

## ЛИТЕРАТУРА

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г., Свириденко Л.П., Светов А.П. Прогнозы алмазоносности Карельского региона Фенноскандинавского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. С. 110-113.
2. Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии. В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск. 2004. 351 с.
3. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизм возникновения время появления и глубины формирования. Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.
4. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев.: Наукова Думка. 1990. 169 с.
5. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 357 с.
6. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л. 1980. 216 с.
7. Светов А.П., Белашев Б.З. Описание лавовых покровов докембрийского вулканизма числами Фиббоначи – Труды XVIII межд. конференции Математические методы в технике и технологиях, 31мая-3 июня, 2005, Казань, 2005, т. 6, с.98-99.

**ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ (МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ) ПОДНЯТИЙ И ПРОГИБОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ****Семакин В.П., Кочергин А.В.**

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

По завершении палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации в конце позднего мела и раннем кайнозое на огромных площадях континентов Земли, включая Евразию, существовали пенеплены с покровами коры выветривания, что связывается с процессами растяжения земной коры [14].

В зонах континентальных эпиплатформенных рифтов [7] обычно выделяются предрифтовая и рифтовая стадии [14]. Предрифтовая стадия характеризуется равнинным рельефом с накоплением тонкообломочных осадков в небольших плоских впадинах и местами со слабым проявлением базальтового вулканизма.

Рифтовые стадии делятся на два этапа – равнинный и горный (орогенный). Равнинный этап, продолжавшийся в некоторых районах с позднего олигоцена по ранний плиоцен включительно, характеризуется накоплением тонкообломочных осадков в осевых частях впадин и грубообломочных – в прибортовых участках [14]. Ведущим процессом на этом этапе является погружение впадин по наметившимся разломам при подчиненной роли поднятий. Для данного этапа характерны массовые излияния платобазальтов, которые проявляются как в пределах впадин, так и на окружающих их территориях (район Тункинской впадины [4]). В отдельных районах в этот период формируются покровы платофонолитов (Кенийская рифтовая зона – Р.З. [7]). В земную кору впадин в этот период, вероятно, происходит внедрение интрузий базит-гипербазитового состава, а ниже подошвы коры начинает формироваться аномальная мантия с  $V_p=7,2-7,8$  км/с. Не исключено, что Эфиопский и Кенийский рифты также начали зарождаться в период массовых площадных излияний эффузивов с одновременным внедрением в земную кору базит-гипербазитовых расплавов, о чём свидетельствуют относительно положительные аномалии Буге в пределах указанных рифтов.

Горный (орогенный) этап во многих регионах начался в верхнем плиоцене и продолжается до настоящего времени. Этот этап характеризуется значительным возрастанием интенсивности восходящих движений с формированием горного рельефа (неотектонических поднятий). На этом этапе образуется молассовая формация с нижней красной и верхней сероцветной подформациями [14]. При этом, в одних случаях одновременно происходит дальнейшее развитие и углубление грабенов (Байкальский рифт [14]), в других – впадины вовлекаются в поднятие.

В некоторых случаях устанавливается смещение во времени равнинного и горного этапов относительно других районов. Так в районе Ньяса-Танганьикского рифта равнинный этап продолжался в течение миоцена, плиоцена и первой половины плейстоцена, а орогенный этап начался во второй половине плейстоцена [7]. В районе Момского рифта равнинный этап продолжался в течение плиоцена и раннего плейстоцена, а горный этап начался в среднем плейстоцене [4]. В западной части Тихоокеанского кольца мощная эпоха горообразовательных процессов датируется средним-верхним плейстоценом. Формирование Муйской и Чарской впадин (СВ часть Байкальской рифтовой зоны – БРЗ) началось, наиболее вероятно, лишь в четвертичное время, поскольку осадки более раннего времени здесь не установлены [4; 5].

Байкальская рифтовая зона является наиболее изученной в геолого-геофизическом отношении. В пределах этой зоны поверхность мантии (М) повсеместно характеризуется относительно низкими (7,6-7,8 км/с) скоростями Р-волн, глубины до которой колеблются от 34 до 55 км. На прилегающих территориях Сибирской платформы и Забайкалья мощность земной коры изменяется в пределах 37-45 км с «нормальными»  $V_r$  на поверхности М 8,1-8,2 км/с. Под центральной частью Байкальской впадины установлена минимальная мощность земной коры – 34-35 км.

Под относительно «молодой» Муйской впадиной мощность коры составляет 40-41 км, а под обрамляющими её хребтами увеличивается до 45 км [8].

Под Южной котловиной озера Байкал кровля кристаллического фундамента с  $V_r = 5,8-6,0$  км/с прослеживается на глубинах от 8 до 14 км, а начиная с глубин 13-16 км скорости в земной коре увеличиваются с 6,3 км/с до 7,8 км/с у её подошвы [13], т.е. земная кора здесь является достаточно высокоскоростной. В пределах Муйской впадины в земной коре на глубинах от 5 до 20-25 км устанавливается чередование относительно высокоскоростных (6,2-6,4 км/с) и низкоскоростных (менее 6,2 км/с) полос шириной 20-50 км, полого падающих в восточном направлении, а под её центральной частью на глубинах 25-35 км скорости не превышают 6,4 км/с. Однако под впадиной в низах коры непосредственно над аномальной мантией залегает градиентный слой мощностью от 3 до 6 км, в котором скорости Р-волн непрерывно увеличиваются от 6,8-7,0 км/с до 7,6-7,8 км/с. Плотность этого слоя оценивается в  $3,23 \text{ г/см}^3$ . Такой же слой установлен под относительно менее выраженными рифтовыми впадинами Баунтовской и Кондинской [9]. Этот высокоскоростной и соответственно высокоплотный слой связан, наиболее вероятно, с внедрениями базит-гипербазитовых расплавов в основание земной коры. Под горными хребтами, разделяющими впадины, высокоградиентный слой не установлен.

Практически под всеми крупными рифтовыми впадинами БРЗ на глубинах 12-17 км установлен волноводный слой с  $V_r = 6,2$  км/с, тогда как в верхней части земной коры Сибирской платформы он не выявлен [8]. По данным магнитотеллурических исследований практически на тех же глубинах ( $\sim 10-20$  км) в пределах Байкальского рифта фиксируется проводящий слой мощностью 5 км с удельным электрическим сопротивлением (уд.э.с.) 10-30 Ом·м [3]. В Чарской впадине (СВ часть БРЗ) внутрикоровый проводящий слой установлен на глубине 8-10 км. В межвпадинных перемычках проводящий слой с уд.э.с. 80-200 Ом·м фиксируется на глубинах от 10 до 13 км. В пределах Джугджуро-Станового неотектонического поднятия первый проводящий слой также выражен неотчётливо (уд.э.с. 70-100 Ом·м) [6]. Коровый проводящий слой, совпадающий с волноводным слоем, обычно связывают с повышенной трещиноватостью коры и наличием минерализованных растворов.

Над рифтовыми впадинами аномалии Буге в одних случаях имеют относительно положительные значения (Эфиопский и Кенийский рифты [7], в других – отрицательные, связанные с большой мощностью осадков (Байкальский рифт), которые изостатически компенсируются нижележащими плотными массами земной коры [5]. В целом можно констатировать, что земная кора рифтовых впадин обычно уплотнена и в целом изостатически скомпенсирована.

Мощность «аномального» слоя (аномальной мантии) под основными рифтовыми впадинами достигает 20-50 км, а на участках межвпадинных перемычек он становится маломощным или выклинивается [11]. В районе Байкальской впадины поперечное сечение аномального слоя представляется в виде утолщённого под рифтом (до 50 км) гриба с почти вертикальным ограничением со стороны Сибирской платформы и плавным выклиниванием в юго-восточном направлении [8; 11]. Под центральной частью Муйской впадины мощность аномального слоя составляет 7-8 км, а под Северо-Муйским хребтом 15 км [9]. В БРЗ ниже аномального слоя устанавливается преломляющая поверхность ( $M_1$ ) с  $V_r = 8,0-8,2$  км/с («нормальные» для мантии значения), глубины до которой изменяются вдоль оси рифтовых впадин от 40 до 90 км. Последняя глубина установлена под Байкальским рифтом [11]. Под Центральной частью Муйской впадины глубина до  $M_1$  составляет 50 км, а под Северо-Муйским хребтом 58 км [9].

В БРЗ аномальный слой со скоростью 7,6-7,8 км/с соответствует частично расплавленной мантии, содержащей 5-10 % базальтового расплава [11], что согласуется с данными повышенного теплового потока и магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Так под оз.Байкал установлен проводящий слой на глубинах от 30 до 50 км (уд.э.с. 15 Ом·м) [10], что соответствует глубинам самой нижней части коры и верхней части аномального слоя. Под Муйской и Чарской впадинами проводящий слой [6] выявляется также в пределах аномального сейсмического слоя [9]. Предполагается, что, по крайней мере, в рифтовых впадинах с большой мощностью сейсмически аномального слоя он продолжается вниз в виде узкого щелевидного канала (или каналов) вплоть до глубины 100 км (волновода Гуттенберга) [11], а с учётом данных МТЗ, возможно, и глубже [2; 10].

Таким образом, под рифтовыми впадинами, совпадающими с зонами растяжения, природа аномального сейсмического слоя, наиболее вероятно, связана с частичным плавлением мантии. Этот относительно низкоскоростной, электропроводящий слой с пониженной вязкостью представляет собой своеобразную «астенолинзу», играющую роль регулятора в изостатическом равновесии земной коры рифтовых впадин. Однако под горными хребтами, обрамляющими впадины, аномальный сейсмический слой, видимо, имеет иную природу, связанную в основном с метасоматическими процессами, вызывающими габброизацию, амфиболизацию и флогопитизацию перидотитов [12].

Большинство современных горных районов на континентах характеризуется отрицательными аномалиями в редукции Буге, наиболее интенсивные из которых (до – 550 мГал) выявлены под Тибетом. Установлено, что аномальные компенсационные массы практически не распространяются глубже 100 км, т.е. существуют в изостатически скомпенсированной литосфере и обусловлены не чисто термическими эффектами, а преимущественно изменениями вещественного состава [1], причём компенсационные массы связываются как с изменениями мощности земной коры, так и с плотностными неоднородностями, расположенными на различных уровнях земной коры и верхней мантии

[12]. На основании анализа ряда скоростных и геоэлектрических моделей, в континентальной литосфере горных районов не устанавливается заметных зон плавления, которые могли бы вызвать значительное разуплотнение земной коры и верхней мантии. Исключение здесь могут составлять электропроводящие и волноводные слои в земной коре, обусловленные в некоторых случаях частичным плавлением, однако их роль в разуплотнении не вполне ясна.

Разуплотнение мантии и низов коры может происходить при метасоматических процессах за счёт образования малоплотных калийсодержащих твёрдых минеральных фаз, среди которых ведущим, видимо, является флогопит ( $\rho$  2,70-2,85 г/см<sup>3</sup>), устойчивый до глубин 150-200 км при  $T \sim 1100^\circ\text{C}$ . Определённую разуплотняющую роль в мантии могут играть также анортоклаз ( $\rho$  2,55-2,58), лейцит ( $\rho$  2,45-2,50), кальсилит ( $\rho$  2,60), санидин ( $\rho$  2,55-2,58), гидросанидин ( $\rho$  2,50-2,70) и другие малоплотные калийсодержащие минералы. При плавлении такой в разной степени метасоматизированной мантии могут возникать базальтовые расплавы с повышенным содержанием калия, которые извергаются в период орогенного этапа, в частности, на вулканах центрального типа. Наличие в мантии коэсита ( $\rho$  2,93) и переход граната в пироксен при снижении давления также могут оказывать влияние на её разуплотнение. В областях развития карбонатитового магматизма (Кенийская РЗ) в верхней мантии (при  $P > 20-30$  кбар) малоплотные твёрдые минеральные фазы могут быть представлены карбонатами (доломит  $\rho$  2,80-2,90; магнезит  $\rho$  2,90-3,10; кальцит  $\rho$  2,60-2,80), связанными с метасоматическими процессами при взаимодействии мантийных перидотитов с  $\text{CO}_2$  и щелочно-карбонатными компонентами ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ). Карбонаты могут существовать на больших глубинах, так доломит при давлении 50-70 кбар распадается на магнезит ( $\rho$  2,90-3,10) и арагонит ( $\rho$  2,95), устойчивые до 180 кбар [12].

Увеличение мощности земной коры под горными сооружениями представляет собой процесс разуплотнения мантии пироксенитового или эклгитового состава под действием высокотемпературного Si, Na, K метасоматоза, в результате чего образуются различные плагиоклазсодержащие породы обычно с калиевыми минералами. В пределах земной коры малоплотные минеральные фазы возникают в результате метасоматической гранитизации, сопровождаемой привнесением глубинными флюидами Si, K, Na, Al. При этом коровый субстрат преобразуется в широком интервале глубин от 22-25 км (гранулитовая фация) до 10-12 км (амфиболитовая фация). Кремнeshелочной метасоматоз сопровождается экзотермическими реакциями. В результате таких реакций и, возможно, при дополнительном подтоке тепла происходит плавление метасоматизированного субстрата с образованием кислых расплавов (Эфиопская РЗ).

Немаловажную роль в разуплотнении некоторых участков земной коры и верхней мантии играют процессы серпентинизации, которые проявляются в большей степени в районах развития базит-гипербазитового магматизма.

Метасоматические процессы могут стимулироваться, в частности, глубинными дислокациями по типу широкого сложного сдвига с образованием зон растяжения и сжатия. В целом изостатическое равновесие различных литосферных колонок, включающих топографические массы (горы), земную кору, коромантийные смеси и верхнюю мантию, осуществляется, главным образом, в астеносфере, а в отдельных случаях и на более высоких уровнях литосферы. Таким образом, неотектонические поднятия (горы), являющиеся по своей природе, в основном, изостатическими, создаются вертикальными движениями, обусловленными разуплотнением различных горизонтов земной коры и верхней мантии под действием метасоматических процессов, сопровождаемых привнесением глубинными флюидами Si, K, Na, Al и ведущих к образованию новых твёрдых минеральных фаз пониженной плотности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е., Демьянов Г.В., Кабан М.К., Кучериненко В.А. Гравитационное поле плотностных неоднородностей литосферы Северной Евразии // Физика Земли. 1993. № 5. С. 12-22.
2. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В. Магнитотеллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 1989. № 10. С. 3-26.
3. Горностаев В.П. Магнитотеллурические исследования впадины оз. Байкал // Физика Земли. 1979. №6. С. 99-101.
4. Грачёв А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
5. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
6. Мандельбаум М.М., Шпак И.П. Современные представления о глубинном строении Северо-Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1981. С. 168-173.
7. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
8. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Возможности изучения литосферы методом глубинного сейсмического зондирования на примере Байкальской рифтовой зоны // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Матер. Междунар. геоф. конф. Новосибирск СО РАН, 2000. С.166-170.
9. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П. Изучение зоны перехода от земной коры к мантии на Северо-Востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отражённых волн // Физика Земли. 2004. № 5. С. 47-57.
10. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Буглова С.Г. Вертикальная и горизонтальная составляющие электротеллурического поля на озере Байкал и их связь с электропроводностью среды // Физика Земли. 2008. № 3. С. 73-83.

11. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
12. Семакин В.П., Кочергин А.В. Глубинные факторы формирования континентального горообразования // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы Всеросс. конф. с междунаро. участием. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 314-318.
13. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1159-1167.
14. Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 390-405.

## ОТРАЖЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПРИБАЙКАЛЬЯ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

**Семинский К.Ж.<sup>1</sup>, Черемных А.В.<sup>1</sup>, Бобров А.А.<sup>1</sup>, Кожевников Н.О.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, seminsky@crust.irk.ru, cherem@crust.irk.ru, alexbob@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, KozhevnikovNO@ipgg.nsc.ru

Для условий Западного Прибайкалья отработан комплекс структурно-геологических, геоморфологических и геофизических методов, оптимальных для исследования внутренней структуры разломных зон, которые по современным представлениям тектонофизики, кроме узкой полосы тектонитов главного сместителя, включают широкие подзоны распространения разрывов 2-го порядка и генетически связанной с ними тектонической трещиноватости. Исследования проведены для нескольких разломов, располагающихся в пределах приольхонского и приангарского полигонов, и включали тектоно- и геофизические работы, позволившие установить наиболее общие особенности структурного развития, а также эманационного, электрического и магнитного полей в зонах эталонных разломов разной степени тектонической активности и морфогенетического типа.

Структурная съемка проводилась в рамках методики спецкартирования [2] с применением методов полевой тектонофизики (реконструкция полей напряжений, векторов перемещения по разломам и т.д.). Исследованы 6 сбросовых и 10 сдвиговых разломных зон, представляющих генеральные (Приморский, Окинский разломы), региональные (Кучелгинский, Улурбинский разломы) и, главным образом, локальные ранги дизъюнктивов. Сформирован обширный банк структурных данных, основу которого составляет документация 135 точек наблюдения, которая в 95 случаях сопровождалась массовым замером элементов залегания трещин, представляющим «структурный портрет» коренного выхода. По этим материалам построены диаграммы трещиноватости, реконструированы поля напряжений, выявлены трещинные парагенезисы, построены графики и карты плотности разломов и трещин (рис.).

Результаты исследований позволяют констатировать наличие у разломных сместителей в Приольхонье и Приангарье широкой зоны парагенетически связанных разрывов и трещин. Размеры зоны у генеральных, региональных и локальных разломов достигают, соответственно, сотен, первых 10-ов и первых метров, что определяется по характеру разрывных сетей, а также – в различных показателях плотности трещин (объемной, площадной и линейной). В скальных породах Приольхонья строение зон характеризуется наличием подзоны тектонитов магистрального сместителя, подзоны развития разрывов 2-го порядка и подзоны трещиноватости, генетически связанной с подвижками по сместителю, причем первая по ширине несоизмеримо мала в сравнении с двумя другими. Для приангарского полигона на базе структурно-геологических исследований эталонных разломов (проведенных в т.ч. и в небольших канавах) установлена зональность их проявления в позднекайнозойских осадках. Перемещения по локализуемому в скальных породах сместителю выражены в перекрывающих его наиболее молодых слабосцементированных отложениях в виде закономерно организованных зон: от их периферии к осевой части происходит смена участков развития системных трещин отрыва, затем отрывов и сколов и, наконец, разрывов со смещениями, достигающими десятков сантиметров. Характер проявления деформаций в последнем случае свидетельствуют о большой вероятности их возникновения в результате землетрясения.

Анализ реконструированных полей напряжений указывает на то, что внутренняя структура изученных разломных зон Приангарья и Приольхонья формировалась при сдвиге, сжатии и растяжении, причем в двух последних случаях ориентировка субгоризонтальных осей, соответственно,  $\sigma_3$  или  $\sigma_1$  была аналогичной: СЗ-ЮВ. Сжатие, по-видимому, относится к палеозойскому времени, а две другие динамические обстановки отражают эпоху кайнозойского рифтообразования. Отдельные этапы тектонических подвижек вносили различный вклад в формирование внутренней структуры эталонных зон, но, как правило, один из них доминировал, что позволяет каждый из дизъюнктивов считать в первом приближении сдвигом или сбросом. Таким образом, проведение тектонофизических исследований позволило выбрать эталонные сдвиговые и сбросовые зоны разного масштабного ранга, установить специфику их внутреннего строения и развития, т.е. создать структурную основу для проведения геофизических исследований (эманационная съемка, электро- и магниторазведка).