

УДК 550.34+551.24.03

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ И ГИПОЦЕНТРАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РИФТОВЫХ СИСТЕМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2014 г. С. И. Шерман, Ма Дзинь, В. М. Демьянович, Гуо Яншуанг

Представлено академиком Г.С. Голицыным 03.07.2013 г.

Поступило 10.06.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565214180224

Сейсмичность — важнейший показатель процесса рифтогенеза в реальном времени. Энергию процесса в объеме верхней части литосферы отражают эпицентральные и гипоцентральные поля землетрясений. Впервые изучена их зональная структуризация и приведены уравнения регрессии, характеризующие принципиальную картину затухания максимальной силы очагов землетрясений по мере удаления от центральных частей сейсмических зон к их периферии на земной поверхности и на глубине. Исследования проведены в сейсмических зонах рифтовых систем Байкальской и Шаньси (Центральная Азия).

Байкальская рифтовая система (БРС) и рифтовые системы Северо-Китайской платформы, наиболее ярким представителем которых является рифтовая система Шаньси (РСШ), представляют собой крупнейшие кайнозойские тектонотипы рифтовых систем континентальной литосферы на Азиатском континенте и безупречные объекты для изучения закономерностей организации эпицентрального и гипоцентрального сейсмических полей. РСШ образует восточную часть крупной Циркум-Ордосской рифтовой системы, огибающей весь округлый древний Ордосский массив. Обе системы, БРС и РСШ, формируются на границе с жесткими массивами: БРС с востока обрамляет Сибирский кратон, РСШ с востока обрамляет древний Ордосский массив. Структурное сходство БРС и РСШ неоднократно обсуждалось российскими и китайскими исследователями [2, 5, 11, 15, 10]. К сожалению, мало публикаций, обсуждающих проблемы сейсмологии континентальных рифтовых систем.

Подобие структурного положения и форм БРС и РСШ состоит в том, что своей основной запад-

ной частью они примыкают к жестким массивам с утолщенной корой, восточной к подвижным областям с более тонкой корой и образуют S-образные на плане формы, созданные сочетанием разломов и примыкающими к ним кайнозойскими впадинами. Таковы критерии, прежде всего лежащие в основе многих общих геолого-структурных признаков анализируемых внутриконтинентальных рифтовых систем. Менее изучены общности в геолого-геофизических процессах, в частности, сейсмичности и организации эпицентральных полей землетрясений соответственно в Байкальской сейсмической зоне (БСЗ) и сейсмической зоне Шаньси (СЗШ).

Параметры литосферы, определяющие сейсмический процесс в БСЗ и СЗШ, идентичны. Утонена земная кора до 35 км [1, 5, 8, 9], тождествен тепловой поток [3, 4], подобны основные векторы регионального поля тектонических напряжений [5, 12], наконец, много аналогий в общей характеристике сейсмичности. Одна из них заключается в том, что обе сейсмические зоны подразделяются на контролирующие их сегменты, обобщенная S-образная форма которых формирует зональную структуру эпи- и гипоцентральных полей землетрясений. Их площадная и глубинная структуризация нами впервые устанавливается в сейсмических зонах континентальной литосферы.

Использованы новые методики и ГИС-технологии для выделения селективно активизирующихся в короткопериодные интервалы реального времени разломов [7] и количественной оценки периодически возникающих в областях их динамического влияния очагов землетрясений [6, 14], а также для выделения виртуальных осей зон современной деструкции литосферы на основе синтезов долговременной пространственной локализации сейсмичности [13]. Построены карты распределения плотностей эпицентров землетрясений в соответствии с их энергетическими потенциалами, начи-

*Институт земной коры  
Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск  
Институт геологии, Сейсмологическое бюро, Пекин*



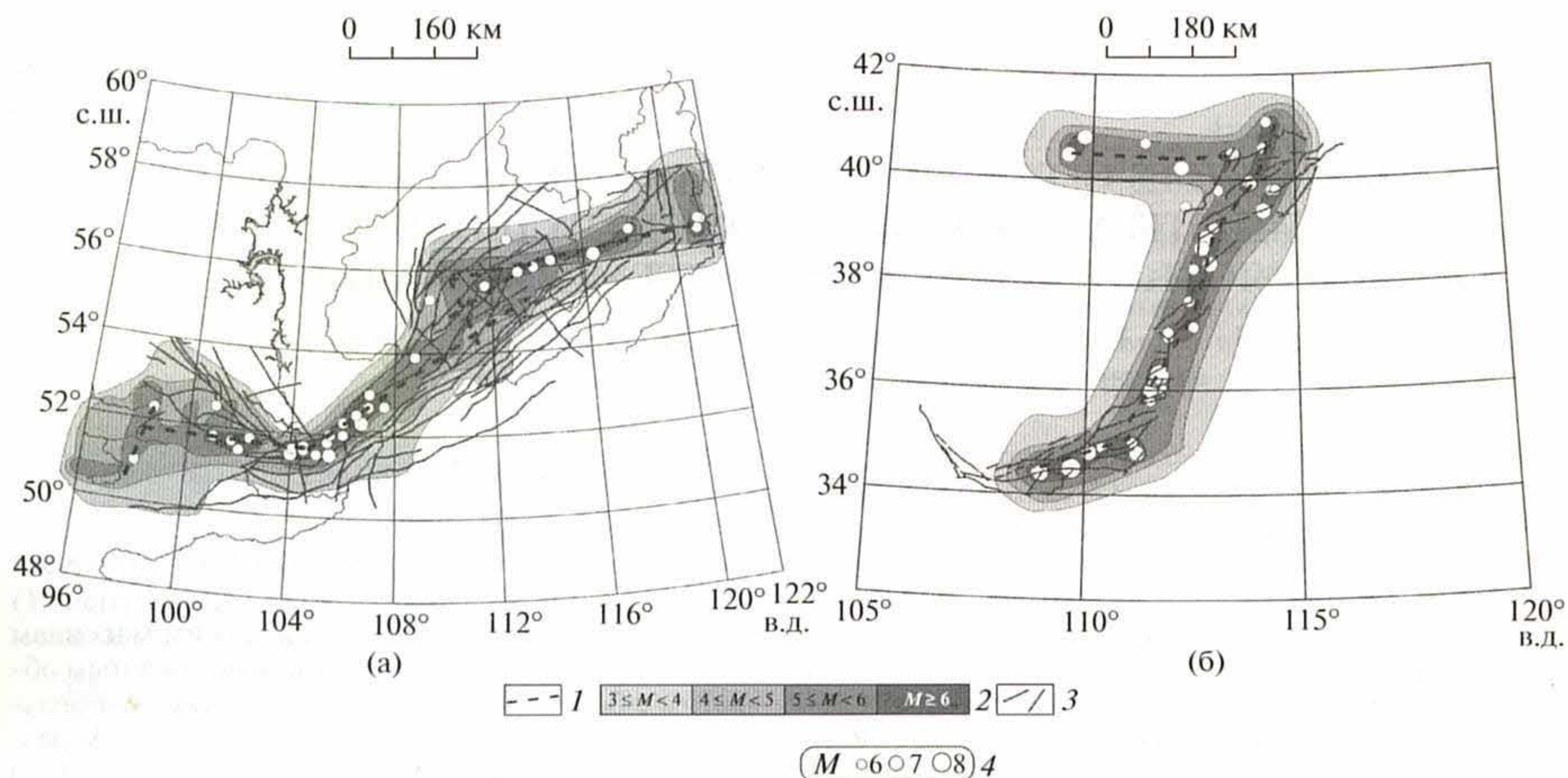


Рис. 1. Зональная структура эпицентральных полей землетрясений континентальных рифтовых систем Байкальской (а) и Шаньси (б).

Условные обозначения: 1 – оси зон современной деструкции литосферы; 2 – зоны, образуемые эпицентрами землетрясений с соответствующими интервалами магнитуд; 3 – сейсмоактивные разломы; 4 – эпицентры землетрясений соответствующих магнитуд.

ная с  $M \geq 3$ , за период времени с 1971 г. (рис. 1а, б). Данные об эпицентрах для БСЗ взяты из каталогов Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН, а для СЗШ – из Бюллетеня Международного сейсмологического центра (ISC) [<http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>]. Исключение составили редкие сильные землетрясения, все известные данные о которых также использованы. Общее количество событий и их распределение по магнитудам дано в табл. 1.

Таблица 1. Количество сейсмических событий  $N$  и их распределение по магнитудам  $M$  в сейсмических зонах Байкальской (с 1961 г.,  $M \geq 6$  все известные) и Шаньси (с 1971 г.,  $M \geq 6$  все известные)

$M$	$N$	
	БСЗ	СЗШ
3	10981	4133
4	1049	640
5	113	264
6	31	44
7	14	13
8	2*	3
9	0	0

\* Сюда отнесены землетрясения 1742 г.  $M = 7.7$  и 1957 г.  $M = 7.6$ .

Показаны зональности в пространственном распределении очагов землетрясений по отношению к осевой линии каждой из сейсмических зон, активные в короткопериодные интервалы реального времени разломы, контролирующие очаги землетрясений за рассматриваемый сорокалетний интервал времени. В сейсмических зонах отчетливо фиксируется относительная симметрия зональности по отношению к осевой линии зоны современной деструкции литосферы, фактически сейсмической зоны. Осевые линии построены по аномалиям плотности очагов землетрясений, превышающим две средние квадратические ошибки отклонений  $\sigma$  [13]. Горизонтальная зональность эпицентральных полей выражается снижением максимальных магнитуд очагов землетрясений по мере удаления от виртуальной оси сейсмической зоны, вдоль которой концентрируются наиболее сильные землетрясения за продолжительный исторический период (см. рис. 1). В любой части площадей сейсмических зон соотношения между количеством событий и их магнитудами (классами) соответствуют основному математическому закону сейсмичности, закону Гутенберга–Рихтера, с некоторым увеличением угла наклона графика повторяемости при удалении от осевой линии сейсмической зоны в сторону латеральных границ.



Имеющийся материал позволил математически описать закономерности структуризации эпицентральных полей землетрясений БСЗ и СЗШ в зональные структуры. Установлено снижение энергетического потенциала сейсмических событий по мере удаления от осевой линии сейсмической зоны. В их центральной части располагаются исторически зафиксированные события с  $M \geq 6$  ( $M_{\max}$ ). При расчетах использованы четыре "точки", отражающие средние значения, на которые удалены от осевой линии 1-, 2- и 3-е поля зональности, соответственно отражающие удаленность событий с максимальными магнитудами  $M < 6$ ,  $M < 5$ ,  $M < 4$  в каждой из сейсмических зон.

По отношению к задаваемой ситуации оцениваются вероятные максимальные магнитуды  $M_{\max(i)}$  в площадях  $i = I, II$  и т.д. зональности по мере удаления  $R$  от осевой линии сейсмической зоны (рис. 2). Для каждой из обсуждаемых сейсмических зон получены два вида уравнений, характеризующиеся высокой теснотой корреляционной связи (табл. 2). При этом уравнения (1) и (4) отражают линейную в билогарифмическом масштабе зависимость  $M_{\max(i)}$  в удаленной от центральной части на расстояние  $R$  зональной структуре соответственно БСЗ и СЗШ (см. рис. 2). Уравнения (2) и (5) более сложные полиномы, но с близкой к единице теснотой корреляционной связи. Максимальная магнитуда ожидаемого сейсмического события в сейсмической зоне при удалении от ее центральной части к периферии определяется обобщенным уравнением

$$M_{\max(i)} = f(M_{\max}, R),$$

где  $M_{\max(i)}$  — максимальная магнитуда ожидаемых очагов землетрясений в соответствующей зоне I, II и т.д.;  $M_{\max}$  — максимальная магнитуда землетрясений, типичная для центральной части сейсмической зоны;  $R$  — расстояние от осевой линии сейсмической зоны, км.

Составлены вертикальные разрезы сейсмических зон. Для БСЗ, разломная тектоника которой детально изучена, разрез отражает ее базовую структуру и изменения реологии с глубиной. Из

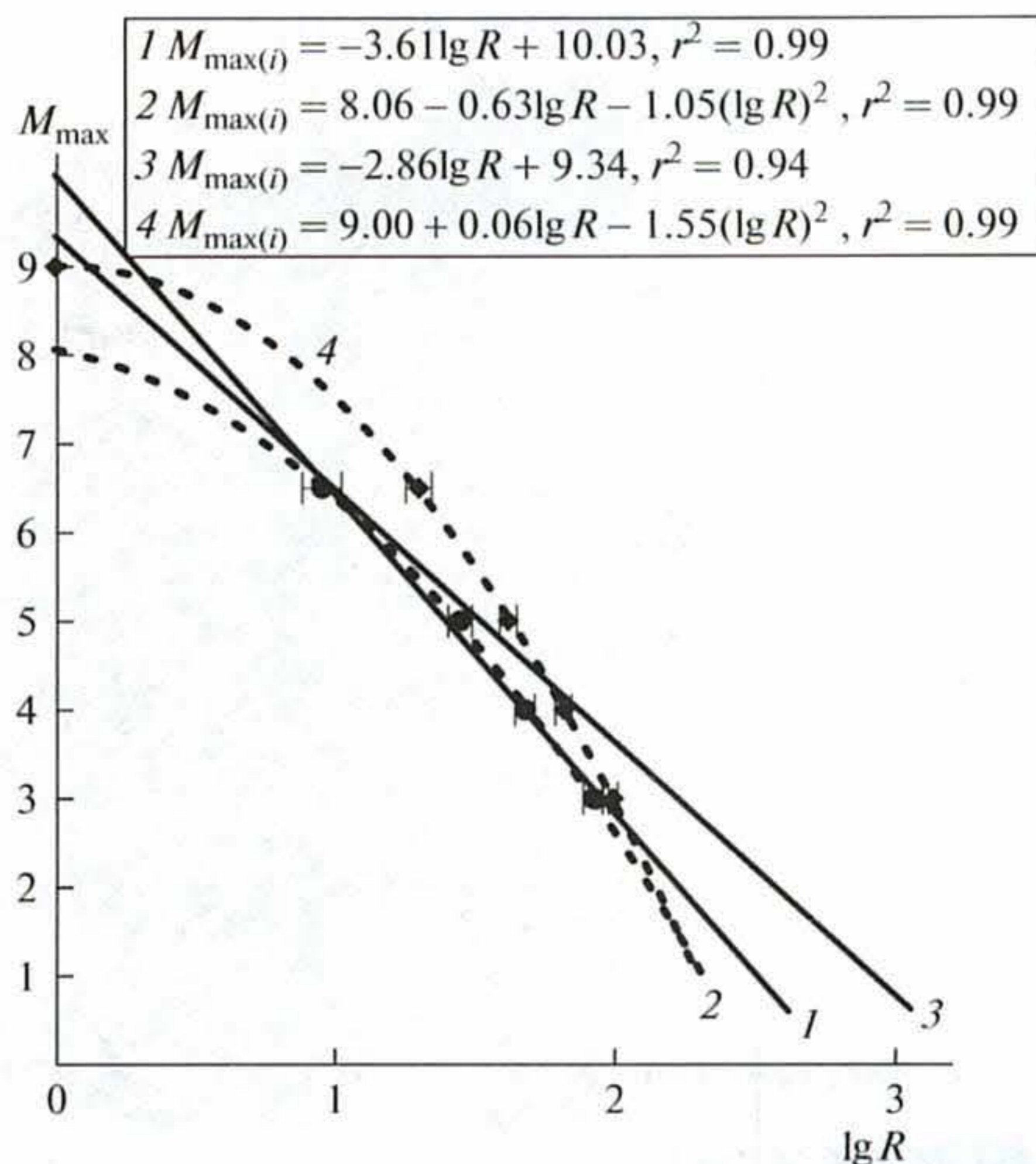


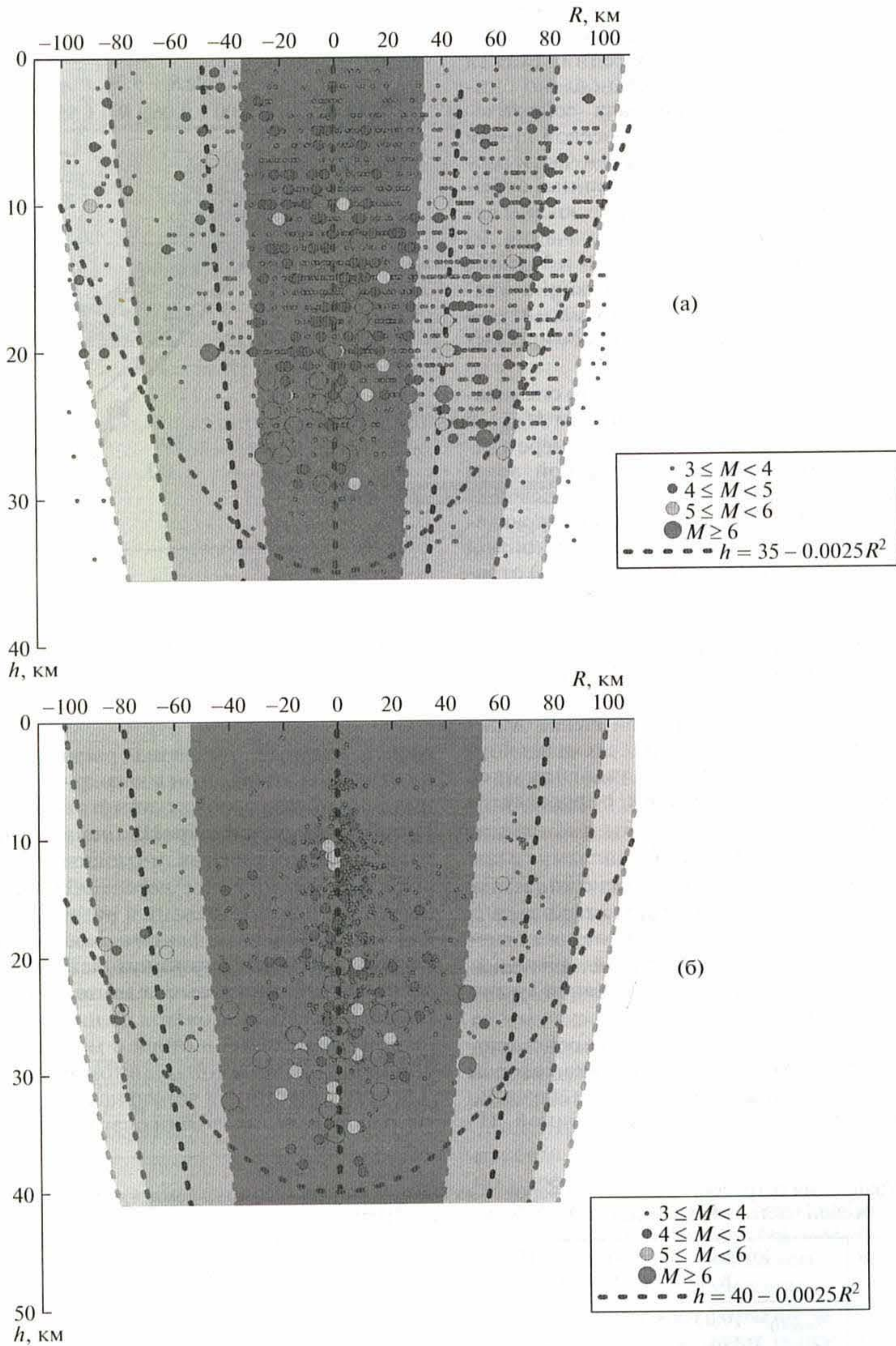
Рис. 2. Графики зависимости  $M_{\max(i)}$  от расстояния  $R$ , км, до осевой части сейсмической зоны;  $r^2$  — коэффициент детерминации.

расчетов следует, что в зонах растяжения примерная глубина хрупкого и квазихрупкого разрушения земной коры может достигать 30–40 км [12]. Ниже по разрезу распространена область квазипластического течения и развития будинажных структур. Аналогичное реологическое состояние коры и ее принципиальный разрез характерны и для СЗШ. Изучено фактическое распределение глубин очагов землетрясений  $h$ . Для БСЗ распределение глубин очагов показано на рис. 3а, максимальные глубины очагов по ширине зоны ограничены штриховой линией с максимальной глубиной  $h$ , описываемой полиномом уравнения (3). Для СЗШ глубинная зональная структура и контур распределения глубин очагов по ширине зоны

Таблица 2. Уравнения регрессии для оценки вероятных максимальных магнитуд землетрясений по мере удаления  $R$  (км) от осевой части сейсмических зон Байкальской и Шаньси

Сейсмическая зона	Уравнения для оценки $M_{\max(i)}$ в зональных областях	Вид зависимости	Коэффициент корреляции
Байкальская	$M_{\max(i)} = 10.03 - 3.61 \lg(R)$	(1) Билгарифмическая, линейная	0.99
	$M_{\max(i)} = 8.06 - 0.63 \lg(R) - 1.05 (\lg R)^2$	(2) Полином	0.99
	$h = 35 - 0.0025 R^2$	(3) Полином	
Шаньси	$M_{\max(i)} = 9.34 - 2.86 \lg R$	(4) Билгарифмическая, линейная	0.94
	$M_{\max(i)} = 9.00 + 0.06 \lg R - 1.55 (\lg R)^2$	(5) Полином	0.99
	$h = 40 - 0.0025 R^2$	(6) Полином	





**Рис. 3.** Вертикальные сейсмологические разрезы Байкальской сейсмической зоны (а) и сейсмической зоны Шаньси (б). Условные обозначения: кружки – очаги землетрясений соответствующих магнитуд; штриховая – виртуальная ось разреза и огибающая распространения максимальных магнитуд, соответствующая полиномам уравнений (3) и (6) в табл. 2.



(рис. 3б) описывается уравнением (6). Общее уравнение, “ограничивающее” максимальные глубины ( $h$ , км) очагов землетрясений для континентальных сейсмических зон, составляет полином второй степени:

$$h = H - 0.0025R^2,$$

где  $H$  — максимальная глубина гипоцентров, характерная для сейсмической зоны, км;  $R$  — расстояние от осевой линии, км.

Приведенные уравнения характеризуют принципиальную картину структурной организации эпицентральных и гипоцентральных полей землетрясений в сейсмических зонах континентальной литосферы и затухание максимальной силы очагов землетрясений по мере удаления от центральных частей сейсмических зон к их периферии на земной поверхности и на глубине. Интегрированные комплексные карты зональности и структурно-сейсмологические разрезы исчерпывают объемную картину современного энергетического потенциала континентальных сейсмических зон при растяжении литосферы, показанную на примерах БРС и РСШ.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 12-05-91161-ГФЕН\_а; программами ОНЗ РАН 7.7, Президиума РАН № 4.1, International Cooperation and Exchange Project for NSFC-RFBR (Grant No. 41211120180) and National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41172180).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зорин Ю.А., Карделл Л. // Физика Земли. 1991. № 5. С. 3–11.
2. Логачев Н.А. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
3. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 200 с.
4. Лысак С.В. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
5. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М.: Междугосударственный геофиз. комитет при Президиуме АН СССР, 1991. 148 с.
6. Шерман С.И. // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.
7. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. // ДАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 395–398.
8. Chen Guoda // Tectonophysics. 1987. V. 143. № 1/3. P. 217–223.
9. Lithospheric Dynamics Atlas of China. Beijing: China Cartograph. Publ. House, 1989. 225 p.
10. Liu Guodong // Tectonophysics. 1987. V. 143. № 1/3. P. 277–285.
11. Ma Xingyan, Wu Daning // Tectonophysics. 1987. V. 143. № 1/3. P. 243–255.
12. Sherman S.I. // Tectonophysics. 1992. V. 208. № 1/3. P. 297–307.
13. Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V. // Tectonophysics. 2004. V. 380. № 3/4. P. 261–272.
14. Sherman S.I., Gorbunova E.A. // Earth Sci. Frontiers. 2008. V. 15. № 3. P. 337–347.
15. Wang J.M. // Tectonophysics. 1987. V. 133. № 3/4. P. 257–275.