

что максимальные значения параметра  $Q_{Rn}$  в разломах Приангарья, соответственно, варьируют примерно от 1200 Бк/м<sup>3</sup> до 20000 Бк/м<sup>3</sup>, а в Приольхонье – от 1400 Бк/м<sup>3</sup> до 60000 Бк/м<sup>3</sup>. Величины зависят от размеров дизъюнктивов, но при сравнении одноранговых структур большей активностью радона характеризуются разломные зоны приольхонского полигона, что определяется более интенсивной деструкцией субстрата в их пределах.

Аномалии объемной активности радона лучше других использованных в работе параметров геофизических полей выделяют те сегменты разломных зон, которые были активны в эпоху рифтогенеза (т.е. в полях сдвига или растяжения). Эти участки для приольхонских разломов, как правило, представляют подзону развития разрывов второго порядка, а также подзону главного сместителя, если его тектониты не являются слабо проницаемой глиной трения. У платформенных дизъюнктивов, перекрытых рыхлыми позднекайнозойскими отложениями, максимумы эманаций охватывают также две центральные подзоны, характерной особенностью которых является распространение трещин и сравнительно крупных разрывов скалывания. Границы зон отмечаются заметными повышениями параметра  $Q_{Rn}$ , а отдельные сместители – частными максимумами в пределах соответствующей зоне участка аномальных величин объемной активности радона.

Главный результат геофизических исследований на полигонах Западного Прибайкалья заключается в выборе и отработке комплекса полевых методов, а также определении специфики отражения в эманационном, электрическом и магнитном полях структурных особенностей (границ отдельных подзон и сместителей) эталонных зон сдвига и растяжения. Анализ созданного банка геофизических данных, а также результаты парных корреляций, рассчитанных по характеристикам трех изученных полей в одних и тех же точках наблюдения, показали отсутствие значимых взаимосвязей.

Детальное сопоставление тектоно- и геофизических параметров для каждого природного объекта в отдельности и синтез полученного материала показали, что внутренняя организация разноранговых разломных зон и её проявление в геофизических полях закономерны. В то же время отдельные геофизические поля выделяют разные черты строения сдвиговых и сбросовых зон, выявленных в ходе структурно-геологического анализа. Наиболее информативным геофизическим методом картирования структуры активных разломных зон Прибайкалья является эманационная съемка. Ее данные позволяют выделять отдельные сместители, границы зон и составляющих их подзон, свидетельствуя в целом о большей объемной активности радона у крупных сбросов по сравнению с разломами, относящимися к меньшему масштабному рангу и к другим морфогенетическим типам. Электроразведка методом СП и магниторазведка не всегда дают контрастные аномалии у активных сместителей, но часто выделяют вблизи них широкую зону, отвечающую древним тектонитам, которые образовались в докайнозойские эпохи, а затем служили концентратором новейших напряжений.

Таким образом, комплекс апробированных на территории Прибайкалья методов полевой геофизики может являться основой для экспрессного выделения разломных зон на местности, а также картирования их разновозрастной внутренней структуры. Перспективы исследований подобного типа связаны с созданием обобщенной геолого-геофизической модели разломной зоны (в широком тектонофизическом понимании), что имеет практическое значение для поисков месторождений углеводородов и других полезных ископаемых, контролируемых тектоническими нарушениями и локализующихся в пределах слабо обнаженных территорий.

*Авторы благодарны канд. геол.-мин. наук А.С.Гладкову и инженеру Е.И.Козуту за помощь в проведении исследований, выполненных при финансовой поддержке СО РАН (ОНЗ-6.13) и РФФИ (№ 07-05-00061).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров А.А. Об особенностях влияния метеоусловий на объемную активность радона в некоторых регионах юга Восточной Сибири // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 215-216.
2. Семинский К.Ж. Картирование разломно-блоковой структуры земной коры на современном этапе развития тектонофизики // Геофизический журнал, 2005, Т.27, №1, С. 85-96.

### ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Семинский К.Ж.<sup>1</sup>, Радзиминович Я.Б.<sup>1</sup>, Кожевников Н.О.<sup>2</sup>

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

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

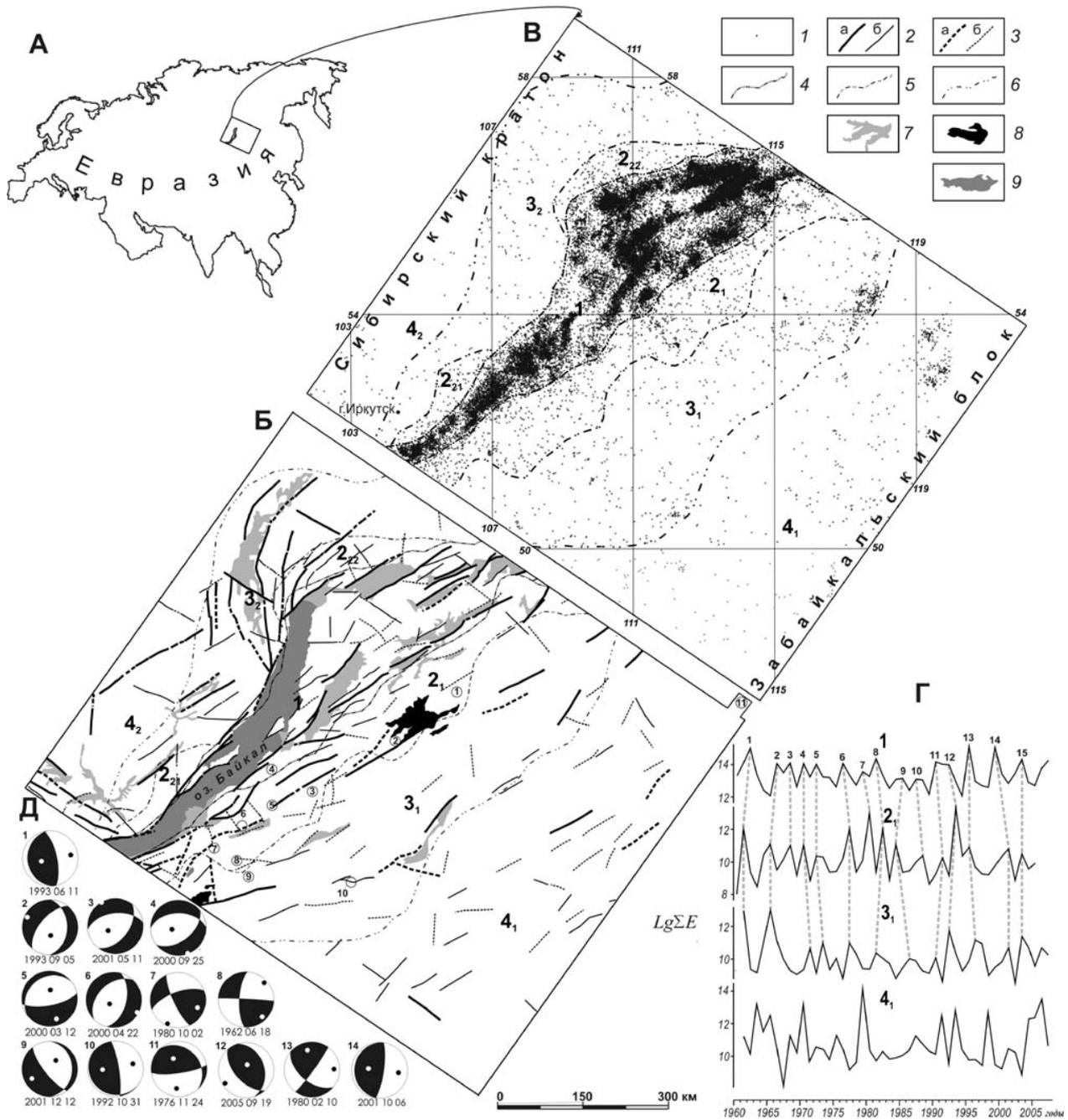
Развитие Саяно-Байкальского сейсмического пояса определяется динамикой взаимодействия Сибирского и Забайкальского блоков литосферы с образованием Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и системы опе-

ряющих тектонических структур (рис. А-В). Несмотря на то, что это один из наиболее активных и хорошо изученных поясов Центральной Азии, проблема выявления его внешних границ и особенностей внутреннего строения продолжает оставаться актуальной. Предыдущие детальные исследования пространственно-временного распределения слабых землетрясений на юге Сибирской платформы показали [7], что они принадлежат к северной периферии Саяно-Байкальского сейсмического пояса шириной (150-300 км) и генетически связаны с интенсивными деструктивными процессами в его осевой части. Эти результаты, кроме известной практической значимости, важны в общегеодинимическом отношении: значительное расширение пояса, а также наличие продольных полос рассеянной (платформенная периферия пояса) и интенсивной (приосевая часть) сейсмичности могут свидетельствовать о 1) большей, чем принято считать, глубине проникновения процесса разрушения, генерирующего коровую сейсмичность, и 2) существовании отчетливых уровней деструкции в разрезе литосферы.

В связи с тем, что перечисленные вопросы не могут быть решены без изучения южной периферии Саяно-Байкальского сейсмического пояса, первоочередной задачей проведенного исследования было установить пространственно-временные закономерности проявления землетрясений в Забайкалье и, частично, Монголии в их связи с развитием структуры Байкальского рифта. Площадь исследования охватывает байкальский (центральный) сегмент сейсмического пояса (рис. В), который развивается в единой динамической обстановке и, как следствие этого, характеризуется сравнительно простой внутренней организацией. Участок ориентирован вдоль оси доминирующего в Байкальском рифте растяжения и включает основное поле сейсмичности, которое отделено районами ее менее интенсивного проявления от флангов БРЗ, развивающихся в условиях левого сдвига.

Анализ эпицентрального поля проводился только по ночным землетрясениям и землетрясениям с  $K \geq 12$ , что позволяло в существенной мере исключить из рассмотрения взрывы, проводившиеся в рассматриваемый период времени (1960-2005гг.) на смежных с рифтом территориях Забайкалья и Иркутской области. Как видно из рис. В, сейсмический пояс на изучаемом отрезке характеризуется наличием трех как бы вложенных друг в друга подзон, существенно отличающихся плотностью землетрясений. Наиболее отчетливо выделяется единая приосевая полоса интенсивной сейсмичности (№ 1) со средней шириной 130 км (40÷240 км). Умеренная сейсмичность свойственна промежуточной подзоне (№ 2), которая при общей ширине 250 км (125÷405 км) представлена сплошной полосой в Забайкалье (№ 2<sub>1</sub>) и двумя фрагментами (№ 2<sub>21</sub> и № 2<sub>22</sub>) на территории платформы. Периферийная подзона (№ 3) со средней шириной 570 км (350÷725 км) характеризуется слабой сейсмичностью в пределах двух сплошных полос на платформе (3<sub>2</sub>) и в Забайкалье (3<sub>1</sub>). Северо-западная граница Саяно-Байкальского сейсмического пояса в целом может отождествляться с ограничением платформенной полосы, т.к. за пределами последней фиксируются лишь единичные землетрясения. Внешняя граница подзоны № 3 достаточно отчетливо обозначается и в Забайкалье, однако следующий сразу за ней узкий участок проявления отдельных сейсмических событий сменяется областью (№ 4<sub>1</sub>), где землетрясения распространены не меньше, чем в полосе № 3<sub>1</sub>. Таким образом, несмотря на достаточно строгую поперечную (наличие зеркальной симметрии полос по отношению к оси пояса) и продольную (отражение двух расширений пояса в конфигурации границ всех выделенных полос) зональность пространственного распределения сейсмичности в поясе, вопрос о его юго-восточной границе был решен окончательно только после проведения дополнительного анализа сейсмологических и геологических данных.

Рис. Г позволяет последовательно сравнить временные вариации сейсмической активности, имевшие место в пределах каждой из забайкальских полос (графики 2<sub>1</sub>, 3<sub>1</sub> и 4<sub>1</sub>), с аналогичными данными для приосевой части пояса (график 1), где сейсмический процесс обусловлен формированием структуры Байкальского рифта. Подобный анализ ранее позволил установить принадлежность полосы проявления слабых землетрясений в краевой части платформы (№ 3<sub>2</sub>) к Саяно-Байкальскому сейсмическому поясу [7]. Для временных вариаций логарифма суммарной энергии землетрясений в осевой части пояса характерно существование 15 пиковых значений, в группировании которых отражается существование известных для БРЗ в целом периодов сейсмической активности: 2,5, 5 и 11 лет [10]. Все максимумы и минимумы в осевой зоне находят отражение (вариации – 1, реже, 2 года) в соответствующих экстремумах суммарной энергии землетрясений полосы умеренной сейсмичности в Забайкалье (№ 2<sub>1</sub>). 12 из 15 максимумов, характерных для этих центральных подзон, имеют место в полосе слабой сейсмичности № 3<sub>1</sub>, причем отсутствующие второстепенные экстремумы (№ 3, 7 и 10) нарушают лишь 2,5-летнюю периодичность, что может быть обусловлено сложностью регистрации землетрясений в области, отдаленной от сети байкальских сейсмостанций. Кривая № 4<sub>1</sub> в существенно большей степени отличается от графика № 1 (равно как и от кривых № 2<sub>1</sub> и 3<sub>1</sub>): на отдельных участках они явно находятся в противофазе. Отмеченная особенность может быть связана с запаздыванием деструктивного процесса на отдаленной от БРЗ территории или, скорее всего, с существенным влиянием тектонических процессов, имеющих место на юге и юго-востоке. Последнее косвенно подтверждается тем, что уменьшение средней для анализируемых полос величины  $lg \sum E$  с северо-запада на юго-восток сменяется на участке № 4<sub>1</sub> отчетливо выраженной тенденцией к увеличению (№ 1 – 13,4; № 2<sub>1</sub> – 9,7; № 3<sub>1</sub> – 9,8; и 4<sub>1</sub> – 10,3).



**Латеральная зональность байкальского сегмента Саяно-Байкальского сейсмического пояса.**

А. Расположения участка исследований. Б. Схема позднекайнозойских разломов. В. Эпицентральное поле по данным БФ Геофизической службы РФ (1960-2005гг.; ночные события). Г. Графики изменения логарифма суммарной энергии землетрясений во времени, построенные для территорий, отмеченных на рис. В цифрами (для трех нижних графиков выборка включала только ночные события и все землетрясения с  $K \geq 12$ ): пунктиром серого цвета соединены примерно совпадающие по времени максимумы сейсмической активности. Д. Механизмы очагов, известные для некоторых землетрясений Забайкалья, эпицентры которых показаны цифрами в кружках на рис. Б: черные сегменты и белая точка – квадранты растяжения и точка выхода на нижнюю полусферу оси растяжения; белые сегменты и черная точка – тоже для сжатия; 1 – эпицентры землетрясений; 2-3 – генеральные ( $L > 80$ км) (а) и региональные ( $34 < L < 80$ км) (б) разломы, отчетливо (2) и менее отчетливо (3) проявленные в рельефе; 4-6 – границы участков с разной плотностью эпицентров землетрясений; 7 – главные впадины, заполненные кайнозойскими отложениями; 8 – крупные поля базальтов; 9 – озера

Анализ механизмов очагов землетрясений для рассматриваемой территории Забайкалья, несмотря на известный дефицит решений [4-6, 8], приводит к выводу о специфике напряженно-деформированного состояния, свойственной каждой из выделенных участков (рис. Д). Практически все механизмы в полосе умеренной сейсмичности свидетельствуют о подвижках по разломам, обеспечивающим растяжение в генерализованном

направлении СЗ-ЮВ: решения 3-6 – северо-восточные (от ССВ-ых до ВСВ-ых) сбросы; решения 2, 7-8 – суб-меридиональные (до ССЗ-ых) правые и субширотные (до ВСВ-ых) левые сдвиги. Лишь решение 1 выделяется из рассмотренной группы, т.к. свидетельствует о взбросовых подвижках по крутой или пологой плоскостям, ориентированным субмеридионально. В то же время эпицентр этого сейсмического события располагается у границы с подзоной слабой сейсмичности и по механизму аналогичен в целом всем известным для нее решениям. Механизмы 9 и 10, а также 14 для землетрясения, располагающегося в 65 км к юго-западу от площади исследования и также принадлежащего к полосе 3<sub>1</sub>, вероятнее всего, свидетельствуют о послойных срывах при перемещении блоков в широтном (решение 9 – в северо-восточном) направлении. Для территории, располагающейся юго-восточнее внешней границы полосы 3<sub>1</sub>, известно три механизма, которые вряд ли свидетельствуют о единой динамической обстановке их реализации. Одно из землетрясений (11) имело место у северо-восточной границы участка в обстановке субмеридионального сжатия, а два других (12 и 13) произошли в 150 и 230 км от его юго-восточной границы [9] в условиях, соответственно, северо-восточного сжатия и сдвига с широтной ориентировкой оси сжатия.

Таким образом, комплексный анализ сейсмологических данных показал, что область № 4<sub>1</sub> не следует относить к Саяно-Байкальскому сейсмическому поясу. Она почти повсеместно отделяется от полосы № 3<sub>1</sub> узким асейсмичным участком, не обнаруживает единства динамической обстановки проявления землетрясений, характеризуется повышенной активностью, пики которой асинхронны по отношению к всплескам сейсмичности в осевой части БРЗ. К последней, согласно всем выявленным признакам и, несмотря на умеренный характер сейсмичности, относится полоса № 2<sub>1</sub>, что в первом приближении подтверждает выводы о положении юго-восточной границы Байкальского рифта, сделанные некоторыми предшественниками на основе анализа плотности активных разломов, расположения межгорных впадин и предрифтовых прогибов, оценки размеров Байкальского свода и выступа аномальной мантии [1-2].

Полоса слабой сейсмичности № 3<sub>1</sub> также должна быть отнесена к Саяно-Байкальскому поясу в соответствии с установленными пространственно-временными закономерностями проявления землетрясений. Она, как и зеркально симметричная полоса платформенной сейсмичности № 3<sub>2</sub>, представляет периферию пояса, слабая сейсмичность которой отражает практически все всплески активности в его осевой части и, судя по известным механизмам очагов, развивается в одном поле напряжений 1-го порядка. Динамическая обстановка деструкции земной коры на рассматриваемой территории должна изучаться более детально, но сдвиг, реализующийся за счет смещений по субвертикальным древним разломам и близгоризонтальным срывам уже сейчас представляется достаточно обоснованным. Отличие этой обстановки от условий сеймотектонической деструкции, господствующих в центральной части пояса, может объясняться автономностью процесса, связанного, например, с активизацией зоны Монголо-Охотского шва. Однако развитие данной территории в едином режиме с БРЗ больше удовлетворяет рассмотренным выше результатам анализа сейсмологических данных (латеральная зональность; синхронность активности). Кроме того, тесное взаимодействие сдвига и растяжения, судя по представлениям сторонников образования БРЗ как левосдвиговой зоны, осложненной структурной типа пулл-апарт [11], составляло неотъемлемую часть кайнозойской истории развития региона. Результатом проявления активных деформаций на рассматриваемой периферии этой крупной межблоковой границы является наличие северо-восточных левых сдвигов, с которыми ассоциируют узкие впадины, заполненные, например, поздне меловыми осадками или кайнозойскими базальтами (рис. Б).

Наиболее вероятной причиной существования отчетливой зональности проявления сеймотектонической деструкции в пределах байкальского сегмента межблоковой границы является дискретность разрушения в вертикальном разрезе. Подзоны 1 и 2 отражают, соответственно, уровни разрушения земной коры и литосферы, которые непосредственно под Байкальским рифтом имеют мощности  $\approx 40$  и  $\approx 80$  км [3]. Полная ширина Саяно-Байкальского сейсмического пояса, вероятно, является приповерхностным выражением деструктивных процессов, которые охватывают литосферные блоки, характеризующиеся на удалении от оси рифта мощностью  $\approx 200$  км [2]. Таким образом, соотношение горизонтального и вертикального размеров подзон во всех случаях примерно равно 3, что, по-видимому, является отражением иерархических свойств делимости литосферы.

Итак, Саяно-Байкальский сейсмический пояс характеризуется отчетливо выраженной латеральной зональностью, наличие и общий вид которой обусловлены характером процесса деструкции, протекающего на разных глубинных уровнях при взаимодействии Сибирского и Забайкальского блоков литосферы. Интенсивная активность в приосевой части пояса убывает неравномерно к его периферии, образуя симметричные полосы сначала умеренной, а затем слабой сейсмичности. Общая ширина пояса на изученном байкальском сегменте составляет 570 км, причем поперечные размеры попарно симметричных участков больше в пределах гетерогенного забайкальского блока, чем на платформе. Зональность проявления сейсмического режима тесно связана со спецификой напряженно-деформированного состояния субстрата, характерного для каждой из выделенных подзон вследствие закономерной эволюции межплитной границы. Ее приосевая структура – Бай-

кальский рифт – отражается в Саяно-Байкальском поясе полосами интенсивной и умеренной сейсмичности и, таким образом, имеет среднюю ширину 250 км.

*Работы выполнены при поддержке СО РАН (ОНЗ-6.13) и РФФИ (07-05-00061-а).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1984. 207с.
2. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плуиы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т.46. №7. С.685-699.
3. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105с.
4. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 гг. // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №11. С.1598-1607.
5. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В. и др. Прибайкалье и Забайкалье. Каталог механизмов очагов землетрясений // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С.608.
6. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В. и др. Прибайкалье и Забайкалье. Каталог механизмов очагов землетрясений // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. Обнинск: ГС РАН, 2007. С.608.
7. Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. 2007. № 9. С.18-30.
8. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993. С.113-122.
9. International Seismological Centre, *On-line Bulletin*: <http://www.isc.ac.uk>. Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2001.
10. Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144с.
11. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560с.

### ИЗОСТАЗИЯ И ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИ CRUST 2.0

**Сеначин В.Н.**

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, [geodyn@imgg.ru](mailto:geodyn@imgg.ru)

Большой объем геофизических данных, полученных мировым научным сообществом за последние полвека интенсивных исследований строения Земли, позволяет построить модель земной коры, охватывающий весь земной шар. Первая такая модель, получившая название CRUST 5.1, была разработана американскими геофизиками в конце около 10 лет назад [1]. Модель CRUST 5.1, представляющая данные по сетке с осреднением  $5^\circ \times 5^\circ$ , основана на сейсмических данных и содержит информацию по скорости продольных и поперечных волн и плотности во всех слоях земной коры включая подкорковый слой, и глубинам раздела коры, включая границу Мохо. Позднее была составлена более детальная модель CRUST 2.0, содержащая данные строения коры с осреднением по сетке  $2^\circ \times 2^\circ$ . Обе модели доступны в сети интернет на сайте <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>.

Данная модель малоприменима при изучении детальных и региональных структур земной коры, но при рассмотрении регионов и структур планетарного масштаба, а также для изучения закономерностей строения коры определенных типов структур она может дать надежные результаты.

В настоящей работе представлены результаты изучения распределения плотностных неоднородностей в литосфере по модели CRUST 2.0, основанные на расчетах свободной поверхности мантии. Свободная поверхность мантии (далее СПМ) – это одна из характеристик изостатического состояния земной коры. Она показывает уровень земной поверхности при нулевой мощности земной коры, но с сохранением её нагрузки, т.е. когда земная кора уплотняется до плотности подстилающей её мантии.

Глубина СПМ зависит от температурного режима литосферы, от наличия плотностных неоднородностей в литосфере и от степени её изостатической скомпенсированности. В тектонически стабильных регионах – таких, как континентальные платформы и океанические плиты с возрастом дна старше 10 млн лет, где литосфера находится в изостатически скомпенсированном состоянии, и все аномалии СПМ, рассчитанные как разность реального уровня СПМ и уровня, соответствующего термальному режиму литосферы, указывают на наличие плотностных неоднородностей. Таким образом, по рассчитываемым аномалиям СПМ мы можем выявлять аномалии плотности в литосфере, не связанные с её температурным режимом. Подробнее об аномалиях СПМ и методике их расчета можно прочитать в работах [2, 3, 4 и др.].

Ниже представлены результаты проведенного исследования.