

СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (*Горный Алтай*)

А.В. Лисейкин, В.М. Соловьев

Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Изучено строение верхней части земной коры эпицентральной зоны Чуйского землетрясения по временам пробега прямых P - и S -волн от афтершоков. Использована методика лучевой сейсмической томографии на временных задержках. В северо-восточной части зоны выделена аномалия с повышенными значениями скорости продольных волн и коэффициента Пуассона. Данная аномалия приурочена к участку Чаган-Узунского блока, Курайской и Чуйской межгорных впадин. Юго-западная часть зоны характеризуется относительно пониженными значениями скорости P -волн и коэффициента Пуассона и приурочена к району Северо-Чуйского хребта, аномалии скорости S -волн не выделены. Установлено, что эпицентр землетрясения и вытянутая в северо-западном направлении область его афтершоков расположены на краю выделенной аномальной зоны.

Очаговая зона, сейсмология, томография, Чуйское землетрясение.

THE EPICENTRAL AREA OF THE CHUYA EARTHQUAKE: A THREE-DIMENSIONAL VELOCITY STRUCTURE (*Gorny Altai*)

A.V. Liseikin and V.M. Soloviev

The three-dimensional velocity structure of upper crust in the epicentral area of the Chuya earthquake was imaged using traveltimes of P and S waves from aftershocks. The northeastern part of the area including the territory of the Chagan-Uzun block and the Kurai and Chuya intermontane basins corresponds to a zone of high P velocities and Poisson's ratios. The southwestern part is a zone of relatively low P velocities and Poisson's ratios within the North Chuya ridge. S velocities are rather uniformly distributed over the area and show no significant anomalies. The main shock and the aftershocks, which are aligned in the northwestern direction, originated at the edge of the revealed anomalous P velocity zone.

Source area, seismology, tomography, Chuya earthquake

ВВЕДЕНИЕ

Эпицентральной зона Чуйского землетрясения, произошедшего 27 сентября 2003 г. на юге Республики Алтай, располагается в южной части Алтае-Саянской складчатой области в районе Северо-Чуйского хребта, Чуйской, Курайской межгорных впадин и разделяющего их Чаган-Узунского приподнятого блока (рис. 1). По данным предшествующих исследований [1], зона находится в районе с повышенной сейсмической активностью. С августа 2002 г. в этой части Алтае-Саянской складчатой области действует локальная сеть станций Алтайского сейсмологического полигона [2]. После землетрясения в этом районе была развернута дополнительная сеть временных станций, на которой в течение двух месяцев были зарегистрированы многочисленные афтершоки.

В Алтае-Саянской складчатой области сведения о глубинном распределении скоростей P - и S -волн получены в основном по данным региональных работ ГСЗ [3, 4], выполненных в северо-западной и восточной частях региона и не охватывающих эпицентральной зону землетрясения. Кроме профильных работ, существуют сведения о глубинном строении центральной части Алтае-Саянской складчатой области, полученные авторами по данным наблюдений на региональной сети сейсмологических станций [5] с использованием адаптированной к данным сейсмологии методики площадных сейсмических исследований [6, 7]. В то же время для понимания механизмов образования землетрясения и протекания афтершоковых процессов необходимы детальные геофизические сведения о строении земной коры в очаговой зоне и, прежде всего, сведения о распределении скоростей P - и S -волн.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Скоростная модель для определения координат гипоцентров афтершоков Чуйского землетрясения построена по результатам площадных сейсмологических исследований и профильных работ ГСЗ [3—5]. По сейсмологическим данным составлены графики изменения с глубиной скоростей P - и S -волн до 9 км, для средней коры использованы осредненные зависимости значений скоростей по данным с ближайших профилей ГСЗ. Сводная зависимость скоростей P - и S -волн от глубины в земной коре эпицентральной зоны Чуйского землетрясения, которая использовалась для локализации гипоцентров афтершоков [8], представлена на рис. 2.

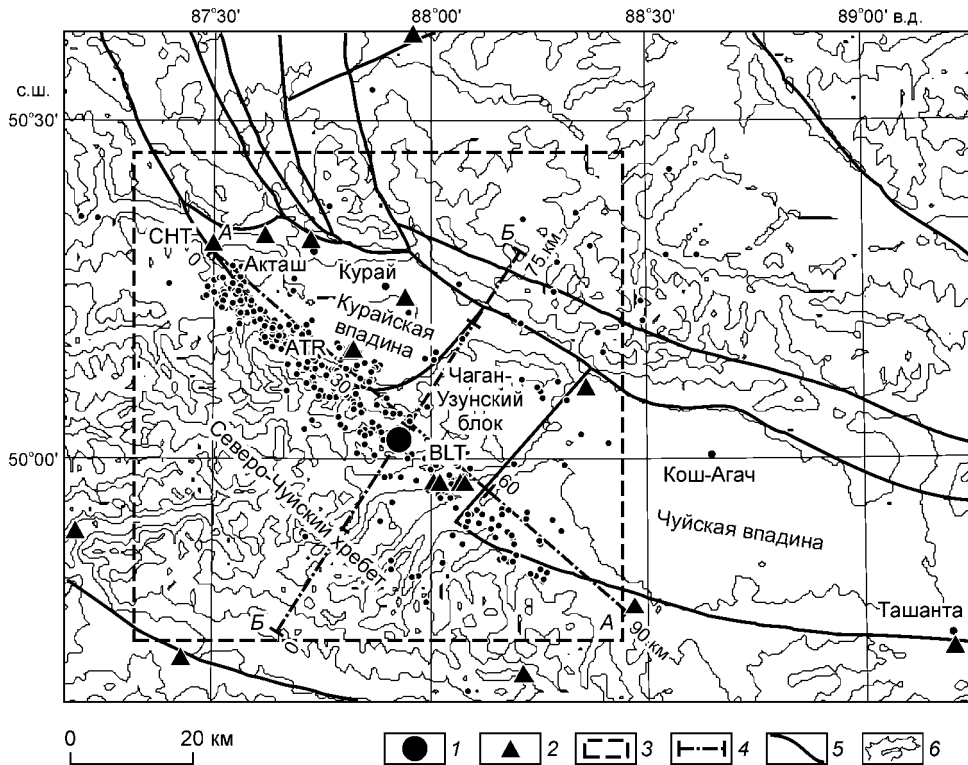
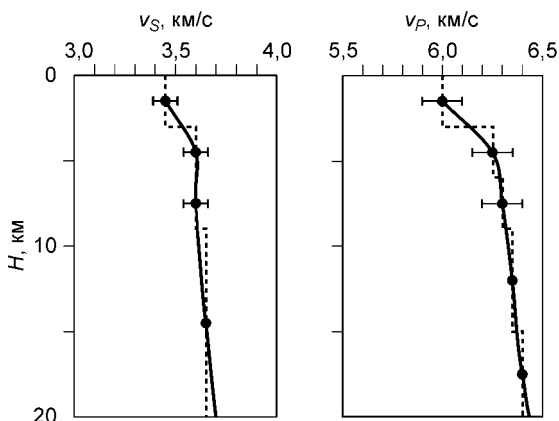


Рис. 1. Схема наблюдений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения.

1 — эпицентры Чуйского землетрясения и его афтершоков [8]; 2 — сейсмологические станции: СНТ — „Чибит“, АТР — „Актру“, BLT — „Бельтир“; 3 — район исследований; 4 — линии профиля (АА) и поперечного разреза (ББ); 5 — кайнозойские разломы [9]; 6 — изолинии высот (проведены через 500 м).

Оценка ожидаемых ошибок в вычисленных координатах гипоцентров и временах пробега производилась следующим образом. Наиболее вероятная точность снятия времен вступления P -волн от землетрясений по цифровым записям на эпицентральных удалениях до 100 км составляет около 0,05 с. Пример сейсмограмм характерных записей P - и S -волн от афтершоков Чуйского землетрясения приведен на рис. 3. Как видно, вступления P -волн на эпицентральных удалениях до 76 км достаточно четкие, с высоким отношением сигнал/шум. Погрешности снятия времен вступлений S -волн, очевидно, заметно выше и по оценкам авторов составляют 0,1 с. Это связано с трудностями корреляции фазы поперечной волны из-за низкого отношения сигнал/шум. Иногда на сейсмограммах практически невозможно определить время вступления S -волны, в то время как продольная волна выделяется достаточно отчетливо. В таких случаях в обработке использовались времена вступлений только P -волн. Точности вычисляемых координат гипоцентров и времени в очаге зависят как от ошибок снятия времен вступлений, так и от погрешностей в скоростной модели среды. При этом очевидно, что ошибки в координатах и во временах пробега



коррелируют между собой, наиболее сильная корреляция наблюдается между ошибками в глубине и времени в очаге. Для оценки точности вычисленных параметров гипоцентров рассчитывались теоретические времена пробега

Рис. 2. Сводная зависимость скоростей P - и S -волн от глубины в земной коре эпицентральной зоны Чуйского землетрясения [3—5].

1 — усредненная зависимость изменения скоростей; 2 — графики пластовых скоростей по данным сейсмологических наблюдений (глубина 0—9 км) и профилей ГСЗ (глубина 9—20 км); 3 — доверительный интервал определения скоростей.

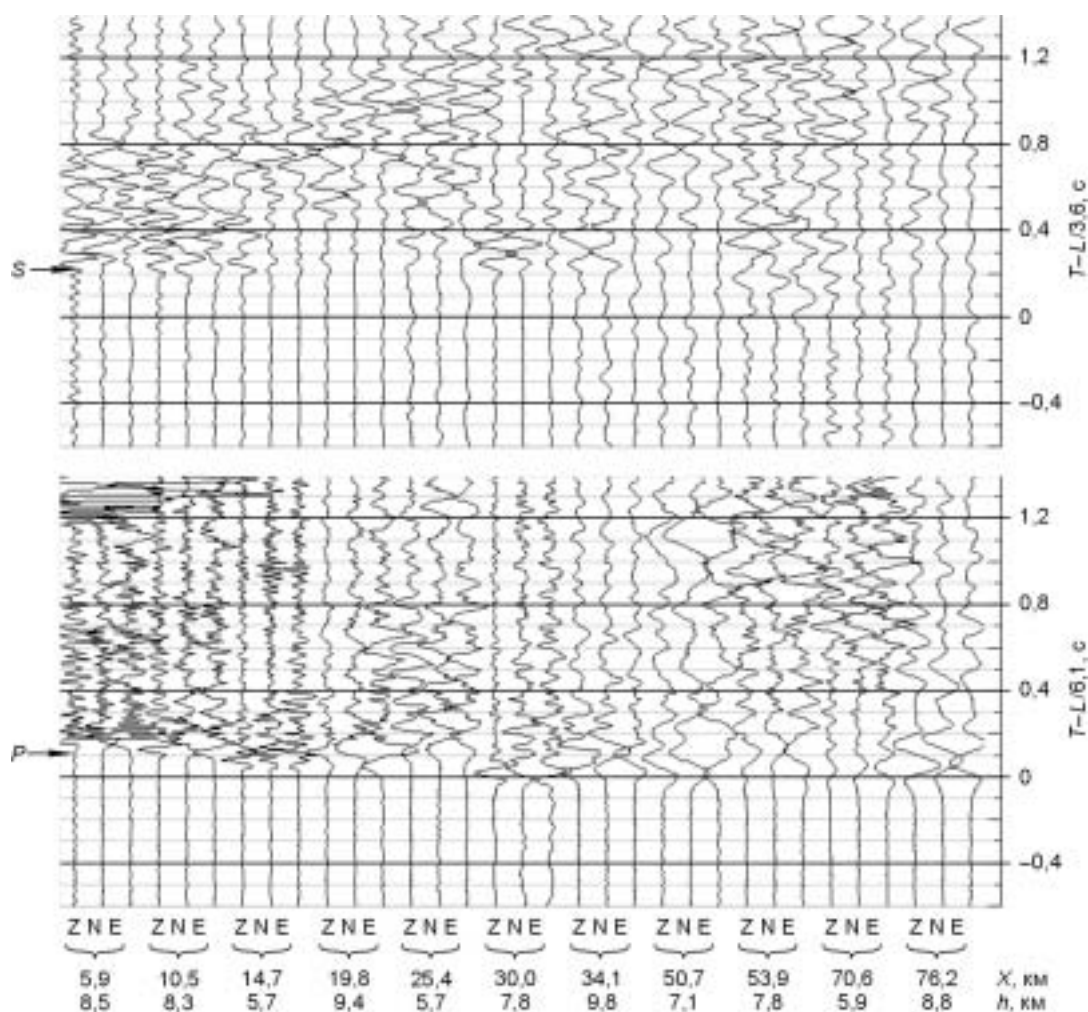


Рис. 3. Монтаж сейсмограмм *P*- и *S*-волн от афтершоков Чуйского землетрясения для сейсмостанции „Чибит“ (СНТ).

X — эпицентральные удаления; *h* — глубина очагов; *L* — расстояние источник—приемник; ZNE — направления осей трехкомпонентных сейсмоприемников.

га волн от гипоцентров со всеми возможными вариациями координат, времен в очаге и скоростной модели. Результаты расчетов показали, что при ошибках снятия времен вступлений 0,05 с и вариациях скорости 0,1 км/с, точность вычисленных параметров гипоцентров в среднем составляет 0,2 с во временах пробега, 2,7 км по глубине и 0,7 км в эпицентральных координатах. Необходимо отметить, что ошибки в глубине гипоцентров сильно зависят от эпицентрального расстояния до ближайшей приемной станции. Так, при эпицентральных удалениях 0—10 км, ошибки в глубине существенно уменьшаются и составляют 1—1,5 км.

Для изучения строения эпицентральной зоны Чуйского землетрясения использовалось около 300 событий с глубинами очагов от 0 до 15 км. Количество лучей, пересекающих исследуемую область, составило около 1700 для *P*- и 1500 для *S*-волн. С учетом особенностей системы наблюдений (расположение и плотность сети сейсмостанций, количество лучей, распределение гипоцентров афтершоков, а также ошибки в исходных параметрах гипоцентров), установлено, что размер ячеек при томографических построениях должен быть не меньше чем 15—20 км по латерали и 5 км по глубине.

Для обработки данных использовалась методика лучевой сейсмической томографии на временных задержках [10], основная ее суть заключается в следующем. Исследуемая область среды разбивается на ячейки с постоянной скоростью, которая задается согласно референтной модели; лучи аппроксимируются ломаными линиями; времена пробега являются суммой времен по сегментам этих линий. По этим суммам составляется система линейных уравнений, в правой части которой стоит вектор временных задержек (невязок между наблюдаемыми временами и теоретическими, рассчитанными в референтной модели). Решением системы является распределение поправок к скорости в исходной модели среды. При неточном задании референтной модели траектории лучей будут неверными, и в этом случае необходимо применять

итеративную процедуру: каждую восстановленную модель использовать в качестве референтной с последующим расчетом лучей. В данной работе авторами сделаны следующие допущения, позволившие упростить решение обратной задачи с применением методики сейсмической томографии.

По сводной зависимости скорости от глубины решалась прямая кинематическая задача для рефрагированных и прямолинейных лучей при различной глубине источников. На эпицентральной удалении в 60 км расхождение времен пробега вдоль этих лучей от одного и того же источника составляет около 0,02 с, максимальные расхождения траекторий лучей — 2,3 км. На удалении до 40 км, где сосредоточено около 70 % данных, расхождения составляют не более 0,01 с и 1 км соответственно. Исходя из особенностей системы наблюдений, ожидаемая оценка надежно выделяемых аномалий времен пробега должна превышать 0,05 с при аномалиях скорости 0,1 км/с и размерах ячеек 5 км по глубине и 15—20 км по латерали. Поэтому было сделано предположение, что в данных условиях до удалений 60 км траектории лучей P - и S -волн можно считать практически прямолинейными, что существенным образом упростило решение обратной сейсмотомографической задачи.

Для решения системы линейных уравнений использовалась стандартная процедура МНК с регуляризацией, описанная в [10]:

$$\Delta m = (A^T A + \lambda^2 I)^{-1} A^T \delta T = B^{-1} \delta T, \quad (1)$$

где Δm — вектор поправок скоростей к референтной модели, A — $m \times n$ матрица исходной системы линейных уравнений, m — число уравнений, n — число неизвестных, λ — параметр регуляризации, I — единичная матрица, δT — вектор временных задержек, B^{-1} — псевдообратная матрица. Использование регуляризации необходимо для подавления ошибок в исходных данных, однако ввод параметра λ приводит к тому, что мы получаем неточное решение Δm , так как $R = B^{-1} A \neq I$. Для контроля полученных решений вычислялись матрицы разрешения R и стандартной ошибки $E = (R - I) C_\gamma (R - I)^T + B^{-1} C_d (B^{-1})^T$, где C_γ и C_d — диагональные матрицы ковариации модели и данных соответственно. Следует отметить, что данным способом нельзя учесть влияния всех эффектов, в частности, ошибок в координатах гипоцентров и неточностей, связанных с разбиением модели на ячейки с постоянной скоростью.

Поэтому для обоснования выбранной методики томографической обработки сейсмологических данных было произведено несколько теоретических расчетов по восстановлению трехмерно-неоднородных скоростных моделей. Система наблюдений соответствовала реальному расположению сейсмологических эпицентральной зоны и распределению гипоцентров афтершоков. К рассчитанным теоретическим временам пробега добавлялись ошибки как случайные числа с нормальным распределением и дисперсией 0,2 с. Координаты гипоцентров также были изменены с добавлением ошибок в 1 км по латерали и 3 км по глубине. Размеры ячеек, на которые разбивалась скоростная модель, составляли 20 км по латерали и 5 км по глубине. Результаты расчетов показали, что для данной системы наблюдений при ожидаемых ошибках в исходных данных скоростные аномалии, расположенные на глубинах от 0 до 10 км, восстанавливаются с погрешностями не более 0,1 км/с. Для глубин 10—15 км аномалии восстанавливаются несколько хуже, с ошибками до 0,15—0,2 км/с.

Обработка экспериментальных данных проводилась в два этапа. Учитывая пространственное расположение афтершоков, представляется целесообразным на первом шаге рассмотреть особенности строения среды вдоль длинной оси области афтершоков. Она простирается линейно вдоль разломной зоны, где расположены 4 сейсмические станции (см. рис. 1). На втором шаге по совокупности всех данных на площадной сети станций проводилось построение трехмерной модели.

Длина выбранного профиля составила около 90 км, данные собраны в полосе шириной около 15 км. Было отобрано около 500 вступлений P - и 400 S -волн, по которым строились годографы, приведенные к общему пункту приема. По таким годографам проводилась отбраковка некачественных данных, связанных с большими невязками определений времен в очаге T_0 и координат гипоцентров. При этом пороговое значение невязки, выше которой данные считались ошибочными, составляло 0,2 с. В качестве референтной модели среды использовались обобщенные одномерные зависимости скоростей P - и S -волн от глубины, по которым вычислялись координаты афтершоков. Размеры матриц составили 359×25 и 234×25 для P - и S -волн соответственно. Величина стандартного отклонения невязок на временах пробега P -волн в референтной и восстановленной модели составила 0,11 и 0,07 с соответственно.

На рис. 4 представлены распределения диагональных элементов матриц разрешения R и стандартной ошибки E для P - и S -волн вдоль изучаемого профиля. Как видно из рисунка, значения диагональных элементов r матрицы разрешения для P - и S -волн в целом изменяются от 0,5 до 1,0. При этом для основной части изучаемой области значения $r > 0,7$, что свидетельствует о хорошем соответствии прямой и псевдообратной матриц. При расчете матрицы стандартной ошибки использовались значения ковариации модели 0,2 км/с и данных 0,2 с. Видно (см. рис. 4), что диагональные элементы матрицы ошибок для P - и S -волн составляют не более 0,05 км/с по профилю от 0 до 60 км и глубиной 0—10 км. Максимальные

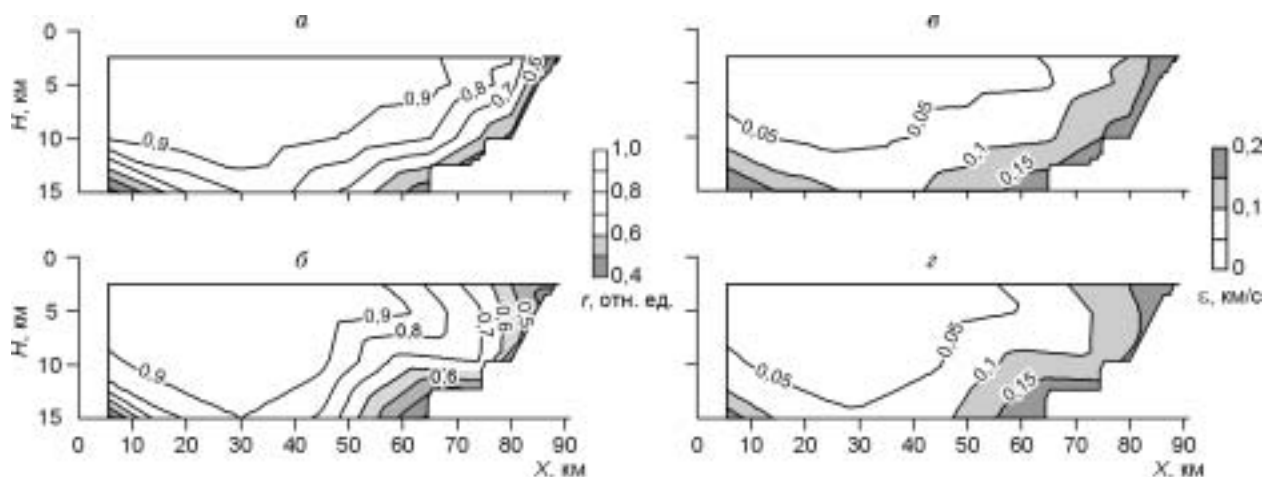


Рис. 4. Диагональные элементы матриц разрешения и стандартной ошибки для P - и S -волн по профилю.

а, б — диагональные элементы матрицы разрешения; *в, г* — диагональные элементы матрицы стандартной ошибки.

значения ошибки составляют около 0,15 км/с, при этом для 70 % от всей исследуемой области ошибка не превышает 0,1 км/с.

На рис. 5 представлены экспериментальные и теоретические вертикальные годографы P - и S -волн в исходной и восстановленной моделях под станциями „Чибит“ (СНТ), „Актру“ (АТР) и „Бельтир“ (BLT). Используются данные при эпицентральных удалениях 0—10 км от каждой из станций. Времена пробега волн под каждой из станций изменяются с глубиной закономерно. При этом отмечено их несоответствие теоретическим временам пробега в референтной скоростной модели, которая представляла собой одномерную зависимость скорости от глубины, что свидетельствует о существовании аномалий скорости. Как видно из рис. 5, годографы в финальной двумерной модели хорошо соответствуют экспериментальным временам пробега.

Для трехмерной обработки использована совокупность данных P - и S -волн от 300 афтершоков, зарегистрированных площадной сейсмологической сетью, состоящей из 12 станций. Количество лучей, пересекающих исследуемую область, составило около 1300 для P - и 1000 для S -волн. Для отбраковки некачественных данных из системы были исключены уравнения с невязками больше чем 0,3 с. Размеры матриц составили 1274×69 и 980×66 для P - и S -волн соответственно. Дисперсии невязок времен пробега в референтной и восстановленной моделях практически не отличаются от невязок при профильной

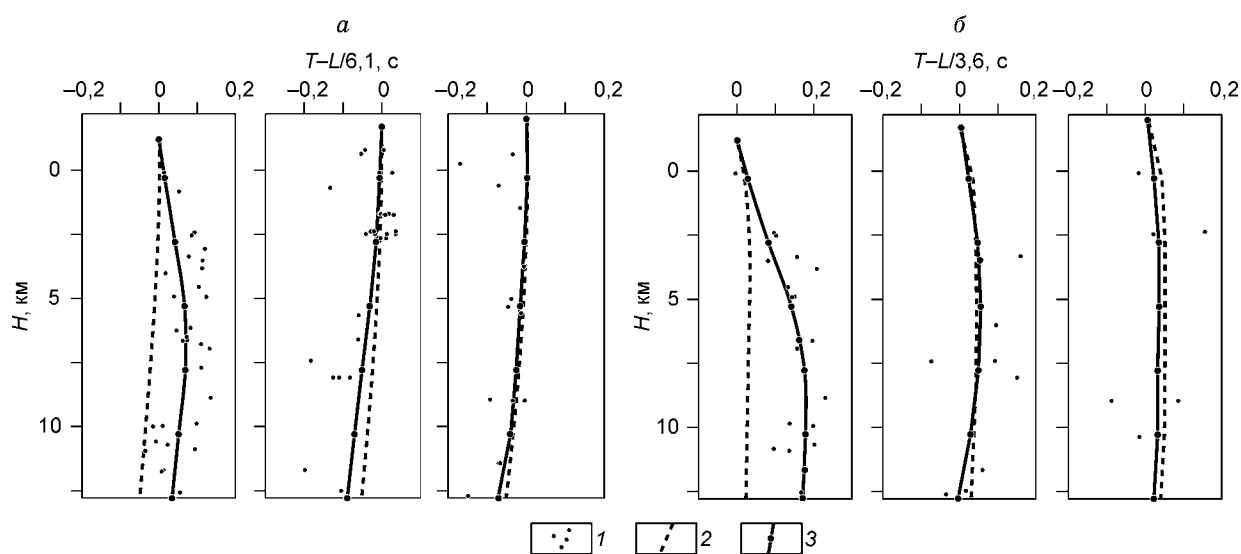


Рис. 5. Сводные вертикальные годографы P - и S -волн от групп афтершоков.

а, б — годографы P - и S -волн соответственно для сейсмологических станций (слева направо): „Чибит“ (СНТ), „Актру“ (АТР) и „Бельтир“ (BLT).

1 — редуцированные времена пробега волн; 2, 3 — теоретические годографы в референтной и финальной моделях соответственно.

обработке. В результате обработки получено распределение значений скоростей P - и S -волн в верхней части земной коры до глубины 15 км на площади 80×80 км.

Необходимо добавить несколько слов, касающихся анализа различий референтной и восстановленной моделей среды и целесообразности дальнейшего переопределения параметров гипоцентров источников. Вертикальные годографы в восстановленной модели хорошо соответствуют временам пробега P - и S -волн (см. рис. 5). Величина невязок между теоретическими временами пробега в полученной модели и наблюдаемыми данными составляет около 0,07 с, что сопоставимо с точностью снятия времен вступления по сейсмограммам. Таким образом, для данной системы наблюдений, дальнейшее переопределение гипоцентров афтершоков нецелесообразно, поскольку это не приведет к заметному уточнению параметров среды.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АФТЕРШОКОВОЙ ЗОНЫ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Сейсмический разрез по профилю АА представлен на рис. 6, где видно, что значения скорости P -волн изменяются от 5,9 до 6,5 км/с. Выделяются зоны с пониженными до 5,9—6,1 км/с значениями на участке

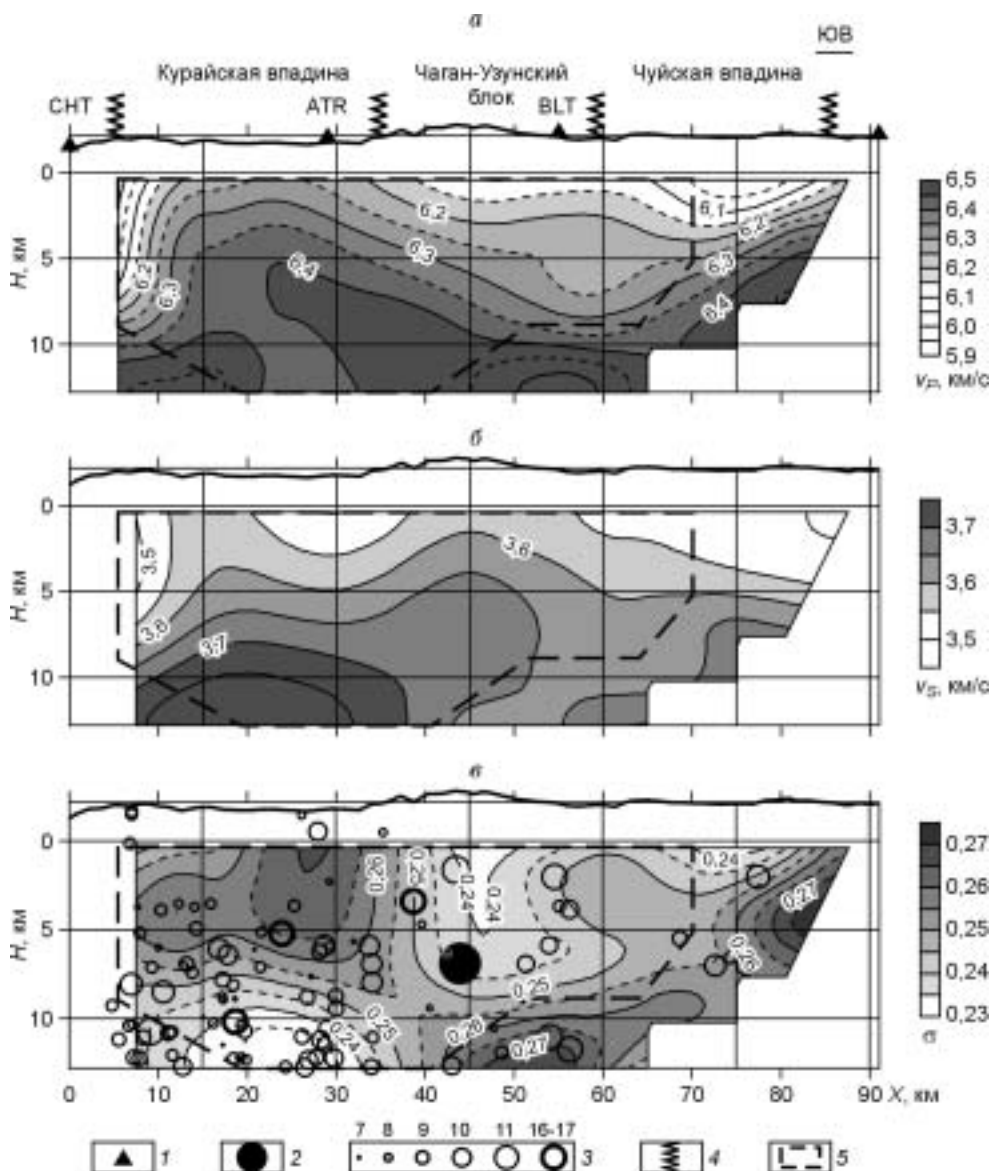


Рис. 6. Распределения скоростей P - и S -волн и коэффициента Пуассона по профилю АА в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения.

$a, б$ — распределения скоростей P - и S -волн по профилю соответственно; $в$ — изменение коэффициента Пуассона. 1 — сейсмологические станции, 2 — гипоцентр главного толчка, 3 — гипоцентры афтершоков с энергетическим классом K [8], 4 — положения кайнозойских разломов [9], 5 — контур области, в которой значения скоростей P - и S -волн восстанавливаются с ошибками не более 0,1 км/с.

профиля 0—10 км в интервале глубин 0—10 км и до 6,0—6,1 км/с на участке 40—90 км в верхней части разреза. Участок профиля 10—40 км характеризуется повышенными значениями скорости продольных волн, возрастающими с глубиной от 6,2—6,3 до 6,4 км/с. В целом на глубине более 10 км значения скорости увеличиваются до 6,3—6,5 км/с. Значения скоростей S -волн по разрезу изменяются от 3,5 до 3,8 км/с. На участках профиля 0—40 и 60—90 км на глубине до 5 км выделяются зоны, где скорость понижена до 3,5—3,6 км/с. На участке разреза 0—50 км на глубине свыше 5 км скорость S -волн повышена до 3,7—3,8 км/с.

По полученным данным о распределении скоростей P - и S -волн рассчитаны значения коэффициента Пуассона σ . Доверительный интервал значений σ составляет около 0,02 при ошибках в скоростях до 0,1 км/с. Значения σ по разрезу изменяются от 0,23 до 0,27 (см. рис. 6). На участке профиля 0—35 км сверху и до глубины 5—6 км выделяется область, где значения σ повышены до 0,26—0,27. На глубине 6—10 км на этом же участке коэффициент Пуассона понижается до 0,23 в переходной зоне на глубине около 13 км. На участке профиля 35—70 км до глубины около 10 км наблюдается зона с пониженным значением σ до 0,24—0,25.

На рис. 7, где представлена трехмерная модель распределения скорости P -волн, видно, что в исследуемой области ее значения изменяются от 5,9 до 6,4 км/с. В юго-западной части района в интервале глубин 0—5 км выделяется область пониженной до 5,9—6,1 км/с скорости. Она прослеживается и на более

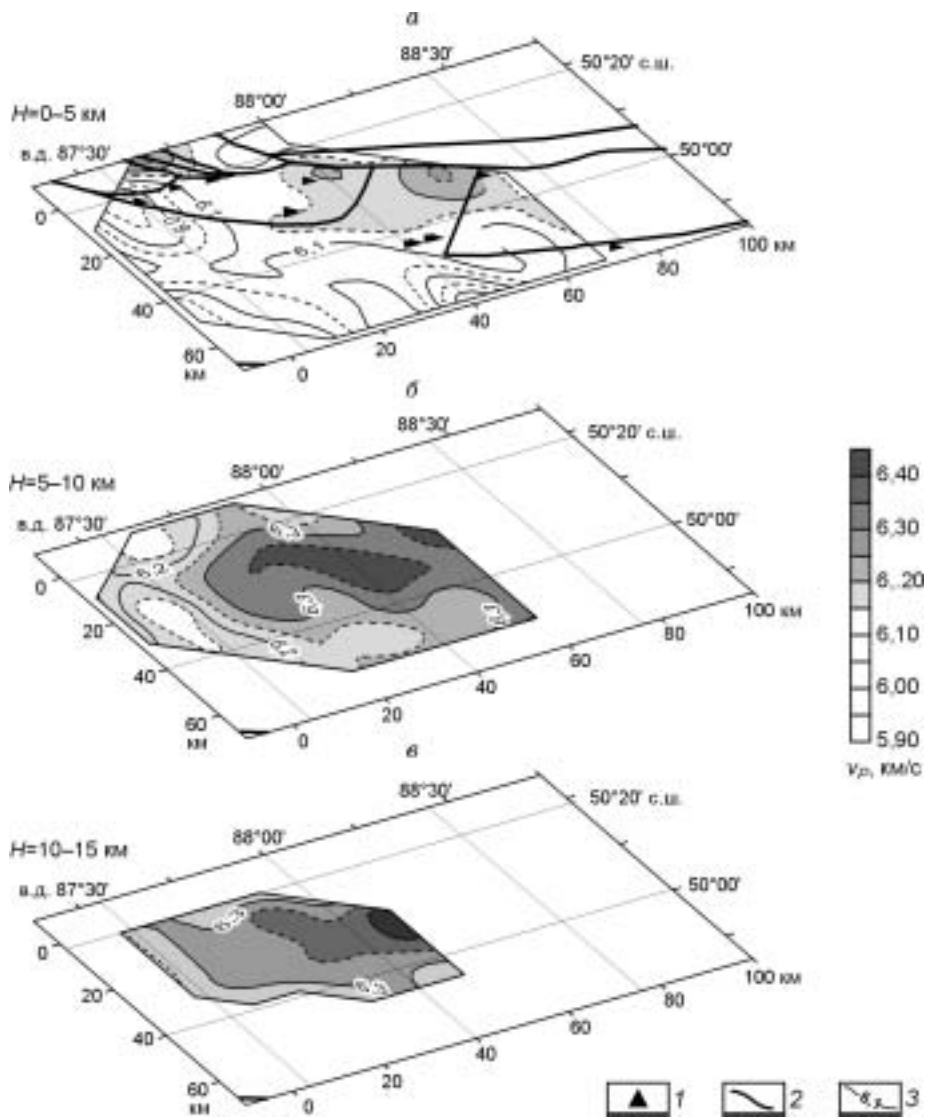


Рис. 7. Изменения скорости P -волн в верхней части земной коры эпицентральной зоны Чуйского землетрясения.

1 — сейсмостанции, 2 — кайнозойские разломы [9], 3 — изолинии скорости, км/с.

глубоких уровнях с постепенным увеличением скорости P -волн до 6,2—6,3 км/с в нижней части модели. В центральной и северо-восточной частях района находится область с повышенными значениями скорости продольных волн (от 6,2 до 6,4 км/с), которые постепенно увеличиваются с глубиной. Значения скорости S -волн в исследуемой области изменяются в целом от 3,5 до 3,7 км/с в интервалах глубин 0—5 и 10—15 км соответственно. При этом латеральные изменения скорости поперечных волн в пределах каждого из уровней незначительны (не превышают 0,1 км/с).

По значениям скоростей P - и S -волн составлена трехмерная модель распределения значений коэффициента Пуассона (рис. 8), изменяющегося в интервале 0,21—0,28. В юго-западной части изучаемого района в интервале глубины 0—5 км выделяется протяженная зона с пониженными значениями σ до 0,21—0,23. Она прослеживается и на глубине 5—15 км при значениях $\sigma = 0,23—0,24$. Повышение значения σ до 0,26—0,27 с глубиной наблюдается в центральной и северо-восточной частях области.

Выделенные особенности распределения скоростей P - и S -волн и коэффициента Пуассона приурочены к основным геологическим структурам эпицентральной зоны Чуйского землетрясения. Как видно из рис. 7, 8, участок Северо-Чуйского хребта характеризуется относительно пониженными зна-

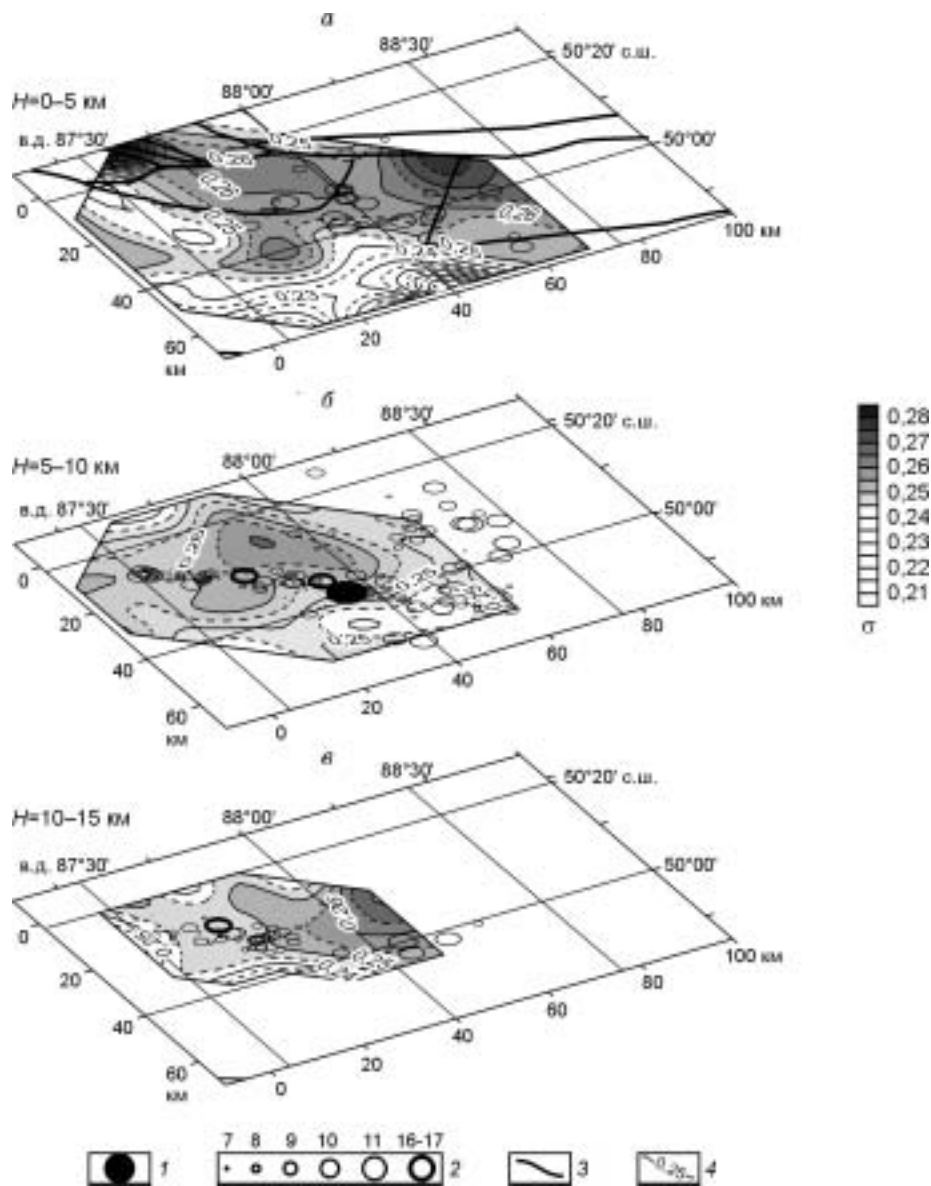


Рис. 8. Распределение коэффициента Пуассона в верхней части земной коры эпицентральной зоны Чуйского землетрясения.

1 — гипоцентр Чуйского землетрясения, 2 — гипоцентры афтершоков с энергетическим классом K по данным [8], 3 — кайнозойские разломы [9], 4 — изолинии коэффициента Пуассона.

Рис. 9. Сейсмические разрезы по линии ББ.

1 — положение главного разлома; 2 — гипоцентр главного толчка Чуйского землетрясения.

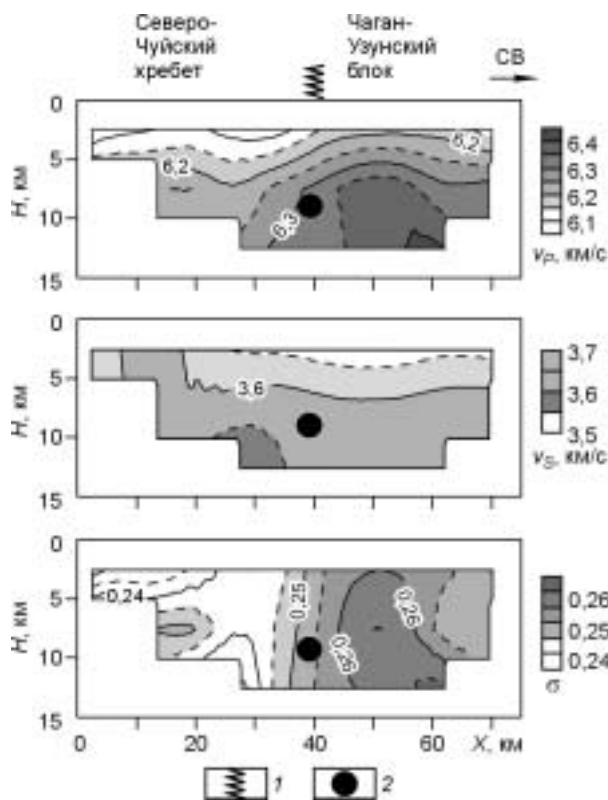
чениями скорости продольных волн и коэффициента Пуассона. Участки Курайской, Чуйской впадин и Чаган-Узунского блока практически не отличаются друг от друга и характеризуются повышенными значениями указанных параметров. Латеральные изменения значений скоростей S -волн не превышают доверительного интервала в 0,1 км/с.

Необходимо отметить, что при сопоставлении результатов двумерной и трехмерной обработки отмечаются некоторые несоответствия. Так, по результатам трехмерной обработки участок Чаган-Узунского блока характеризуется относительно повышенными значениями коэффициента Пуассона, в то время как при профильном варианте обработки на данном участке наблюдаются пониженные значения указанного параметра. Участок Курайской впадины в трехмерной интерпретации также характеризуется повышенными значениями коэффициента на всех глубинных уровнях, в то время как на разрезе в нижней части впадины наблюдается аномально пониженная зона. Это обстоятельство авторы связывают с тем, что выбор профильной расщетки, проходящей вдоль системы разломов, является не совсем удачным, поскольку в обработке участвуют лучи, пересекающие различные блоки среды, которые могут существенно различаться по значениям скоростей P - и S -волн. В данном случае, получаемые при профильной обработке пониженные значения коэффициента Пуассона на участке Чаган-Узунского блока и Курайской впадины, скорее всего, характеризуют свойства примыкающего к ним с юго-запада участка Северо-Чуйского хребта.

На рис. 9 представлен вертикальный разрез полученной трехмерной модели среды по линии ББ (см. рис. 1). Он пересекает Северо-Чуйский хребет и Чаган-Узунский блок и проходит через эпицентр главного толчка Чуйского землетрясения. Значения скорости P -волн на данном срезе изменяются от 6,1 до 6,4 км/с. При этом участок Чаган-Узунского блока характеризуется относительно повышенными значениями скорости продольных волн до 6,3—6,4 км/с на глубинах 5—15 км. Значения скорости S -волн с глубиной изменяются от 3,5 до 3,7 км/с при отсутствии горизонтальных ее вариаций. Значения коэффициента Пуассона изменяются от 0,24 до 0,26, при этом повышенным значениям коэффициента σ (до 0,26) соответствует участок Чаган-Узунского блока, а пониженным (до 0,24) — участок Северо-Чуйского хребта.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований изучено строение верхней части земной коры эпицентральной зоны Чуйского землетрясения: построены модели распределения скоростей P - и S -волн и коэффициента Пуассона. В северо-восточной части зоны выделена аномалия повышенных значений скорости продольных волн и коэффициента Пуассона. Данная аномалия приурочена к участку Чаган-Узунского блока, Курайской и Чуйской межгорных впадин. Юго-западная часть зоны характеризуется относительно пониженными значениями скорости P -волн и σ , приурочена она к району Северо-Чуйского хребта. По значениям скорости S -волн изученная область практически горизонтально-однородна. Выделяемые аномалии коэффициента Пуассона обусловлены в большей мере неоднородностями в распределении скорости P -волн. Из рис. 7—9 видно, что эпицентр Чуйского землетрясения и вытянутая в северо-западном направлении область его афтершоков расположены на краю аномалии повышенных значений скорости P -волн и коэффициента σ . Контрастные аномалии выделяются в интервале глубин 0—10 км. Наиболее интересными из них представляются изменения определяемых параметров на глубине 5—10 км, где сосредоточена большая часть гипоцентров афтершоков Чуйского землетрясения. Максимальные значения скорости P -волн на этих глубинах достигают 6,35 км/с, коэффициента Пуассона — 0,27, минимальные значения — 6,15 и 0,24 км/с соответственно. На глубине ниже 10 км результаты менее надежны, доверительный интервал для определяемых параметров здесь превышает величину аномалий скоростей P - и S -волн и коэффициента σ .



Эпицентральная зона Чуйского землетрясения расположена в центральной части Алтая. Данная область относится к районам с повышенной сейсмической активностью, которая является следствием тектонической активизации. Все основные проявления новейшей тектонической активизации Алтая, по современным представлениям, объясняются перемещениями по системе магистральных сдвиговых зон, протягивающихся вдоль всей горной системы [9]. Источником горизонтальных перемещений является сближение, сдвигание и повороты устойчивых блоков земной коры в результате регионального сжатия, вызванного Индо-Евразийской коллизией. Интенсивное течение коровых масс реализуется в зонах главных активных разломов, которые чередуются с более жесткими слабдеформированными блоками, обычно представленными впадинами. Система разломов, отделяющих Северо-Чуйский хребет от Курайской, Чуйской впадины и Чаган-Узунского блока, вдоль которой расположены эпицентры афтершоков Чуйского землетрясения, по-видимому, является единой магистральной сдвиговой зоной. Как отмечалось выше, район Северо-Чуйского хребта характеризуется пониженными значениями коэффициента Пуассона. Участкам Курайской, Чуйской впадины и Чаган-Узунского блока соответствует протяженная зона с повышенными значениями данного параметра, при этом не наблюдается сильных различий в значениях коэффициента Пуассона между впадинами и соединяющим их приподнятым блоком. Поэтому указанную область можно рассматривать как часть слабдеформированного блока, более жесткого по сравнению с граничащим с ним с юго-запада Северо-Чуйским хребтом. На краевой границе этого блока под действием регионального сжатия преимущественно в северном направлении следует ожидать возникновения правосторонних сдвигов. Прямое указание на существование таких сдвигов следует из фокальных механизмов большинства афтершоков Чуйского землетрясения и лишь в отдельных случаях (на краях магистрального разлома) проявляются существенные вертикальные составляющие сдвигов [8]. Кроме этого, по данным геологических исследований разломных зон, в изучаемом районе Алтая преобладают правосторонние сдвиги [9].

Авторы благодарны С.В. Гольдину за организацию и непосредственное участие в работах по созданию Алтайского сейсмологического полигона, на котором еще за год до Чуйского землетрясения была развернута временная сеть сейсмологических станций и получены ценные материалы; В.Д. Суворову за участие в обсуждении материалов статьи, а также коллегам из Алтае-Саянского филиала ГС СО РАН, проявившим активное участие в получении и обработке экспериментальных данных.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 73).

ЛИТЕРАТУРА

1. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 20—30.
2. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 4, с. 1—4.
3. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., Наука, 1970, 128 с.
4. Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Егоркин А.В. Глубинное строение территории СССР. М., Наука, 1991, 224 с.
5. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Жемчугова И.В. и др. Глубинное строение Алтае-Саянского региона по данным площадных сейсмологических систем наблюдений // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: материалы междунар. геофиз. конф. 27—29 сентября 2000 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, с. 222—228.
6. Суворов В.Д., Крейнин А.Б., Подваркова И.В. и др. Площадные глубинные сейсмические исследования в Малоботуобинском районе Якутии // Геология и геофизика, 1985, № 1, с. 82—91.
7. Селезнев В.С., Соловьев В.М., Жемчугова И.В. Использование площадных систем наблюдений преломленных волн при глубинном сейсмическом зондировании // Геология и геофизика, 1991, № 11, с. 128—142.
8. Еманов А.А., Лескова Е.В. Структура афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Вестн. НЯЦ РК, вып. 2 (18), 2004, с. 184—189.
9. Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 9, с. 1377—1388.
10. Нолет Г. Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике. (Пер. с англ.). М., Мир, 1990, 416 с.