Н. А. Логачев, Ю. А. Зорин, С. И. Шерман, А. И. Киселев

КОМПЛЕКСНЫЕ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

В течение последних двух десятилетий существенно возросла геологическая и геофизическая изученность Байкальской рифтовой зоны. ’Значительный объем фактического материала позволил приступить к разработке комплексных геолого-геофизических и петрологических моде­мен строения и развития этой территории.

Кроме авторов настоящей статьи, в разработке комплексных моде­мен в различные годы принимали участие сотрудники института земной коры Н. А. Флоренсов, В. А. Голубев, К. Г. Леви, С. В. Лысак, М. Е. Медведев, М. Р. Новоселова, С. В. Осокина, В. А. Рогожина, В. В. Ружич и др., на публикации которых читатель найдет ссылку.

В основу всех моделей положены сложившиеся ранее представления об образовании континентальных рифтовых впадин в результате растяжения земной коры на узких участках при существенной роли пластических (квазивязких) деформаций, которые сочетаются с разрывными. Причиной растяжения считается внедрение в литосферу обширного астеносферного диапира над восходящим конвективным течением в ман­тии и растекание этого диапира в стороны (Очерки..., 1977). Модели отражают те или иные стороны рифтогенеза, но все они являются комплексными, так как в каждой модели в той или иной мере учтены дан­ные, полученные при исследовании рифтовой зоны различными геоло­гическими и геофизическими методами. В силу непротиворечивости вся совокупность моделей по сути дела образует единую комплексную мо­дель континентального рифтогенеза.

1. Кинематическая модель

Установлено, что первые проявления рифтогенеза относятся к райо­ну Южного Байкала, где к настоящему времени образовалась наиболее глубокая впадина с максимальной для рифтовой зоны мощностью оса­дочных отложений. Эти проявления начались в олигоцене, а, возможно, даже в эоцене (Логачев, Флоренсов, 1977).

Как по геологическим, так и по сейсмологическим данным наме­чается, что в районе Байкальской впадины растягивающие напряжения ориентированы довольно строго вкрест простирания новейших струк­турных форм. Ситуация изменяется на флангах, где ось Байкальской рифтовой зоны приобретает субширотное простирание, а вектор растя­гивающих напряжений остается прежним. Существуют и другие представления о природе напряжений в Байкальской рифтовой зоне (Кровпоткин, 1977, Ружич, 1978 и др ).

В связи с этим чистое растяжение характерно только для район Байкала, а на флангах рифтовой зоны оно сочетается с левосторонгами сдвиговыми перемещениями (Шерман, 1977). Формально ситуации на юго-западе, где субширотная Тункинская ветвь впадин соединяя южную оконечность Байкала с северной оконечностью Хубсугула, сход но по кинематике с трансформным разломом. Сходная во многом обстановка фиксируется на северо-восточном фланге. Здесь по целой серии субширотных разломов отмечаются сдвиги, а в мелком масштаб сочетание впадин, межвпадинных перемычек и сдвигов соответствующих внутреннему строению сдвиговой зоны, которую обычно получают при ее моделировании. На этом основании С. И. Шерман и К. Г. Леви cyбширотные части рифтовой зоны рассматривают как трансформные разломы (Шерман, Леви, 1977, 1978; Леви, 1980, Sherman, 1978). Видимо точнее следует говорить лишь о зарождающихся трансформных разломах, так как сама впадина озера Байкал еще не является структур ной формой, отвечающей типичной дивергентной границе плит, так ка кора под ней хотя и утонена, но продолжает оставаться континентально сам процесс континентального рифтогенеза в связи с невысокой скоростью его протекания представляет как бы затянувшуюся («законсервированную») начальную стадию разделения лит. Аналогом дивергента границы в рассматриваемом регионе является сравнительно широка полоса квазипластической деформации коры в зоне ее растяжения, которая осложняется образованием (либо обновлением) региональных разрывов. Тектонотипами трансформных разломов выступают субширотные сравнительно узкие зоны сгущения региональных разрывов хорошо выраженной сдвиговой компонентой и впадины па флангах, ш субгоризонтальное северо-западное растяжение сочетается с субгоризонтальным северо-восточным сжатием, что вызывает левосторонние дифференциальные сдвиговые перемещения в сочетании со слабым ра движением. В этих же районах обнаруживается повышенная сейсмическая активность и к ним тяготеют исторически известные самые сильные землетрясения.

Разделение Байкальской рифтовой зоны на участки чистого растяжения и участки, на которых оно сочетается с дифференциальным сдвиговыми движениями, положено в основу неотектонического районирования данного региона (Шерман, Леви, 1979; Логачев и др., 1981),

По типам и направленности неотектонических движений в Байкальской рифтовой зоне выделяются области с преимущественно вертикальными и преимущественно горизонтальными движениями коры. При таком подходе фланги рифтовой зоны хорошо отделяются от ее центральной части. Максимальные по амплитуде горизонтальные движения коры характерны для центральной части рифтовой зоны и охватываю территорию шириною в 30—40 км (Логачев и др., 1981). По мере удаления от условной оси рифтовой зоны доля амплитуд горизонтальны движений в общей составляющей сложного движения коры резко падает. Неотектоническое районирование по типам движений коры утверждает достоверность избранной кинематической модели Байкальской рифтовой зоны.

Избранный подход дал основание оценить некоторые корреляции ные зависимости между геолого-геофизическими параметрами. Оценены парные корреляционные связи между градиентами скоростей вертикальных движений коры и глубиной поверхности Мохо, тепловым потоком, сейсмической активностью по А10, средней плотностью разломов (Леви, 1981). Анализ зависимостей показывает, что наиболее удовлетворительно их можно объяснить существенным понижением квази-вязкости земной коры в-зоне рифта (Шерман, 1977; Леви, 1980). 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 генетировать землетрясения (Шерман, 1977, Ружич, 1980).

Таким образом, рассмотренная кинематическая модель удовлетво­рительно объясняет современную геоморфологию, неотектоническую структуру и сейсмичность Байкальской рифтовой зоны.

1. Петрологическая модель

Базальтовые поля широко распространены в пределах океанических и континентальных рифтовых зон. Их связь с рифтогенезом носит ларагенетический характер. Известные в Байкальской рифтовой зоне Восточно-Хамардабанское, Витимское, и Удоканское поля развития базальтов не обнаруживают тесной связи с рифтовыми структурными фор­умами. Районы проявления базальтового вулканизма выявлены и в Монголии за пределами рифтовой зоны. Видимо, нужно связывать (кайнозойский магматизм с новейшей активизацией Монголо-Сибирской горной страны в целом, а не с развитием собственно Байкальской риф­товой зоны, которая является лишь фрагментом этой страны, тектони­ческий режим в которой представляет собой, очевидно, лишь частный случай более общего процесса тектонической активизации. Характерно, что 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.

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

На основе изучения вещественного состава продуктов кайнозой­ского вулканизма было установлено, что во всех вулканических районах Байкальского рифта и за его пределами базальтовые породы имеют непрерывный спектр химических составов от сильных щелочных до толеитовых. Колебание уровня щелочности не было приурочено к какому-то определенному периоду вулканической активности, оно имело место на протяжении всей истории вулканизма этого региона. Щелочные оливнновые базальты среди основных лав являются преобладающими.

В отличие от классической натровой серии гавайских лав, щелоч­ные базальты Байкальского рифта более калиевые, но тем не менее не поднимаются до уровня калиевых серий типа островов Гоф и Тристан, а также типичных континентальных калиевых вулканитов. Направление дифференциации в них ближе к гавайскому типу.

Дифференцированная серия лав от базальтов до трахитов встреча­ется только на хребте Удокан как среди эоплейстоцен-нижнечетвертичных лав плато, так и среди голоценовых вулканов. Низкомагнезиальные базальты, муджиериты и бенмориты являются связующими звеньями серии базальт — трахит.

Наблюдаемые вариации химизма пород Байкальской рифтовой зо­ны могли быть обусловлены как процессами высокобарного фракциони­рования, так и колебанием уровней частичного плавления мантии. В по­следнем случае уровни частичного плавления могли меняться как под- впадинами (Тункинской), так и под смежными поднятиями, приводя к наблюдаемому разнообразию эффузивных пород. Появление значитель­ных объемов лав с толеитовой тенденцией в Тункинской впадине веро­ятно связано с высоким положением магматического очага по отноше­нию к сопряженным поднятиям, под которыми уровни магмообразовани располагались ниже.

В щелочных базальтах региона установлена наиболее распространенная лерцолит-пироксенитовая ассоциация ультраосновных включений, имеющая важное петрогенетическое значение в деле выяснения вероятного состава мантийного субстрата и термодинамических условий глубинного магмообразования.

По имеющимся данным верхняя мантия под рифтовой зоной состоит из шпинелевых лерцолитов с линзами пироксенитов, подстилаемая ниже 70 км гранатовыми лерцолитами. В соответствии с экспериментальными данными эти породы являются потенциальным источником базальтовых расплавов. В зоне Байкальского рифта и за его пределам базальтовая магма могла образоваться за счет частичного плавленш обогащенных глиноземом шпинелевых лерцолитов с участием флюидное фазы на глубине не более 80—100 км.

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

Вулканологические исследования, проведенные с применением комплексных геолого-геоморфологических и петрологических методов, позволили более полно восстановить историю развития вулканизма Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий, выяснить некоторых детали взаимоотношения между вулканизмом и тектоникой, уточнить особенности вещественного состава базальтовых пород, подойти к пониманию условий глубинного магмообразования. Однако отдельные вопросы остались недостаточно изученными и решение их требует дальнейших исследований.

Это касается прежде всего уточнения пространственно-возрастном эволюции вулканизма и вещественного состава его продуктов. Для уточнения стратиграфической последовательности накопления вулканогенных образований, определения их возраста и корреляции с осадочными отложениями впадин, поверхностями выравнивания, неотектоническими движениями и этапами рифтогенеза необходимо широкое применение методов абсолютной геохронологии, палеомагнитных, биостратиграфических, литологических исследований.

Таким образом, изучение кайнозойского вулканизма Байкальской) рифтовой зоны привело нас к заключению об отсутствии прямой связи между рифтогенезом и вулканизмом. Оба эти явления отражают процессы, происходящие в верхней части астеносферы. Петрологическая модель Байкальского рифтогенеза не является специфической моделью и отражает более общую картину магматизма Центральной Азии, связанную, по-видимому, с астеносферным выступом.

1. Сейсмологическая модель низкоскоростной неоднородности мантии под Монголо-Сибирской горной страной

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 мантич. Те сведения о сейсмическом разрезе мантии, которые имеются в настоящее время, позволяют полагать, что под Байкальской рифтовой зоной, под Саянами и, возможно, под Хангаем указанная неоднородность достигает подошвы зем­ной коры. Наиболее надежные сведения по запаздываниям сейсмических волн получены от взрывов в Неваде. По данным материалам в предположении о том, что недостаток скорости в пределах неоднородности составляет 0,3 км/с, толщина рассматриваемого аномального объекта оценивается в 300—400 км (Рогожина, Кожевников, 1979).

В силу недостатка данных эта неоднородность (аномальная мантия) выделяется как единое тело. Однако привлечение других геофизических материалов (электромагнитных, гравиметрических) позволяет считать, что верхняя часть области аномальной мантии соответствует выступу астеносферного слоя (литосфера здесь утонена), а нижняя часть — неоднородности в пределах астеносферы. Утонение литосферы обычно считается типичной чертой и других континентальных рифтовых зон: Восточноафриканской и Рио-Гранде. Неоднородность в пределах астеносферы выделяется менее достоверно. Для ее существования необходим постоянный подток глубинного вещества. Без такого подтока неоднородность в условиях астеносферы должна быстро растечься в стороны и исчезнуть.

1. Геотермическая модель развития астеносферного выступа под Байкальской рифтовой зоной

Сейсмические электромагнитные и гравиметрические данные показывают, что под Байкальской рифтовой зоной астеносфера образует выступ, кровля которого достигает раздела Мохо, где температура может быть оценена в 1200°С (Лысак, Зорин, 1976). Ширина кровли астеносферного выступа под Байкальской рифтовой зоной составляет около 300 км. Известно, что в Байкальской рифтовой зоне нет единой интен­сивной региональной геотермической аномалии. Резко повышенные величины тепловых потоков характерны преимущественно для рифто­вых впадин и зон разломов и не присущи окружающим горным хреб­там (Лысак и др., 1977; Lysak, 1978). Такая неоднородность теплового поля может отражать сложное глубинное строение, неравномерно пе­рераспределяющее конвективную составляющую теплового потока. По­добные модели для Байкальской рифтовой зоны строились в предыду­щие годы и хорошо известны (Лысак, Дучков и др., 1977; Лысак, Зо­рин, 1976, Lysak, 1978).

Длительный стационарный режим теплового поля под Байкальской рифтовой зоной даже с учетом изложенных выше причин должен был бы значительно повысить тепловой поток над обрамляющими Байкаль­ский рифт хребтами. На большей же части рифтовой зоны в промежут­ках между локальными аномалиями значения теплового потока состав­ляют 1,1 —1,3 е. т. п., что мало отличается от среднего теплового потока на Сибирской платформе (1,0—1,1 е. т. п.). Следовательно, можно по­лагать, что аномальная мантия (вещество астеносферы с температурой около 1200°С) появилась под разделом Мохо в рифтовой зоне сравни­тельно недавно, то есть 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 тепловом потоке и температуре астеносферы использовано значение температуры в центральной части коры, оцененное по глубине нижней границы магнитоактивного слоя (Очерки..., 1977). Указанная глубина в рифтовой зоне оказалась равной 18,5 км. Если считать, что нижнее ограничение магнитоактивного слоя определяется точкой Кюри титаномагнетита, который является главным ферромагнетиком в изверженных породах, и сопоставить рассматриваемый регион со стабильной Сибирской платформой, где тепловое» поле близко к стационарному, то температура на указанной глубине оценивается в 400—450°С, что хорошо согласуется с магнитной моделью земной коры подрифтовой зоны в течение 30 млн. лет, то есть средняя - 1978).

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 подрифтовой зоны) в течение 30 млн. лет, то есть средняя скорость перемещения составляла 2,67 км/млн. лет. Если вертикальный-цилиндр с диаметром 300 км (ширина рифтовой зоны), высотой 100км и с недостатком плотности 0,04 г/см3 всплывает под действием архимедовой силы с такой скоростью, то эффективная вязкость литосферы должна составлять 1022 Па. с. Данная оценка совпадает с величиной: вязкости литосферы, определенной С. А. Ушаковым и М. С. Крассом по растеканию берегов Атлантики. Поэтому принятая нами скорость всплывания астеносферного выступа является вполне правдоподобной,

В качестве начальных условий использованы геотермические пара метры, характерные в настоящее время для стабильной части Сибирской платформы. Внедрение астеносферного выступа моделировалось» принудительным смещением изотермы 1200°С с указанной скоростью. Считалось, что постоянство температуры на кровле выступа поддерживается за счет мелкомасштабной конвекции вещества астеносферы. Рост, высоты выступа прекращался, как уже указывалось выше, через 30 млн. лет. Поле температуры в литосфере и значения теплового по- тока 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 Г (после достижения раздела Мохо)-

Оказалось, что для того, чтобы тепловой поток на поверхности Земли и температура на глубине 18,5 км достигли современных значений после прекращения роста высоты астеносферного выступа должно пройти еще около 3 млн. лет (Зорин, 1979). Последняя оценка близка? к продолжительности верхнеплиоценово-четвертичного («новобайкальского»), этапа увеличения скорости тектонических движений.

Время роста астеносферного выступа (30 млн. лет) соответствует олигоцен-среднеплиоценовому этапу развития рифтовой зоны. Хотя этот процесс в первом приближении можно представить как всплывание в связи с гравитационной неустойчивостью, вызванной подпиткой астеносферы аномальным веществом, которое выносится восходящими конвективным потоком, все же следует полагать, что пространство в литосфере освобождалось главным образом в результате обрушения крупных блоков кровли. Истинное вязкое течение в литосфере играло второстепенную роль, на что указывает сравнительно небольшая амплитуда растяжения. Величина растяжения, необходимая для образования даже самых крупных впадин рифтовой зоны, не превышает 25 км, а ши­рина мантийного диапира составляет не менее 300 км. Отметим кстати, что подобные геометрические соотношения исключают возможность пассивного внедрения астеносферы в полость литосферы, образованную в результате растяжения под действием каких-либо внешних причин.

Замена части литосферы астеносферой вызывала изостатическое воздымание территории, то есть образование Саяно-Байкальского сводчатого поднятия. Растекания астеносферного выступа в процессе роста его высоты, видимо, не происходило, так как всплывающее тело должно принимать форму, обеспечивающую минимальное сопротивление движению.

В верхнем плиоцене астеносфера достигла подошвы земной коры 1и движение ее вверх на широком фронте прекратилось, так как ее плотность больше плотности коры. С этого времени начался процесс растекания выступа астеносферы в стороны в связи со стремлением механической системы к минимуму гравитационной энергии. Это должно было увеличить скорость растяжения коры и углубления рифтовых впадин. Последнее и отличает верхнеплиоценово-четвертичный этап от предыдущего.

Таким образом, разработанная геотермическая модель развития астеносферного выступа согласуется с изложенными представлениями о геодинамике рифтовой зоны, с последовательностью и продолжительностью основных геологических событий. Модели, описывающие неста­ционарное тепловое поле, могут являться хорошим инструментом исследования развития глубинных процессов во времени. Имеющиеся геофи­зические данные показывают, что модель эволюции астеносферного выступа пригодна и для Западной Монголии.

1. Геотермические модели трещинных интрузий мантийного вещества в земную кору под впадиной озера Байкал

Остановка движения вещества астеносферы вверх на широком фронте при достижении им раздела Мохо не означает того, 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». Указанная поверхность располагается примерно на 6 км ниже уровня моря (Очерки.., 1977). В связи с тем, что ширина трещин не­велика по сравнению с их глубиной, конвекция астеносферного вещест­ва в пределах трещин невозможна. Поэтому внедрившееся вещество начнет охлаждаться, кристаллизоваться и восстанавливать сплошность земной коры.

С точки зрения выяснения возможности существования подобных трещинных интрузий в земной коре целесообразно рассмотреть локаль­ные аномалии теплового потока, выявленные в последнее время благо­даря существенному прогрессу в геотермической изученности Байкаль­ской рифтовой зоны. Особенно детально изучено поле теплового пото­ка в пределах впадины озера Байкал (Голубев, Осокина, 1980). Во многих местах оно искажено ультралокальными аномалиями, связан­ными, очевидно, с гидротермальной деятельностью. Локальные аномалии шириной около 30**—**40 км выявляются при осреднении измеренных значе­ний теплового потока способом скользящего окна шириной 10 км.

Ранее было показано, что последние аномалии связаны с источни­ками тепла, расположенными в земной коре. На первом этапе (Очер­ки.., 1977) использовались модели, в которых тепловое поле считалось стационарным, а источники интерпретировались как зоны трещинова­тости, по которым циркулируют наиболее подвижные дифференциаты глубинного вещества (преимущественно гидротермы).

Видимо, более правильно считать, что локальные геотермические аномалии создаются остывающими трещинными интрузиями, и полагать, что температурное поле является нестационарным. Очевидно, внедре­ние таких интрузий в земную кору под рифтовыми впадинами было не­однократными (Очерки..., 1977) и имело место даже в те отрезки вре­мени, когда аномальная мантия еще не подошла к подошве коры, так как в условиях растяжения могли обновляться разломы, секущие всю литосферу. Однако древние трещинные интрузии должны были к на­стоящему времени остыть. Основной вклад в создание локальных гео­термических аномалий, по-видимому, вносят самые последние по вре­мени внедрения.

Если рассматривать однократный акт внедрения, то при некоторых допущениях можно оценить геометрические 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 теп­лового потока с наблюдаемой. Внедрение интрузии моделировалось мгновенным повышением температуры в ее предполагаемом объеме, Скрытая теплота кристаллизации моделировалась эквивалентным до­полнительным увеличением температуры. Если считать, что вещест­во аномальной мантии содержит 10% расплавленного базальта, то начальную температуру интрузии можно принять равной 1250°С. После внедрения интрузия начинала остывать, разогревая окружающие ее ча­сти коры и вызывая локальное повышение теплового потока 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» (Голубев и др., 1978; Зорин и др., 1979; Голубев, Осокина, 1980).

Подбор ширины интрузий и времени внедрения выполнен для двух районов впадины озера Байкал, где геотермическое поле изучено наи­более детально- В районе дельты р. Селенги теоретическая аномалия теплового потока хорошо вписывается в доверительные интервалы осредненных его значений, перенесенных на центральный профиль, при ширине интрузии около 8—10 км и времени ее внедрения около 3 млн. лет тому назад (верхний 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 под Байкалом проверены магнитометрическим методом. Возможности для подобной проверки весьма благоприятны, так как первая интрузия внедрилась перед началом магнитной эпохи Матуямы, а вторая — пе­ред ее концом. В эту эпоху (интервал времени 2,3—0,6 млн. лет. тому 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 создавать отрицательную магнитную аномалию. Тело же в районе Ушканьих островов остывало в основном в современную магнитную эпоху Ерюннеса) и должно создавать положительную аномалию.

Температура Кюри принята равной 400°С, так как основным фермагнетиком в магматических породах является титаномагнетит. На основе решения уравнения теплопроводности были определены части Интрузий, в которых температура опускалась ниже точки Кюри в эпохи Матуямы и Брюннеса, и по ним рассчитаны суммарные теоретические Вагнитные аномалии. Оказалось, что по знакам и по форме они подобны аномалиям, зафиксированным в двух указанных районах гидромагнитной съемкой (Зорин и др., 1979). Таким образом, магнитометрические ванные подтверждают вывод о существовании в районе дельты Селенги верхнеплиоценовой, а в районе Ушканьих островов — четвертичной ин­трузии мантийного вещества в земную кору. Так как локальные повышения теплового потока отмечаются и в других рифтовых впадинах, можно полагать, что кайнозойские трещинные интрузии существуют под всеми отрицательными структурными формами этого типа.

1. Модель деформации земной коры при континентальном рифтогенезе

Судя по геотермическому полю, разломы, которые, возможно, вмещают интрузии, имеют сравнительно небольшую длину и открывались, 1вдимо, 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. Кора при­обретала 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.

Для количественного описания процесса деформации коры обычно используется модель упруго-вязкого тела (тело Максвелла). Однако для этой модели нужно иметь представление об изменении напря­жений растяжения во времени, что сильно усложняет задачу. Гораздо проще описать «мгновенное» (соответствующее настоящему времени) поле напряжений. Для такого описания мы воспользовались формулой, полученной Е. В. Артюшковым (1972). Для континентальных условий эта формула имеет вид:

$$σ\_{xx}=g∙ρ\_{k}h+g\frac{ρ\_{m}ρ\_{am}}{ρ\_{m}-ρ\_{am}}∙\frac{h^{2}}{2H}$$

где $σ$ — усредненное по толщине коры напряжение растяжения, ориен­тированное перпендикулярно простиранию сводового поднятия (сдви­говые деформации на флангах рифтовой зоны не учитывались), g — ускорение силы тяжести, $ρ\_{k}$ — плотность коры, $ρ\_{m}$ — плотность нор­мальной мантии, $ρ\_{am} $— плотность аномальной мантии, *Н* — средняя тол­щина земной коры, *h* — превышение свода над окружающими ее рав­нинами в точке, в которой определяется напряжение. Влияние вариаций толщины коры по площади можно приближенно учесть введением ко­эффициента — $\frac{H}{H}$, где Н — толщина коры в месте определения напряжения. При расчете напряжений на площадях впадин высота свода принима- лась равной высоте непосредственно примыкающих к впадине горных хребтов. Входящие в формулу параметры изменяются весьма медленно в масштабе геологического времени. По крайней мере, можно полагать, что они сохраняются практически постоянными для времени порядка 103 лет.

В приведенном выражении напряжение не зависит от времени. По- этому тело Максвелла формально вырождается в тело Ньютона (вяз­кое тело). Следовательно, мы переходим к весьма упрощенной модели деформаций. В данном случае механические свойства коры определя­ются эффективной вязкостью.

Общее выражение для вязкости можно получить, полагая, что объем коры при - растяжении сохраняется постоянным и изостазия в пределах впадин не нарушается (сохранение изостазии предполагалось и при выводе формулы, описывающей напряжения ,растяжения). В этом случае относительные скорости горизонтальной и вертикально деформаций одинаковы, и их можно выразить через скорости современ­ных вертикальных движений земной коры. К сожалению, значения последнего параметра достоверно определены лишь в ограниченном числе пунктов рифтовой зоны. Однако в этом регионе существует хоро­шая корреляция между скоростями современных вертикальных движений и усредненными высотами рельефа. Поэтому можно считать, что скорости погружения днищ впадин пропорциональны их глубинам. Если принять вязкость коры вне пределов впадин постоянной ($η\_{0}$), то не­трудно получить следующее соотношение (Зорин, Богатова, 1978; Фло­ренсов, Зорин, 1979, Zorin, 1980):

$η=\frac{η\_{0}}{1+\left(\frac{η\_{0}}{σ}\right)∙с∙δh}$,

где $δh$ — глубина участка впадины относительно вершины свода (смежных хребтов); $σ$ — напряжение растяжения, а $η$ — вязкость, соответствующая участку ее определения; *c* — постоянная.

Физический смысл этой формулы весьма прост: чем ниже вязкость данного участка коры, тем сильнее он растянется и тем глубже будет впадина. Постоянную г)о мы приняли равной 1022 Па$∙$с, постоянная С рассчитана по величине вязкости коры в районе дельты р. Селенги, где достоверно определены скорость современных вертикальных движений и толщина коры, что позволило вычислить относительную скорость де­формации.

Располагая значениями напряжения $σ$ и вязкости $η$, можно рас­считать значения плотности тектонической мощности (количества энер­гии, затрачиваемой в единицу времени на деформацию блока земной коры с единичной площадью) по формуле.

$$M=S∙H∙\frac{σ^{2}}{η}$$

где *S*— площадь блока коры (км2).

Нами вычислены значения М, осредненные но площадкам 1000 км. Собственно говоря, все переменные величины, входящие в приведенные формулы, предварительно были осреднены по таким площадкам. Отнеся рассчитанные значения к центрам площадок, мы построили карту плотности тектонической мощности.

Оказалось, что по конфигурации изолиний эта карта подобна карта плотности сейсмической мощности (энергии сейсмических волн, выделяемой землетрясениями в год с единицы площади), построенной по независимым сейсмологическим наблюдениям, которые проводились в течение 10 лет. Коэффициент корреляции между логарифмами сопоставляемых параметров при учете дисперсии сейсмической мощности и составил около 0,7. На сейсмичность расходуется лишь несколько процентов мощности, затрачиваемой на общую деформацию, что является вполне правдоподобным (Зорин, Богатова, 1978; Zorin, 1980). Следует подчеркнуть, что мы моделировали лишь деформацию вязкого тела, не предполагающую возникновение разрывов, с которыми связаны землетрясения. Образование таких разрывов является, видимо, составным элементом общей деформации, которую в первом приближении можно рассматривать как квазивязкую.

Таким образом, развиваемые нами представления о механизме образования континентальных рифтов удовлетворительно выдерживают проверку таким ярким проявлением геодинамики, как сейсмичность.

Полученные результаты позволяют высказать некоторые соображения о возможном уровне сейсмичности отдельных участков Байкальской рифтовой зоны. Несмотря на общее подобие рисунков изолиний на картах плотности тектонической мощности и плотности сейсмической мощности, в отдельных местах намечаются и существенные различия между ними. Так, Северный Байкал оказывается весьма энергоемкой структурной формой, но уровень его сейсмичности в последние 10 лет был сравнительно невысок. В то же время существуют сейсмогеологпческие данные о сильных землетрясениях, имевших место в рассматривае­мом районе в недавнем исторического прошлом. Можно полагать, что такие же землетрясения возможны здесь и в будущем. Полученные ре­зультаты показывают, что путь прогноза места, силы и повторяемости землетрясений по теоретическому описанию процесса деформации коры является весьма перспективным.

Рассмотренные модели не исчерпывают всего многообразия геоло­гических процессов, происходящих в настоящее время в Байкальской рифтовой зоне. От других не отличаются наибольшей разработанно­стью, опирающейся на комплексный анализ геолого-геофизических ма­териалов.

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в коре.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 3.

Голубев В. А., Зорин Ю. А., Лысак С. В., О с о к и и а С. В. Новые геотер­мические исследования на озере Байкал.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1968.

Голубев В. А., Осокина С. В. Распределение теплового потока и природа его локальных аномалий в районе озера Байкал.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли,

№ 4. 1980.

Зорин Ю. А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с осо­бенностями ее глубинного строения.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1978.

Зорин Ю. А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 9, 1979.

Зорин Ю. А.. Богатова Л. В. Геодинамика и сейсмичность Байкальского риф­та.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья, Новосибирск: Наука, 1979.

Зорин Ю. А., Голубев В. А., Новоселова М. Р. Геофизические данные о I позднекайнозойских интрузиях под Байкалом. ДАН СССР, т. 249, № 1, 1979.

Зорин Ю. А., Логачев Н. А., Шерман С. И. Основные черты геодинами- ческой модели Байкальского рифта.— В кн.: Проблемные допросы геологии и геофизики Восточной Сибири. Иркутск, 1978.

Киселев А" И., Медведев М. Е., Головко Г. А. Базальты Витимского I плоскогорья.— В кн.: Современные исследования земной коры. Иркутск, 1975.

Киселев А. И., Головко Г. А., Медведев М. Е. Химизм и некоторые воп- I росы петрогенезиса базальтов Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Роль рифтогенеза I в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.

Киселев А. И., Медведев М. Е., Головко Г. А. Вулканизм Байкальской I рифтовой зоны и проблемы глубинного магмаобразования. Новосибирск, Наука, 1979. I

Киселев А. И., Рассказов С. В. Продукты глубинной кристаллизации в эк- I снлозивном материале вулкана Аку (Северное Забайкалье)—Докл. АН СССР, 1979, I № 2, т. 247.

Кропоткин II Н. Как могла возникнуть внутри континенту крупная изолиро- I ванная рифтовая система (рифты Байкальской зоны)?—В кн.: Континентальный риф- I тогенез. М.: «Советское радио», 1977.

Леви К. Г. Некоторые параметрические зависимости «неотектоника — кайнозой- I ский вулканизм» в Байкальской рифтовой зоне.— Тезисы докладов IX конфер. молод. I науч. сотрудн. по геол. и геофиз. Вост. Сибири. Иркутск, 1980.

Леви К. Г. Относительное перемещение плит в Байкальской рифтовой зоне,— I Геология и геофизика. № 5, 1980.

Леви К. Г. Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зо- не,—В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, Наука, 1981.

Леви К. Г., Сизиков А. М. Голоценовые тектонические движения во впадинах I северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. В. кн.: Геологические и сейсми- I ческие условия района Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск. Наука, 1978, I с. 26—33.

Логачев Н. А., Ф л о р е н с о в Н. А. Байкальская система рифтовых долин,— I В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. I

Логачев Н. А., Шерман С. И., Леви К. Г. О принципах и методике составле- I ния карты новейшей тектоники Сибири.— В кн.: Методика составления «Атласа тскто- I нических карт и опорных профилей Сибири». Новосибирск, 1981.

Лыса к С. В., Дучков А. Д., Голубев В. А., Зорин Ю. А., Сокол о- I в а Л. С. Глубинный тепловой поток и температура земной коры Байкальского риф­та.—В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука,

с. 54—62.

Л ы с а к С. В., Зорин Ю. А, Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976, 92 с.

Новоселова М.'Р. Магнитная модель Байкальской впадины.— В кн.: Сейсмич­ность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, с. 88—94.

Новоселова М. Р. О магнитоактивном слое земной коры Монголии.— В кн.: Вопросы геологии Восточной Монголии и сопредельных территорий. Тр. Керуменской монгольско-советской геологической экспедиции. Иркутск, 1980, с. 25—26.

Очерки по глубинному строению Байкальского рифта (под редакцией Н. А. Фло- ренсова.— Новосибирск: Наука, 1977.

Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Бай­кальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979.

Ружич В. В. О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальском рифте.— В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука,

1978,

Ружич В. В. Разрывы и их роль в формировании Чарской рифтовой впадины.—

В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ, М.: Наука, 1980.

Ружич В. В. Активные разрывы в районе Кодарского тоннеля трассы БАМ,—

В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980.

Ушаков С. А., К р а с с М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972.

Ф лоренсов Н. А., Зорин Ю. А. Байкал — окно в недра Земли.— Природа,

№ 5.

Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977.

Шерман С. И. Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и ее структур­ный анализ.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.

Шерман С. И., Леви К. Г. Горизонтальные движения земной коры на флангах Байкальской рифтовой зоны и современная Гидротермальная деятельность.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: 1976.

Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зо­ны,—Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2.

Шерман С. И., Л е в и К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зо- ш и сейсмичность ее флангов.— В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных иифтовых зон. М.: Наука, 1978.

Logatchev N. A., Rogozhina V. A., Solonenko V.P., Zorin Yu. А. ■Deep structure and evolution of the Baikal rift zone. In: Teotonics and Geophygics of ■Continental Rifts. Dordrecht, Holland, 1978.

Logatchev N. A., Rogozhina V. A., Solonenko V. P., Zorin Yu. A. dophysics, 1978, vol. 45, No. 1.

Lysak S. V. The Baikal rift heat flow. Tectonophysics, 1978, v. 45, No. 1.

Novoselova M. R. Magnetic anomalies of the Baikal rift zone and adjacent areas. Tectonophysics, 1978, v. 45, No. 1.

Sherman S. I. Faults of the Baikal rift zone. Tectonophysics, 1978, v. 45. No. 1.

Zorin Yu. A., Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone.

Zorin Yu. A. Deformation and Viscosity of the Earth's crust of the Baikal Rift. In: Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. John wiley and Sons Limited, Chichester, England, 1980.