

ГЕОФИЗИКА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЧАГОВ БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ
ПОД ЦЕНТРАЛЬНЫМ БАЙКАЛОМ

В.Д. Суворов, Ц.А. Тубанов*

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

**Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия*

Для локальной сети из семи опорных сейсмологических станций, расположенных в окрестности центральной части оз. Байкал, проведено численное моделирование локализации очагов землетрясений по данным прямой волны P_g с применением программы Hypoellipse. Показана зависимость оценки глубины очага от степени соответствия между априорной моделью и реальной средой. При этом вследствие смещенности оценки времени в очаге, величина среднеквадратической невязки времени пробега волны не определяет точность глубины очага.

В рамках скоростной модели земной коры по данным ГСЗ определено, что очаги землетрясений, зарегистрированных в период 2001—2005 гг., располагаются на глубине 10—22 км. Они плотно распределены в вытянутых областях, длинные оси которых ориентированы в северо-восточном (вдоль оз. Байкал) и юго-восточном направлениях. Выявлено отчетливое локальное погружение очагов от 10 до 22 км под Селенгинскую депрессию.

Гипоцентры землетрясений, земная кора, Байкальский рифт.

DISTRIBUTION OF LOCAL EARTHQUAKES IN THE CRUST BENEATH CENTRAL LAKE BAIKAL

V.D. Suvorov and Ts.A. Tubanov

We have located earthquake hypocenters in the area of central Lake Baikal using the Hypoellipse inversion of direct P_g traveltimes collected by a local seismological network of seven stations in 2001 through 2005. The location accuracy depends on the agreement between the reference velocity model and the real subsurface. Traveltime residuals have no bearing on the accuracy of depth estimates due to origin time errors.

Hypocenter location with reference to a DSS-derived layered velocity model predicts that the crust is seismogenic between 10 and 22 km. The hypocenters cluster densely in belts trending in NE and SE directions along and across Lake Baikal. Earthquakes become deeper from 10 to 22 km toward the Selenga basin.

Hypocenter location, crust, Baikal rift

ВВЕДЕНИЕ

Задаче локализации очагов землетрясений в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) посвящено большое количество работ, опубликованных на протяжении почти 40 лет [Тресков, 1964; Мишарина и др., 1977; Голенецкий, 1977; Верглиб, 1978, 1997; Крылов, 1980; Аниканова, Боровик, 1981; Голенецкий, Перевалова, 1988] и в ежегодных выпусках „Землетрясения в СССР в 1962—1969 гг.“. Все исследователи отмечали редкую сеть сейсмологических станций, расположенных в относительно узкой полосе, вытянутой вдоль рифтовой зоны. Эта особенность затрудняет получение достаточно обоснованных данных о глубине очагов землетрясений до сих пор. Как правило, для повышения точности оценка глубины производилась при наличии сейсмологической станции вблизи эпицентра очага на расстоянии, не превышающем 40—50 км [Тресков, 1964]. Использовались способы локализации очагов в модели однородной среды со скоростью прямой продольной волны 6.1 км/с. Результаты представляли собой двухмодальное распределение с одной мнимой модой в верхнем полупространстве [Голенецкий и др., 1972]. Максимальное значение глубины для второй моды располагается в интервале 20—30 км. В работе [Крылов, 1980] проведен оригинальный анализ двухмодальности распределения в предположении, что это обусловлено влиянием случайных погрешностей различной природы [Голенецкий, 1977], и сделан вывод о наиболее вероятной глубине байкальских землетрясений в интервале 0—10 км.

В работе [Petit, Deverchere, 1995] использована процедура одновременной локализации очагов и восстановления трехмерной структуры коры по прямым и преломленным (рефрагированным) волнам. Получены оценки скорости и расслоенности для довольно крупных блоков коры северо-восточного фланга БРЗ, где имеются также и достаточно детальные данные ГСЗ [Krylov et al., 1995; Suvorov et al., 2002], которым эта модель [Petit, Deverchere, 1995] не соответствует. Расхождений довольно много, назовем только главные из них. Средняя скорость в земной коре рифтовой зоны по ГСЗ оценивается величиной 6.4 ± 0.05 км/с, тогда как, по полученным сейсмологическим данным, она составляет 6.1 км/с с небольшими вариациями от блока к блоку. По данным ГСЗ, мощность коры в этой части БРЗ не превышает 43—45 км, тогда как, по сейсмологическим данным, она достигает 52—54 км.

В последние годы интерес к изучению закономерностей распределения очагов землетрясений ожил в связи с возможностью использовать современные компьютерные технологии локализации гипоцентров. Оценки глубины очагов в пределах отдельных локальных участков, окружающих сейсмологические станции в радиусе не более 40 км, получены в работах [Гилева и др., 2000; Devershere et al., 2001; Радзиминович и др., 2003]. Использована технология локализации очагов Нурпоинверсе [Klein, 1978], основанная на минимизации среднеквадратических невязок между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега прямых продольных и поперечных волн от близких землетрясений, как правило, в модели однородной земной коры. Проведено подробное тестирование результатов в зависимости от изменений глубины очагов, скорости прямой продольной волны v_p и отношения скоростей продольных и поперечных волн v_p/v_s . По результатам тестирования выявлялись группы событий, обеспечивающих минимальные невязки времени и устойчивую локализацию очага и скорости. Практически это достигалось в модели однородной земной коры при постоянном отношении $v_p/v_s = 1.73 \pm 0.1$ и $v_p = 6.1 - 6.3$ км/с в зависимости от района. При этом величина среднеквадратической невязки не превышала 0.4 с (при начальном тестировании она достигала 0.6 с). Авторы работы приходят к выводу, что большая часть земной коры региона является сейсмогенной до глубины 40 км (в верхних 10—20 км происходит 55 % событий, на глубине 20—30 км — 32 %, остальные распределены примерно поровну между глубинами 0—10 и более 30 км) [Гилева и др., 2000].

Таким образом, характер распределения очагов землетрясений в земной коре БРЗ остается дискуссионным до сих пор. Нет полной ясности в причинах расхождения данных, получаемых разными авторами и в различных районах рифтовой зоны. С одной стороны, понятно, что продвижение в решении этого вопроса сдерживается недостаточной плотностью сейсмических станций, с другой, — остаются неясными методические вопросы. Главным здесь является учет влияния неоднородностей в земной коре, распределенных как по вертикали, так и горизонтали. Не вполне ясен характер влияния используемой скоростной модели коры на точность локализации очагов. Вызывает также некоторое недоумение, что при достаточной региональной изученности земной коры рифтовой зоны методом ГСЗ, эти результаты не использованы в большинстве работ при локализации очагов землетрясений. Данные поперечной волны не применялись, поскольку нет надежных сведений о распределении в коре соответствующей скорости.

Подробное рассмотрение этих вопросов на примере модельных и экспериментальных данных, полученных в области Центрального Байкала, и является целью настоящей работы. Фактически речь идет об изучении влияния вертикальных и латеральных неоднородностей скорости прямой продольной волны на локализацию очагов близких землетрясений и на характер распределения очагов землетрясений в земной коре по данным наиболее плотной локальной сети станций. Численное моделирование выполнено в однородной и вертикально-неоднородной моделях с оценкой влияния на локализацию очага возможных латеральных неоднородностей.

В области Центрального Байкала в настоящее время расположено 12 сейсмологических станций (рис. 1), и только семь из них можно отнести к опорным (Бабушкин, Фафоново, Хурамша, Степной Дворец, Тырган, Турунтаево, Заречье). Показатели других станций по разным причинам используются только для части наблюдений. Главной особенностью имеющейся сети наблюдений является толща осадочных отложений под станцией Степной Дворец в дельте р. Селенга с неизвестным запаздыванием времени пробега волн относительно станций на коренных породах. Данные ст. Листвянка применять, как правило, не удается, так как в этом азимуте направлений наблюдаются значительные аномалии времени пробега, учесть которые пока не представляется возможным. По станциям Максимиха и Онгурены результаты пригодны только для близких к ним событий, когда первой регистрируется прямая волна. Для относительно небольшого числа событий использованы наиболее уверенные наблюдения на станциях Котель и Улан-Удэ.

В работе использовано 242 близких землетрясения энергетического класса $K \geq 7$, произошедших в 2000—2005 гг., эпицентры которых представлены на рис. 1. Хорошо видно их линейное группирование вдоль линий, соответствующих простиранию оз. Байкал. Наиболее представительной является линия II, где сосредоточена большая часть эпицентров землетрясений. В своей юго-западной части она тесно

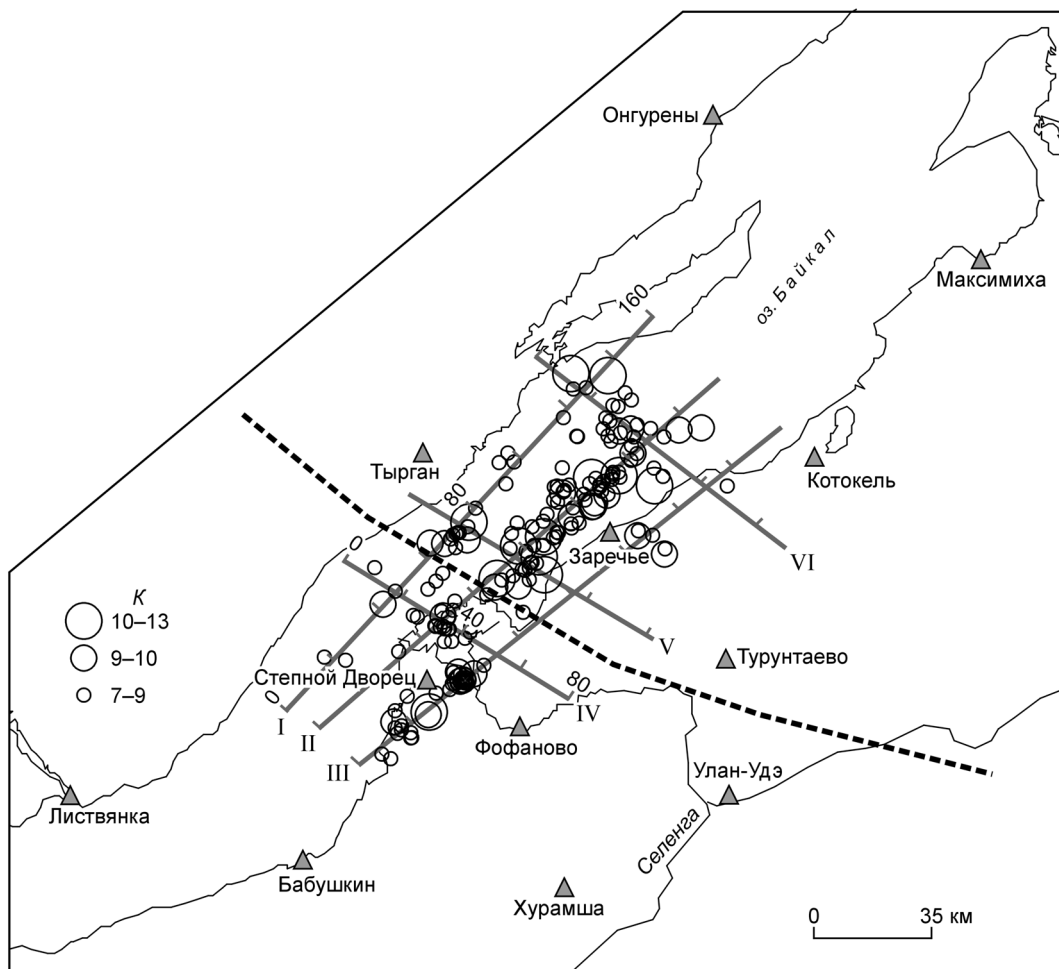


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений в центральной части оз. Байкал, использованных в работе (2001—2005 гг.).

Треугольниками показано положение сейсмологических станций. Дана шкала энергетических классов (K) землетрясений. Линии I—VI проведены вдоль длинных осей групп эпицентров. Положение участка профиля ГСЗ Усть-Уда—Оймур—Хилок [Сун Юншен и др., 1996] показано штриховой линией.

примыкает к Селенгинской депрессии. Меньшее количество эпицентров расположено вдоль линии I, тяготеющей к северо-западному берегу озера. Линия III проведена в значительной степени условно, ориентируясь на вытянутую в таком же направлении группу эпицентров, расположенных в пределах юго-восточного берега озера в окрестности ст. Степной Дворец. Вдоль этой линии находятся также пять эпицентров вблизи ст. Заречье. Группирование эпицентров вдоль линий, пересекающих озеро в северо-западном направлении, не столь отчетливо и можно только предполагать их соответствие поперечным разломным элементам земной коры.

ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДИКИ ОБРАБОТКИ НАБЛЮДЕНИЙ В МОДЕЛИ ОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ

При модельном тестировании и обработке экспериментальных данных использована программа *Nurolinverse* [Klein, 1978] и ее модифицированный аналог *Nurolellipse* [Lahr, 1999]. Тестирование проведено только для имеющейся сети станций, при другой конфигурации последних результаты могут несколько измениться, поскольку расположение латеральных неоднородностей относительно станций может быть другим. Важно, что предыдущие результаты по оценке глубины очагов в БРЗ получены по этой же технологии [Devershere et al., 1991, 2001; Petit, Deverchere, 1995; Гилева и др., 2000; Радзиминович и др., 2003].

На рис. 2 представлены результаты теста для анализа распределения невязок для сети из семи станций в присутствии положительных аномалий (задержек) величиной 0.5 с во временах пробега прямой волны на станциях Степной Дворец и Заречье. Рассматривается простейший случай однородной среды со

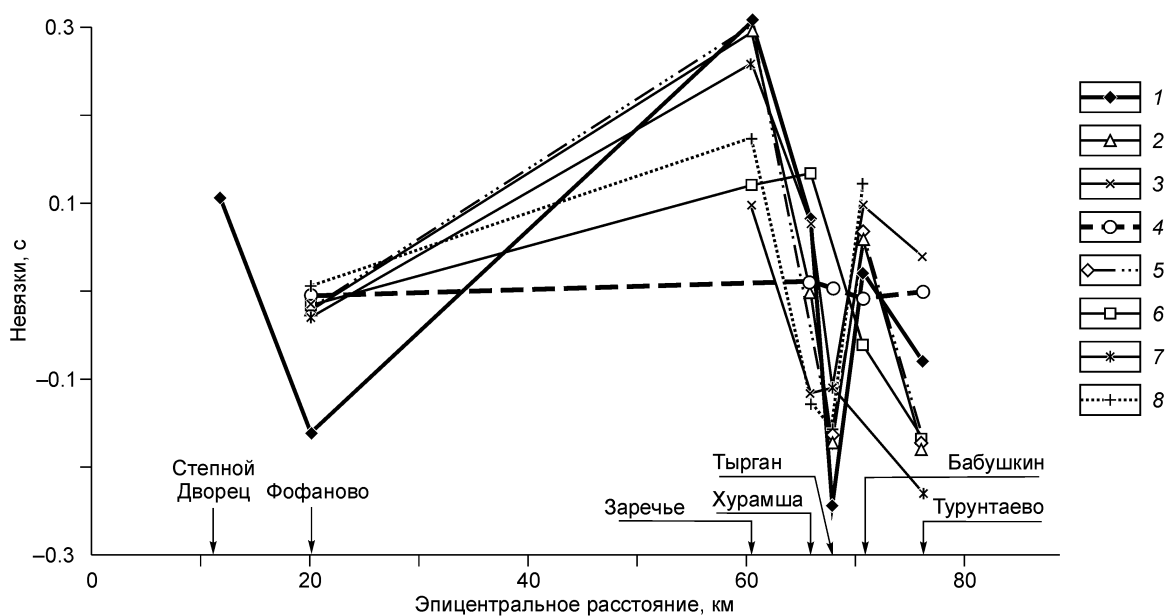


Рис. 2. Графики невязок времени в очаге для различных групп станций при исключении ст. Степной Дворец и последовательном исключении одной из оставшихся станций.

1 — все станции; исключенные станции: 2 — без ст. Степной Дворец, 3—8 — без ст. Степной Дворец и Фофаново (3), то же и Заречье (4), то же и Хурамша (5), то же и Тырган (6), то же и Бабушкин (7), то же и Турунтаево (8).

скоростью 6.1 км/с и очагом на глубине 10 км. При его локализации с известной скоростью в среде невязки получаются знакопеременными в интервале $-0.25 \dots +0.3$ с при некоторой тенденции роста с увеличением эпицентрального расстояния. Для глубины очага получаем оценку 13.6 км (табл. 1, см. рис. 2). При этом определить аномальные станции, обусловившие столь значительные невязки, не представляется возможным, так как они распределяются между всеми станциями и зависят от относительного их расположения. Это легко можно было бы сделать по характеру распределения многоугольника невязок при простейших ручных способах определения эпицентра землетрясения, но в компьютерных технологиях методом наименьших квадратов такая возможность утрачена. При исключении ст. Степной Дворец из рассмотрения невязки уменьшаются незначительно, и глубина очага 9.8 км оказывается близкой к модельной. Ошибки по горизонтали и вертикали составляют 0.5 и 2.4 км соответственно. Дополнительное исключение ст. Заречье с наибольшей невязкой резко уменьшает их величину на оставшихся станциях. Глубина очага получается равной 10.5 км с эллипсом ошибок в положении эпицентра 0.5 км и по глубине 2.3 км. При исключении двух станций, одна из которых Степной Дворец, а другая из числа оставшихся, получаем существенно различные значения глубины при примерно одинаковой величине невязок 0.1—0.17 с.

Так, например, при исключенных станциях Степной Дворец и Фофаново глубина очага достигает 47.6 км (ошибки по горизонтали и вертикали соответственно 0.6 и 9.6 км) и невязки изменяются от -0.12

Таблица 1. Тест локализации очага в однородной модели

Станция	Глубина очага, км	Общие среднеквадратические невязки, с	Ошибка по вертикали, км	Ошибка по горизонтали, км
Все станции	13.6	0.17	1.10	0.40
Исключенные станции:				
Степной Дворец	9.8	0.16	2.40	0.50
То же и Фофаново	47.6	0.10	9.60	0.60
То же и Заречье	10.5	0.01	2.30	0.50
То же и Хурамша	9.9	0.17	2.70	0.60
То же и Тырган	11.3	0.11	2.00	0.70
То же и Бабушкин	10.3	0.16	2.40	0.80
То же и Турунтаево	4.8	0.13	5.50	0.60

до 0.1 с (см. рис. 2, табл. 1). При отсутствии станций Степной Дворец и Турунтаево очаг размещается на глубине 4.8 км (разброс невязок от -0.15 до 0.16 с и ошибки по горизонтали и вертикали составляют 0.6 и 5.5 км соответственно). Причина столь существенных изменений глубины очага при относительно небольших невязках времени связана главным образом с отклонениями оценки времени в очаге от истинного значения (время пробега волны определяется с большой ошибкой). Важно заметить, что эти результаты получены при известной скорости в простой модели однородной среды.

Таким образом, присутствие локальных аномалий времени пробега даже на одной из станций может оказать существенное влияние на оценку глубины очага, несмотря на относительно небольшую величину невязок. При этом какое-либо соответствие между величиной невязок и ошибками в глубине очага не наблюдается. Изменения в глубине определяются смещенностью оценки времени в очаге и зависят от относительного расположения станций между собой. Погрешность определения эпицентра землетрясения во всех случаях значительно меньше, чем глубины очага. При отсутствии аномальных станций время в очаге и его глубина оцениваются с достаточной точностью при наименьшей величине невязок.

Следовательно, надежное определение глубины очага может быть получено при исключении из рассмотрения станций со значительными аномалиями времени, которые могут быть обусловлены присутствием горизонтальных неоднородностей. Группа станций, соответствующая модели однородной среды (при исключении аномальных), дает наиболее точное решение и характеризуется практически постоянной величиной времени в очаге (времени пробега волны) при минимальных невязках, если для нее применять последовательное исключение станций. Используемая сеть из семи станций имеет ограниченные возможности применения способа поиска и исключения аномальной станции. Количество неизвестных параметров равняется 5 (три координаты очага, время в очаге и скорость), поэтому в данном случае можно последовательно исключать только одну станцию дополнительно к ст. Степной Дворец, которая является априори аномальной (см. табл. 1).

Следует иметь в виду, что независимыми являются только четыре неизвестных, так как время в очаге (необходимо для определения времени пробега волн) и его глубина связаны прямой зависимостью, и для полного решения задачи требуется дополнительная информация. Обычно для этого используется, так называемая стартовая модель, в которой рассчитывается время пробега волн, и оптимальное решение определяется минимумом невязок времени между теоретическими и наблюдаемыми данными. Как показано выше, это приводит к достаточно хорошему результату только в случае однородной среды, когда модель строго ей соответствует.

Заметим, что в модели однородной среды присутствие станции вблизи эпицентра не оказывает решающего влияния на точность определения его глубины. Важно только, чтобы станции располагались равномерно в достаточно большом интервале расстояний, превышающем удвоенную глубину очага, и в используемых временах пробега отсутствовали данные, подверженные латеральным неоднородностям. Условие окружения очага станциями необходимо только для корректного нахождения эпицентра землетрясения, а значительный интервал эпицентральных расстояний важен для надежной оценки скорости. В определении скорости и глубины по годографу прямой волны P_g от заглубленного источника и отраженной от горизонтальной границы раздела имеется полная кинематическая аналогия (у отраженной волны время пробега только вдвое больше). Вопрос нахождения эффективной (в предположении, что среда однородная) скорости и глубины по годографу отраженной волны рассматривался в ГСЗ 30—35 лет назад и достаточно хорошо изучен.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТОДИКИ ОБРАБОТКИ НАБЛЮДЕНИЙ В ВЕРТИКАЛЬНО-НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЕ

В рассматриваемом случае, как и в модели однородной среды, присутствие хотя бы одной станции, в направлении на которую существует скоростная неоднородность, оказывает влияние на оценку времени пробега прямой волны P_g на всех станциях, так как время в очаге определяется с ошибкой. Степень такого влияния близка к тому, что получено для однородной модели. Поэтому поиск и последующее исключение станций с аномальным временем пробега волны необходимо провести и в модели неоднородной среды. Опыт моделирования показывает, что это лучше делать при использовании априорно задаваемой модели неоднородной среды, поскольку приближение однородной моделью может оказаться слишком грубым, особенно, если отсутствуют станции, близкорасположенные к эпицентру землетрясения. Эффективные оценки скорости и глубины, получаемые по годографу волны P_g от заглубленного источника, могут отличаться от средней скорости и фактической глубины. Такие различия уменьшаются, если имеются данные от близкой к эпицентру станции.

Следует особо отметить значительное влияние аномалий времени пробега разных знаков на определение глубины, если они присутствуют на отдельных станциях. Расчеты показывают, что на станциях с близкими эпицентрными расстояниями такие аномалии компенсируют друг друга. Однако, если они

Таблица 2.

Скоростные модели земной коры

Модель ГСЗ		Модель 1		Модель 2	
Мощность слоя, км	Скорость в слое, км/с	Мощность слоя, км	Скорость в слое, км/с	Мощность слоя, км	Скорость в слое, км/с
2.5	5.82	2.5	5.82	2.5	5.82
2.0	6.08	7.0	6.08	6.0	6.08
11.5	6.26	20.0	6.15	20.5	6.50
4	6.70	4	6.70	4	6.70
10	6.75	10	6.75	10	6.75

наблюдаются на станциях с наибольшими и наименьшими расстояниями, то их влияние на время в очаге (и соответственно его глубину) может привести к значительным ошибкам и при относительно небольших контрастах аномалий.

Таким образом, предполагается, что при исключении аномальных станций можно обоснованно использовать вертикально-неоднородную модель и на втором этапе, когда положение очага определено, оценить горизонтальную неоднородность по аномалиям времени пробега на исключенных станциях. Главное внимание в данном разделе будем уделять влиянию априорно задаваемой вертикально-неоднородной модели на оценку глубины очага землетрясений. Как и выше, используем программу Hupoellipse.

Модель горизонтально-слоистой земной коры основана на данных ГСЗ, полученных вдоль профиля п. Усть-Уда—п. Оймур—п. Хилок, пересекающего район исследований (см. рис. 1) [Сун Юншен и др., 1996]. Разрез незначительно модифицирован и представлен в виде последовательности пяти однородных слоев (табл. 2). Для изучения влияния априорной модели на точность определения положения очага использованы две другие модели с измененными значениями скорости в слоях, представленные там же.

В качестве входных данных при имитации определения координат очага землетрясения использованы времена пробега прямой волны P_g для имеющейся группы станций (см. рис. 1), рассчитанные в модели ГСЗ с учетом преломления на границах слоев и для очагов, расположенных на различной глубине. При этом главное внимание уделялось точности оценки глубины очага, поскольку эпицентральные расстояния определяются с малой погрешностью, не превышающей, как правило, 0.2—0.3 км во всех моделях.

На рис. 3 представлены графики, иллюстрирующие изменения невязок времен в результате перебора эффективной скорости. Эта процедура используется для определения оптимальной глубины очага в модели однородной среды по входным данным, рассчитанным для различной глубины источника. Время в очаге также предполагалось неизвестным. Из этих показателей следует, что использование в качестве первого приближения модели однородной среды приводит к занижению глубины очага на величину около 8.5 % во всех случаях. Существенно, что этот результат получается при незначительной среднеквадратической величине невязок, не превышающей 0.01 с, так что это значение трудно использовать в качестве критерия для точности определения глубины очага. При этом эффективная скорость завышена по сравнению со средней скоростью, и это различие увеличивается с глубиной от 1.5 до 4 % (см. рис. 3). Нетрудно увидеть связь этого эффекта со смещением оценки времени в очаге (время пробега уменьшается). Если ввести эти смещения (постоянные значения для каждой глубины очага) в качестве поправок, то получим точные значения времени пробега. Следовательно, время в очаге определяется условием приближения вертикально-неоднородной среды однородной моделью.

В качестве иллюстрации этого результата (рис. 4) приведены редуцированные годографы волны P_g в квадратичных координатах. Скорость редукции равна величине, при которой достигается минимум невязок (см. рис. 3). В этих случаях получаемый эффективный годограф для однородной модели представляется горизонтальной линией. Видны значительные различия между истинным годографом

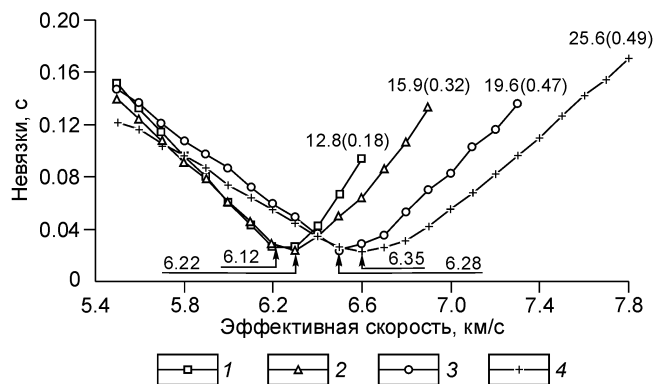
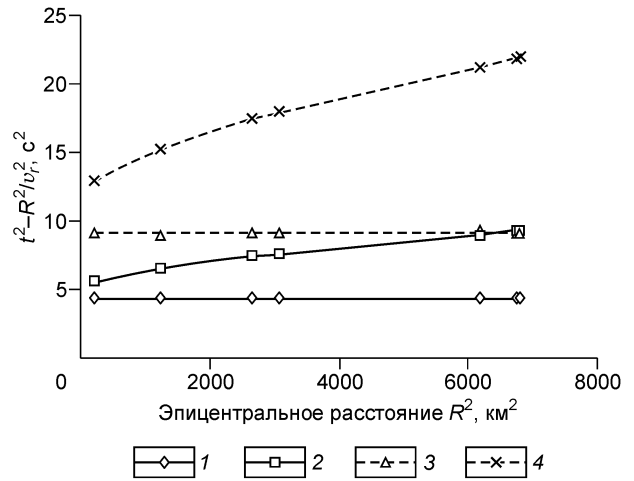


Рис. 3. Точность аппроксимации времени пробега волны P_g в неоднородной модели эффективными годографами для однородной среды при различной глубине очага (h , км):

1 — 14, 2 — 18, 3 — 22, 4 — 28 в зависимости от априорно задаваемой скорости. Параметры кривых: глубина очага, рассчитанная по программе Hupoellipse при скоростях, соответствующих минимуму невязок (в скобках изменения времени (с) в очаге). Стрелками отмечены минимумы невязок и модельные значения средней скорости (км/с) для соответствующей глубины.

Рис. 4. Примеры редуцированных годографов волны P_g в квадратичных координатах.

1, 2 — без поправки и с поправкой за время в очаге соответственно при скорости редукции $v_r = 6.2$ км/с и глубине очага 14 км; 3, 4 — то же при $v_r = 6.5$ и глубине 22 км.



фом и полученным в результате локализации очага в приближении однородной моделью за счет неточного определения времени в очаге. Прямолинейная форма эффективного годографа в квадратичных координатах показывает, что оценка глубины не зависит от эпицентрального расстояния до ближайшей станции (в отсутствие случайных помех). Конечно, наличие станции, близкой к эпицентру, уменьшает область экстраполяции годографа в точку, определяющую время в очаге, а также погрешность, если в наблюдениях присутствуют помехи. Кроме того, приближение однородной моделью может быть сделано с малой величиной невязок вне зависимости от степени неоднородности среды и глубины очага, проявляющейся только в смещениях времени в очаге.

Таким образом, если неоднородную среду аппроксимировать однородной моделью, глубина очага оказывается заниженной при значительном завышении эффективной скорости. Относительная величина смещений в глубине и скорости зависит от степени неоднородности среды, определяемой отличием ее от однородной модели.

По данным прямой волны P_g , при точном соответствии априорной и реальной вертикально-неоднородной моделей (время в очаге определяется без ошибки) и расположении станций в достаточно протяженной эпицентральной области, в том числе и вблизи эпицентра, технология Нуроellipse дает практически точную локализацию очагов землетрясений. Использование только удаленных от эпицентра станций (пять станций в интервале расстояний 51—82 км, см. рис. 1) приводит к завышенной эффективной оценке глубины на величину до 0.7—1.5 км.

Использование данных ГСЗ в качестве априорной модели не всегда может гарантировать надежную локализацию очага землетрясений. Во-первых, из-за того, что эта модель является, как правило, двумерной и ее распространение на площадную расстановку сейсмологических станций не всегда может быть оправданным. Во-вторых, профили ГСЗ могут быть удалены от сейсмоактивной области и сейсмологических станций. Поэтому представляется необходимым оценить возможные ошибки при локализации очага в случае, когда априорная модель отличается от реальной среды.

Результаты тестирования для принятых моделей (табл. 3) показывают, что ошибки в определении глубины очага h могут быть весьма значительными в зависимости от степени отклонения априорной модели от заданной. При этом эпицентральные расстояния определяются с достаточно малыми погрешностями, не превышающими 0.3 км. Во всех тестовых примерах невязки времени не превышали 0.05 с вне зависимости от величины расхождений в глубине, достигающих 25—30 %. При различии скорости в 0.5 км/с (6—7 %) отклонения в оценке h могут достигать 5—6 км (15—25 %) (см. табл. 3). Если скорость

Таблица 3. К оценке точности определения глубины очага в различных моделях

Глубина очага, км	Модель ГСЗ			Модель 1				Модель 2			
	dt_0 , с	$h_{\text{мод}} - h$, км	\bar{v} , км/с	dt_0 , с	$h_{\text{мод}} - h$, км	$d\bar{v}$	\bar{v} , км/с	dt_0 , с	$h_{\text{мод}} - h$, км	$d\bar{v}$	\bar{v} , км/с
14	0.01	-0.3	6.12	-0.22	1.9	-0.11	5.98	0.43	-4.8	0.24	6.20
18	0.01	-0.1	6.21	-0.54	4.4	-0.52	6.0	0.22	-1.1	-0.17	6.23
22	0	0	6.29	-0.74	5.1	-0.58	6.02	0.08	-0.1	-0.23	6.28
28	-0.01	0.1	6.35	-0.97	5.7	-0.58	6.04	-0.05	0.6	-0.23	6.30
При исключении ближних станций											
14	0.02	-0.7	6.12	-0.48	5.8	-0.11	5.98	0.41	-10.24	0.24	6.20
18	-0.01	1.2	6.21	-1.03	12.6	-0.52	6.0	0.12	1.47	-0.17	6.23
22	-0.02	0.7	6.29	-1.21	12.1	-0.58	6.02	0.01	1.64	-0.23	6.28
28	-0.05	1	6.35	-1.43	11.6	-0.58	6.04	-0.08	2.7	-0.23	6.30

в принятой модели $v_{\text{мод}}$ на глубине очага больше, чем в исходной ($dv = v_{\text{мод}} - v$), существует тенденция к занижению глубины ($h_{\text{мод}}$) и завышению в противоположной ситуации. Это хорошо прослеживается и в вариациях средней скорости (\bar{v}). Так, занижение последней на 0.31 км/с (4.9 %) при глубине очага 28 км в модели 1 приводит к его заглублению на 5.7 км (20 %). Завышение скорости на 0.08 км/с (1.3 %) для глубины 14 км в модели 2 приводит к занижению очага на 4.8 км (34 %). Вместе с тем это находится в зависимости от величины и знака смещения оценки времени в очаге $dt_0 = t_0^{\text{мод}} - t_0$.

Ошибки в определении глубины очагов могут возрасти до 30—50 % и при более низком уровне невязок до 0.003—0.01 с, если из рассмотрения исключить две ближайшие к эпицентру станции (расстояния $R = 15.7$ и 35.5 км). Это происходит главным образом за счет увеличения смещения оценки времени t_0 до 1—1.5 с и уменьшения интервала удалений от эпицентра для оставшихся пяти станций ($R = 51$ — 82 км). Уменьшение погрешности в глубине с ростом h , наблюдаемое в модели 2, объясняется уменьшением отношения R/h .

Важно отметить, что для решения задачи в горизонтально-слоистой модели (как и в однородной) окружение очага станциями необходимо только для корректного определения эпицентра. Для нахождения глубины и скорости главное значение имеет величина интервала эпицентральных расстояний вследствие цилиндрической симметрии модели. Это хорошо видно в квадратичной системе координат. Присутствие наблюдений вблизи эпицентра очага значительно уменьшает область экстраполяции годографа при определении вертикального времени. Понятно, что если это время известно из данных наблюдений вблизи эпицентра, то решение получается более точным, даже при не очень хороших оценках скорости.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В качестве примера, иллюстрирующего характер получаемых результатов при обработке экспериментальных данных, рассмотрим две группы событий с эпицентрами, расположенными в окрестностях станций Степной Дворец и Заречье радиусом около 40 км (см. рис. 1). При этом учитывая, что в работах [Гилева и др., 2000; Deverchere et al., 2001; Радзиминович и др., 2003] для нашего района результаты были получены также в однородной модели, покажем, как изменяется результат при переходе и к слоистой модели. При локализации очагов всех землетрясений данные ст. Степной Дворец на первом этапе обработки не использовались.

На рис. 5 приведены результаты подбора эффективной скорости в модели однородной среды для выбранных групп событий. Отчетливо видно, что группы различаются по этому параметру весьма существенно. Для событий в окрестности ст. Степной Дворец минимальная величина среднеквадратических невязок (как правило, не более 0.2 с) достигается при весьма повышенных до 6.4—7.2 км/с значениях скорости, тогда как для второй группы при значительно меньших невязках скорость изменяется в интервале 5.4—6.2 км/с. По величине невязок данные для обеих групп событий можно считать вполне приемлемыми. Результаты расчета глубины очагов с этими значениями скорости представлены на рис. 6. Для группы событий в окрестности ст. Степной Дворец получаем глубину очагов, близких к дневной поверхности, тогда как вблизи ст. Заречье они распределены практически равномерно в интервале от 10 до 40 км.

При использовании модели ГСЗ глубины очагов для обеих групп событий становятся близкими, и они располагаются в интервале 10—22 км. Наблюдаются и локальные особенности их распределения. Так, для событий в окрестности ст. Степной Дворец глубина очагов постепенно увеличивается от 10 до 22 км, тогда как вблизи ст. Заречье они образуют две разобщенные группы на глубине 10—14 и 18—22 км. Существенно, что различия в глубине очага в однородной и неоднородной моделях тесно связаны с

изменением времени в очаге от -4 до 2 с при примерно одинаковых среднеквадратических невязках, сосредоточенных в интервале 0 — 0.15 с.

Использование модели ГСЗ привело к более плотному расположению очагов по глубине и это очень важный критерий доверия к получаемым данным. Если бы очаги действительно были распре-

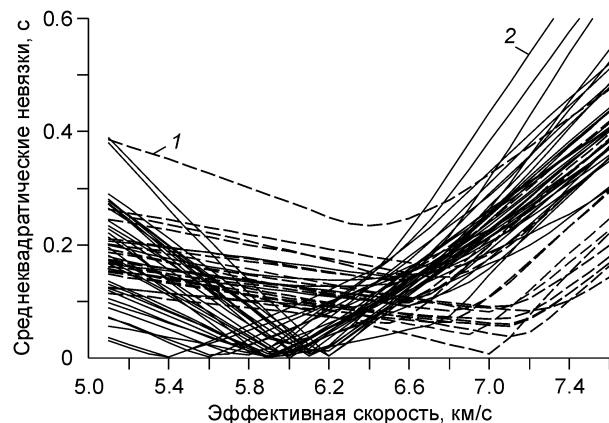
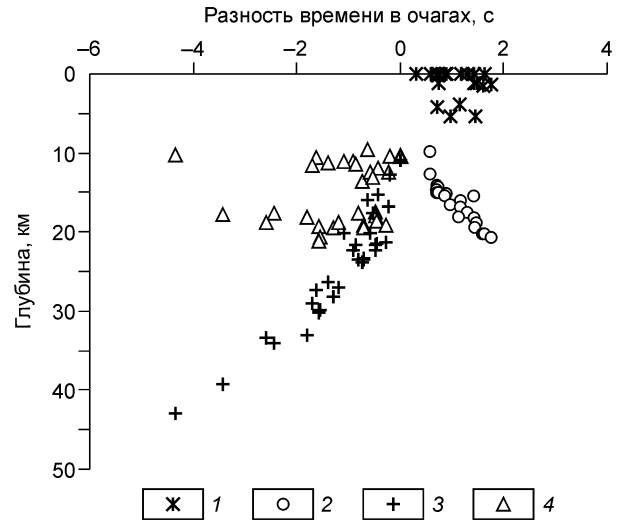


Рис. 5. Оценка величины эффективной скорости по минимуму среднеквадратических невязок в модели однородной среды.

1 — для группы событий в области ст. Степной Дворец (Селенгинская депрессия), 2 — то же, для окрестности ст. Заречье (см. рис. 1).

Рис. 6. Изменения глубины в зависимости от разности времени в очагах, рассчитанных в однородной и горизонтально-слоистой моделях.

1, 2 — в однородной и неоднородной моделях соответственно для группы событий в окрестности ст. Степной Дворей; 3, 4 — то же, для событий в области расположения ст. Заречье.



делены по всей толще земной коры, то введение более обоснованной скоростной модели коры не могло бы обеспечить формирование компактных групп очагов землетрясений. Вместе с тем в соответствии с модельными расчетами оставшиеся вариации глубины очагов можно объяснить и присутствием не выявленных слабоконтрастных локальных аномалий скорости, изменяющихся в зависимости от положения гипоцентра. Для более определенных выводов необходимо иметь значительно большее количество станций, хотя и это не будет гарантировать решение задачи, так как в направлении на дополнительные станции могут присутствовать другие аномалии скорости. При этом способом исключения вновь, возможно, не удастся найти достаточное количество станций, на которых время пробега волны P_g будет соответствовать априорной вертикально-неоднородной модели.

Полный объем данных содержит 242 события, 18 из которых характеризуются величиной ошибки в глубине очага более 20 км, для 34 землетрясений ошибка находится в интервале 4—20 км и для 192 событий она менее 4 км. Наибольшее количество событий с ошибкой глубины более 20 км располагаются вне пределов контура регистрирующих станций, где понижается точность определения эпицентров и, вероятно, присутствие дополнительных латеральных неоднородностей, что и может объяснить большую погрешность в глубине. Причина низкой точности определения глубины очага для 34 землетрясений осталась невыясненной, причем для большей их части отсутствует минимум невязок при переборе скорости в однородной модели. В окончательных построениях использовано 192 события (79 %) с наиболее уверенной оценкой глубины. На рис. 7, А представлена гистограмма распределения глубины очагов землетрясений в земной коре под центральной частью оз. Байкал. Отчетливо выделяется интервал глубины 10—22 км, где происходят практически все землетрясения. Наблюдается тенденция увеличения их количества с глубиной и резкое уменьшение на уровне около 22 км. Эти данные характеризуются распределением величины невязок времени, не превышающих 0.2 с (см. рис. 7, Б).

Рассмотрим теперь данные о задержках времени пробега прямой волны P_g на ст. Степной Дворец (рис. 8). Наблюдается уверенная тенденция увеличения их с эпицентральной расстоянием в среднем от 0.8 до 1.2 с при среднеквадратическом отклонении около ± 0.2 с. Совпадение этой оценки со средней величиной невязок на других станциях указывает на отсутствие значительных неоднородностей в изучаемом районе, сравнимых по величине с низкоскоростными осадочными отложениями в Селенгинской депрессии. В массиве данных имеется примерно 30 % событий с невязками до 0.05 с и значительное

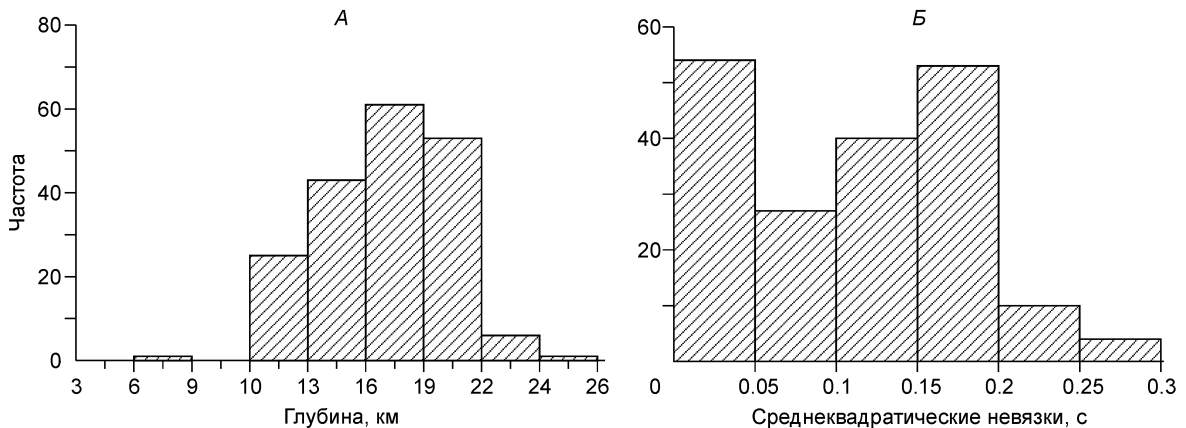


Рис. 7. Гистограммы распределения глубины очагов землетрясений (А) и среднеквадратических невязок времени (Б).

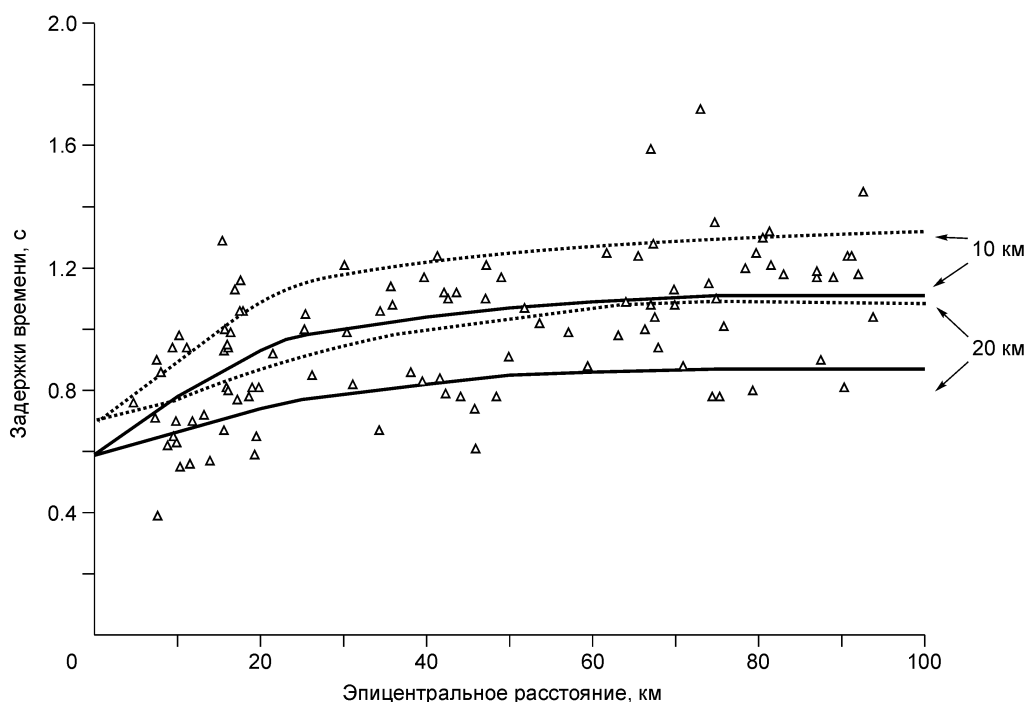


Рис. 8. Изменение задержек времени пробега волны P_g на ст. Степной Дворец в зависимости от эпицентрального расстояния (треугольники).

Приведены расчетные изменения задержек при глубине очага 10 и 20 км для мощности осадочных отложений 7 км (сплошные линии) и 8 км (пунктирные).

количество событий, характеризующееся невязками 0.1—0.2 с (см. рис. 7), которые являются вполне удовлетворительными при обработке экспериментальных данных.

Тенденция увеличения изменения невязок с расстоянием на ст. Степной Дворец соответствует кинематике распространения прямой волны в слоистой среде и представляет интерес для приближенной оценки мощности осадочных отложений в Селенгинской депрессии. Следуя результатам, полученным в работе [Суворов, Мишенькина, 2005], двухэтажную толщу осадков можно приближенно представить однослойной моделью со средней скоростью 4 км/с. Задавая мощность такого слоя, можно рассчитать величину задержки времени на ст. Степной Дворец за счет различия скорости в осадках и консолидированной коре. Результаты представлены на рис. 8 для двух значений мощности осадков 7 и 8 км, из которых видно вполне удовлетворительное согласие полученных данных. Эти величины зависят от принятого значения средней скорости, но тем не менее свидетельствуют, возможно, о значительной величине мощности осадков в депрессии, достигающей 7—8 км, что не находится в противоречии также и с данными работы [Ten Brink, Taylor, 2002].

Распределение очагов землетрясений по глубине под Центральным Байкалом представлено на рис. 9 разрезами вдоль линий с наиболее отчетливо группирующимися эпицентрами землетрясений (см. рис. 1). Характерной особенностью является то, что очаги образуют обособленные в пространстве достаточно тесные группы, часто с четко выраженным положением длинной оси. Наиболее представительная группа эпицентров располагается по линии II (см. рис. 1), вдоль которой наблюдаются три обособленные, линейно вытянутые группы гипоцентров, отчетливо погружающиеся вдоль оз. Байкал в северо-восточном направлении (см. рис. 9, А). Только шесть событий (крестики) выпадают из наблюдающейся закономерности. При этом минимальная глубина очагов уменьшается вдоль озера от 14 до 10 км с соответствующим одновременным увеличением угла падения длинной оси этих групп приблизительно от 5 до 11°. Заглубление очагов в юго-восточном направлении вдоль поперечных линий IV и V происходит в таком же диапазоне, но на меньшем расстоянии так, что угол падения увеличивается до 12—16° (см. рис. 9, Б, В). Очаги вдоль линии VI располагаются на примерно одинаковой максимальной глубине 16—22 км. Характерное погружение очагов под Селенгинскую депрессию от 10—12 до 20—22 км наблюдается вдоль линий III и IV.

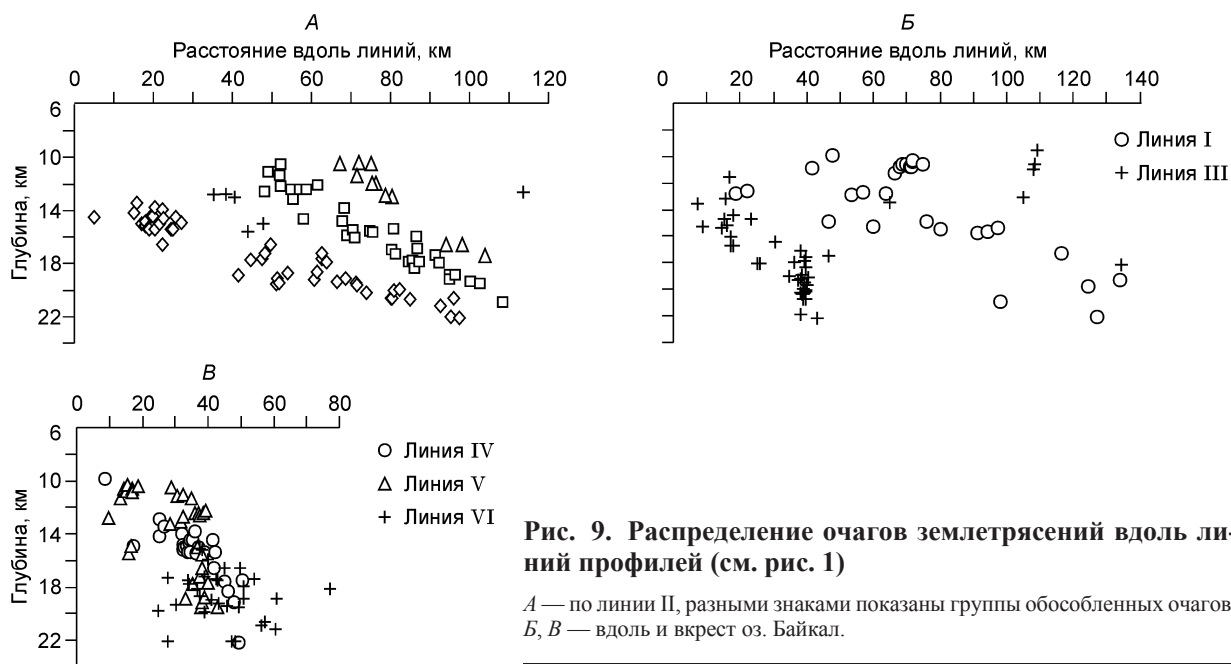


Рис. 9. Распределение очагов землетрясений вдоль линий профилей (см. рис. 1)

A — по линии II, разными знаками показаны группы обособленных очагов; *B, B* — вдоль и вкрест оз. Байкал.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное в простейшем случае моделирование однородной среды в условиях локальных скоростных неоднородностей показывает значительную зависимость оценки глубины очага (эпицентральные расстояния определяются с приемлемой точностью) от величины аномалий времени пробега прямой волны P_g , присутствующих на одной или нескольких регистрирующих станциях. Существенно, что по характеру распределения среднеквадратических невязок времени невозможно определить, какие из станций являются аномальными. Невязки распределяются между станциями в зависимости от их взаимного расположения. В присутствии аномальных станций время в очаге определяется с ошибкой, которая оказывает непосредственное влияние на оценку глубины очага землетрясения. Для повышения надежности локализации очага землетрясения, при относительно небольшом количестве регистрирующих станций, оптимальным является исключение из рассмотрения станций с аномальными временами пробега. Это можно сделать путем последовательного исключения станций, в результате чего значительно уменьшаются невязки при стабильной оценке глубины очага. Конечно, для реализации такой процедуры необходимо иметь достаточное количество станций. Нами рассмотрены ситуации для минимального набора в основном из семи станций, в иных условиях влияние локальных аномалий может быть не столь значимым. Оно зависит от количества аномальных станций, их взаимного расположения между собой по отношению к неоднородностям и положению гипоцентров.

В условиях вертикально-неоднородной среды ситуация значительно усложняется. Численное моделирование показывает, что точность определения глубины очага зависит не только от присутствия аномалий времени пробега на отдельных станциях, но и от степени соответствия между априорной моделью и реальной ситуацией. При этом по величине невязок невозможно судить о точности оценки глубины очага (в отсутствие случайных ошибок во времени пробега). Степень различия между априорной и реальной моделями определяет величину смещения оценки времени в очаге, не зависящую от величины невязок.

В целом процесс обработки экспериментальных данных представляется состоящим из двух последовательных этапов. На первом, в рамках начальной достаточно обоснованной вертикально-неоднородной модели, способом последовательного исключения производится поиск станций с аномальными временами пробега прямой волны. Критерием качества, что аномальные станции исключены из рассмотрения, является минимальный уровень среднеквадратических невязок и стабильность глубины очага при последовательном исключении станций из оставшихся наблюдений. На втором этапе по совокупности однородных данных определяется глубина очагов и оценивается величина неоднородностей по расчетному времени пробега прямой волны до аномальных станций. При такой последовательности обработки данных можно избежать проблемы априорного задания трехмерной модели при площадной расстановке станций.

В нашем случае из рассмотрения исключена ст. Степной Дворец, расположенная в Селенгинской депрессии. Расчетные значения времени пробега волны до этой станции представляются вполне правдоподобными и объясняются приближенной оценкой мощности осадочных отложений в Селенгинской депрессии около 7—8 км, хотя она и кажется завышенной.

Влияние начальной модели на оценку глубины очага землетрясений показано нами и при обработке результатов экспериментов. Данные для двух групп событий, полученные в модели однородной среды (фактически как в работах [Гилева и др., 2000; Deverchere et al., 2001; Радзиминович и др., 2003]) и в модели ГСЗ, наглядно показывают, что очаги землетрясений образуют достаточно компактные группы в неоднородной модели. Тогда как в однородной модели они могут быть распределены по всей толще коры (см. рис. 6). Из результатов численного моделирования следует, что отсутствие критерия минимума невязок для оценки надежности положения гипоцентров не позволяет оценить степень соответствия между двумерной моделью ГСЗ и реальной трехмерной ситуацией при площадной сети станций. Фактически имеется только один критерий качества — это плотность групп очагов. Если бы они действительно были распределены по всей толще коры, то трудно предполагать, что их можно было бы собрать в компактные группы в рамках какой-либо правдоподобной скоростной модели коры.

В целом полученные результаты свидетельствуют о существовании в центральной части оз. Байкал сейсмоактивного слоя, залегающего на глубине 10—22 км. Вероятность присутствия очагов землетрясений на меньшей глубине, в толще осадочных отложений, невелика. Количество очагов с глубиной увеличивается и достигает максимума в интервале 16—22 км. Глубже присутствуют единичные очаги, которые трудно отнести к представительным наблюдениям. Этот результат отличается от полученного в работах [Гилева и др., 2000; Devershere et al., 2002], где подошва сейсмоактивного слоя в окрестности ст. Тырган располагается на глубине около 30 км. Нужно иметь в виду, что там было использовано только 15 событий (против 192 в настоящей статье). В более поздней работе [Радзиминович и др., 2003] этот результат был уточнен по 54 событиям при использовании скоростной априорной модели ГСЗ, и получена сопоставимая с рис. 7 величина сейсмоактивного слоя, залегающего на глубине 15—25 км. Наши результаты соответствуют и более ранним приближенным оценкам [Голенецкий, Перевалова, 1988], хотя там рассматривались особенности распределения очагов в целом для рифтовой зоны.

По данным разных исследователей, распределение гипоцентров в земной коре районов Байкальской рифтовой зоны значительно отличается. Так, ранее авторы оценивали приближенную глубину очагов (сейсмоактивного слоя) в интервале 5—20 км [Аниканова, Боровик, 1981; Голенецкий, Перевалова, 1988]. С.В. Крылов [1980] наибольшее количество очагов связывал с интервалом 0—10 км, ограниченным снизу слоем с пониженной скоростью. В работах [Вертлиб, 1978, 1997] на северо-восточном фланге рифтовой зоны по редкой сети станций глубина очагов, полученных в модели однородной среды, распространялась от дневной поверхности до 30 км и более, так же как и при использовании скоростной модели ГСЗ в области Амутского роя землетрясений, где гипоцентры располагаются в низах коры и даже верхах мантии на глубине 32—46 км [Deverchere et al., 1991]. Несмотря на достаточно корректную слоистую модель коры, невязки оказываются значительными, изменяясь в интервале 0.2—0.7 с. Как следует из результатов численного моделирования, это свидетельствует о присутствии латеральных неоднородностей в земной коре, при которых возможны значительные смещения в оценках времени в очаге и соответственно его глубины. В работах [Гилева и др., 2000; Deverchere et al., 2002], при локализации очагов землетрясений в модели однородной среды также проявилась тенденция к заглублению очагов вплоть до нижней коры.

Наши результаты достаточно уверенно указывают на присутствие под центральной частью оз. Байкал сейсмоактивного слоя на глубине 15—22 км, что близко к ранним данным [Аниканова, Боровик, 1981] и последним оценкам [Радзиминович и др., 2003]. Характерной особенностью распределения очагов землетрясений под центральной областью оз. Байкал является кластеризация гипоцентров в протяженные отдельные зоны часто с отчетливой ориентацией длинной оси. Вдоль озера минимальная глубина очагов уменьшается в северо-восточном направлении от 14 до 10 км, тогда как максимальная не превышает 22 км. При этом угол падения глубины очагов в изолированных группах увеличивается в северо-восточном направлении от 5—6 до 10—12° (см. рис. 9, А). Под Селенгинскую депрессию глубина очагов увеличивается от 10 до 20 км (угол падения длинной оси групп достигает 12—14°) как со стороны оз. Байкал, так и на северо-восток вдоль юго-восточного берега (линия III, см. рис. 1, 9, Б, В).

Разнообразие полученных результатов о глубине очагов землетрясений в целом по Байкальской рифтовой зоне может свидетельствовать о неоднородном распределении скоростных характеристик земной коры, значительно изменяющихся по латерали. У нас нет достаточных оснований доверять данным о глубине очагов, полученных в однородной модели, являющейся слишком грубым приближением. Численное моделирование показывает значительное уменьшение мощности сейсмоактивного слоя при использовании достаточно обоснованной скоростной модели земной коры. Но и в этом случае недоучет локальных скоростных неоднородностей может привести к заметным погрешностям в глубине очагов (положение эпицентров можно отнести к достаточно надежно определяемым параметрам). Допол-

нительная информация в виде времени пробега прямой поперечной волны t_s , которая часто используется, также не гарантирует надежное получение результата, поскольку требуется введение дополнительных условий. Например, это может быть условие на отношение времени пробега продольной и поперечной волн $t_s/t_p = \text{const}$, величина которого, как показывают данные ГСЗ, может значительно изменяться с глубиной и по латерали. Следовательно, привлечение дополнительной информации сопровождается новыми неизвестными параметрами, что не обязательно приведет к повышению надежности локализации очагов.

Следует обратить внимание на важное обстоятельство, что пологие области расположения гипоцентров ($12\text{--}14^\circ$) значительно отличаются от более крутых плоскостей разрывов ($40\text{--}50^\circ$), определяемых по механизмам очагов землетрясений [Мишарина, 1967; Солоненко и др., 1995; Мельникова, Радзиминович, 1998]. Ограничение сейсмоактивного слоя глубиной 20—25 км может определять кровлю нижней коры с хрупкопластическими свойствами [Зоненшайн и др., 1992; Гольдин и др., 2006]. Тогда такую особенность можно объяснить локальной хрупкой дефрагментацией верхней коры с секущими трещинами разрывов по отношению к генеральным зонам ползучести нижней, более пластичной коры [Панин и др., 1990]. Эта проблема относится к изучению соотношения между структурными и деформационными характеристиками сейсмоактивных областей земной коры и требует дополнительных исследований.

Авторы выражают признательность Байкальскому филиалу Геофизической службы СО РАН за возможность использования данных на станциях Листвянка, Тьрган, Онгурены, анонимному рецензенту за тщательное рассмотрение работы и множество замечаний, устранение которых привело к улучшению статьи.

Начальный этап данной работы в 2003—2005 гг. выполнялся в рамках интеграционного проекта РАН № 6.5.2.

ЛИТЕРАТУРА

Аниканова Г.В., Боровик Н.С. Новые данные о глубинах очагов землетрясений Прибайкалья // Геология и геофизика, 1981 (2), с. 157—161.

Вертлиб М.Б. К определению глубины очагов землетрясений в Прибайкалье // Геология и геофизика, 1978 (9), с. 141—146.

Вертлиб М.Б. Гипоцентрия и механизм землетрясений в связи с геодинамикой северо-востока Байкальской зоны // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (8), с. 1376—1385.

Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 629—636.

Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья — история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М., Наука, 1977, с. 3—42.

Голенецкий С.И., Первалова Г.И. Об использовании ЭВМ при сводной обработке наблюдений локальной сети сейсмических станций в Байкальской зоне // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. Новосибирск, Наука, 1988, с. 99—108.

Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В., Букина К.И., Первалова В.И., Третьяк Э.А., Фомина Е.В., Анисимова Л.В., Леонтьева Л.Р., Солоненко Н.В., Масальский О.К. Обзор сейсмичности Прибайкалья за 1968 г. // Землетрясения в СССР в 1968 г. М., Наука, 1972, с. 107—139.

Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1094—1105.

Зоненшайн Л.П., Гальмшток А.Я., Хатчинсон Д.Р. Структура Байкальского рифта // Геотектоника, 1992, № 5, с. 63—72.

Крылов С.В. О глубинах байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах // Геология и геофизика, 1980 (5), с. 97—112.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизмы очагов землетрясений Байкальского региона за 1991—1996 годы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1598—1607.

Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., Наука, 1967, 135 с.

Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Вертлиб М.Б. Некоторые особенности эпицентрального поля Байкальской рифтовой зоны в сопоставлении с механизмом очагов землетрясений // Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М., Наука, 1977, с. 43—61.

Панин В.Е., Елсукова Т.Ф., Новоселова Е.М., Егорушкин В.Е. Эффект локализации деформации у границ зерен при ползучести поликристаллов // Докл. АН СССР, 1990, т. 310, № 1, с. 78—83.

Радзиминович Н.А., Балышев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1216—1225.

Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Юнга С.Л. Поля напряжений и сейсмотектонических деформаций Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Азии. М., ОИФЗ РАН, 1995, с. 363—371. (Сб. науч. тр., вып. 2).

Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной оз. Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1159—1167.

Сун Юншен, Крылов С.В., Янг Баоцзюнь, Лю Цай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Пятрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал—Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 1—15.

Тресков А.А. Интерпретация наблюдений над близкими землетрясениями // Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1964, с. 5—10. (Тр. ИЗК АН СССР, вып. 18).

Deverchere J., Houdry F., Diament M., Solonenko N.V., Solonenko A.V. Evidence for seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift // Geophys. Res. Lett., 1991, v. 18, № 6, p. 1099—1102.

Devershere J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int., 2001, v. 146, p. 714—430.

Klein F.W. Hypocenter location program Hypoinverse // Open file report. U.S. Geol. Survey, 1978, p. 78—694.

Krylov S.V., Mishenkina Z.R., Seleznev V.S., Sheludko I.F. Methods and results of detailed seismic investigations of the Earth's crust in the Baikal rift zone // U.S. Geological Survey, 1995, p. 9—33.

Lahr J.C. HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern // U.S. Geological Survey Open File Report 99-23, 1999, 112 p.

Petit C., Deverchere J. Velocity structure of the northern Baikal rift, Siberia, from local and regional earthquake travel times // Geophys. Res. Lett., 1995, v. 22, № 1, p. 1677—1680.

Suvorov V.D., Mishenkina Z.R., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyev V.M. Structure of the crust in Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // Tectonophysics, 2002, v. 354, p. 61—74.

Ten Brink U.S., Taylor M.H. Crustal structure of central Lake Baikal: insights into intracontinental rifting // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, № B7, p. 2-1—2-15.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2007 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
12 апреля 2007 г.*