др. Глубинное строение Байкальской и других континентальных рифтовых зон по сейсмическим данным.— В кн.: Роль рифтогенеза в геол. истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
22. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979.
23. Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979.
24. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979.
25. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
26. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977.
27. Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны.— ДАН СССР, 1977, т. 233, № 2.
28. Шерман С. И. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973.
29. Florensov N. A. Rifts of the Baikal mountain region.— Tectonophysics, 1969, v. 8, N 4—6.
30. Logatchev N. A. Magmatism — tectonic relationship during the Kenia rift development and the prime cause of the strongly and mildly alkaline volcanic suite formation.— In: Afar depression of Ethiopia. Inter-Union Comm. on Geod. Sci. Rep., v. 1, 2, N 14. Schweiz. Verlags, Stuttgart, 1976.
31. Logatchev N. A. Main features of evolution and magmatism of continental rift zones in the Cenozoic.— In: Tectonics and geophys. of continental rift zones. Dordrecht, Holland, 1978.
32. Logatchev N. A. Causes of petrochemical difference of magmatism in continental rifts.— Abstr. of the 26th Intern. Geol. Congress, v. 1. Paris, 1980.
33. Logatchev N. A. a. o. East-African rift development.— Tectonophysics, 1972, N 15.
34. Logatchev N. A., Florensov N. A. The Baikal system of rift valleys.— Tectonophysics, 1978, v. 45, N 1.
35. Logatchev N. A. a. o. Deep structure and evolution of the Baikal rift zone.— In: Tectonics and geophys. of continental rift zones. Dordrecht, Holland, 1978.
36. Lysak S. V. The Baikal rift heat flow.— Tectonophysics, 1978, v. 45, N 1.
37. Novoselova M. R. Magnetic anomalies of the Baikal rift zone and adjacent areas.— Tectonophysics, 1978, v. 45, N 1.
38. Sherman S. I. Faults of the Baikal rift zone.— Tectonophysics, 1978, v. 45, N 1.
39. Zorin Yu. A. Deformation and Viscosity of the Earth's crust of the Baikal rift.— In: Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. England, 1980.
40. Zorin Yu. A. The Baikal rift; an example of the Intrusion of Asthenospheric Material into the Lithosphere as the cause of disruption of Lithospheric Plates.— Tectonophysics, 1981, v. 73.
41. Zorin Yu. A., Florensov N. A. On geodynamics of Cenozoic Uplifts in Central Asia.— Tectonophysics, 1979, v. 61.