НАШИ ГОСТИ

УДК 550.34

**СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЗЕРБАЙДЖАНА
ПО ДАННЫМ ЦИФРОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ**

© 2012 Етирмишли Г.Д., д.г.-м.н., Казымова С.Э.

Республиканский центр сейсмологической службы НАНА, Азербайджан, Баку
Az 1001, ул. Н.Рафибейли 9, e-mail: science@azeurotel.com

При изучении скоростной структуры земной коры Азербайджана по сейсмологическим данным использовались в основном два подхода. Первый состоит в уточнении модели среды на основании наблюдаемых отклонений времен пробега волн от землетрясений относительно стандартного годографа. Второй основан на использовании разности времен пробега от источников до станции для групп близко расположенных событий.

Одномерные скоростные модели Р и S-волн были построены на основе одномерных моделей, предложенных в работе Гасанова А.Г. Построение модели, расчет станционных поправок и перелокация событий производились в программе Velest. Исследуемый объем до глубины 60 км был разбит на мелкие слои толщиной 2 км в интервале глубин 0–10 км и толщиной 5–10 км в интервале глубин 10–60 км. В ходе исследования рассматривались сейсмологические данные о параметрах локальных землетрясений и временах прихода Р и S-волн зарегистрированных сетью телеметрических станций за период 2004–2011 гг. Анализировались данные 28-ми сейсмических станций Азербайджана, охватывающие всю исследуемую территорию.

Для расчета трехмерного скоростного поля использовалась программа TomotetraFD. В этой программе реализован классический сейсмотомографический метод для случая, когда источники и приемники находятся внутри исследуемого региона.

Ключевые слова: сейсмическая топография, земная кора, скоростная модель

Введение

Сейсмическая томография, как один из способов изучения глубинного строения Земли, позволяет на основе данных времен пробега упругих волн от землетрясений получить независимую информацию о структуре и физических свойствах коры и мантии. Развитие вычислительных систем, использование новой регистрирующей аппаратуры и усовершенствование методик расчета позволяют более эффективно и точно восстанавливать скоростную структуру верхних слоев Земли. Совместно с данными геологических и геофизических исследований (измерение теплового потока, магнитного и гравитационного полей, магнитно-теллурического зондирования), томографическая модель используется для построения комплексной геолого-геофизической модели. Именно на основе скоростной структуры представляется возможным поставить в соответствие данные геофизических полей с конкретными интервалами глубин, которым они могут соответствовать [Короновский, 2000].

Таким образом, применение сейсмотомографических алгоритмов, расчет трехмерных скоростных моделей для территории Азербайджана актуальны при проведении сейсмологических исследований. Новая информация, полученная на основе

анализа рассчитанных вновь скоростных моделей совместно с геолого-тектоническими картами, в значительной степени дополняет существующие представления об особенностях геологического строения и динамических процессах, происходящих в этом регионе [Тараканов, 2006]. Использование телеметрических станций позволило не только повысить точность определения и увеличить число определяемых нашей сетью землетрясений, но и привело к возможности исследования поправок по волнам Р к скоростной модели используемой в наших вычислениях.

Целью исследований являлось изучение пространственных скоростных неоднородностей земной коры территории Азербайджана по данным времен пробега объемных волн.

Методика исследования

Цель томографической инверсии состоит в подробном исследовании скоростей и поглощающих свойств среды. Подобные исследования основываются на временах пробега первых вступлений или на наблюдаемых амплитудах для набора пар приемник-источник. Может рассматриваться любая геометрия источников и приемников. Единственное ограничение состоит в том, что сейсмические лучи должны образовывать целую сеть; в идеале, каждая точка исследуемой среды должна пересекаться сейсмическими лучами во всех направлениях (рис. 1). Первый шаг томографической инверсии состоит в выборе начальной скоростной модели (и поглощающей модели для амплитудной инверсии) [Адамова, Сабитова, 2004]. Дальнейшая интерпретация осуществляется в 2 этапа: 1) решение прямой задачи, 2) решение обратной задачи [Рихтер, 1963; Фирбас, 1990].

Рис. 1. Трехмерная схема распределения сейсмических лучей при томографической инверсии

Целью первого этапа является расчет времен пробега первых вступлений (или амплитуд) и соответствующих лучевых путей. Невязки времен пробега (т.е. разность между наблюдаемыми логарифмами времен пробега или амплитуд и расчетными логарифмами этих же величин) являются входной информацией для второго этапа. Традиционный путь решения обратной задачи состоит в том, что каждая исследуемая область делится на ячейки. Возмущения начальной модели строятся из возмущений в каждой ячейке, причем величина возмущения (для каждой ячейки) является константой. При добавлении этих возмущений к начальной модели получается улучшенная модель исследуемой среды, которая, в конце концов и будет конечным результатом томографической инверсии [Андерсон, Дзевонский, 1984].

Принцип работы программы «TomoTetraFD»

«TomoTetraFD» – программа для расчета трехмерных скоростных моделей по временам пробега сейсмических волн на основе метода сейсмотомографии. Программа разработана в Институте динамики геосфер РАН [Крюкова, 2000]. Данная программа позволяет восстановить скоростную структуру на основе анализа невязок времен пробега волн, содержащих в себе информацию об аномалиях скоростей на всем пути волны.

В более общем виде время пробега сейсмической волны T , распространяющейся от некоторого землетрясения с координатами $x_{uct}, y_{uct}, z_{uct}$ и временем в источнике t_{uct} на станцию, можно представить как некую функцию от значений скоростей $v(\mathbf{r})$ в различных точках пространства, координат землетрясений $x_{uct}, y_{uct}, z_{uct}$ и времени в источнике t_{uct} :

$$T = f(v(\mathbf{r}), x_{uct}, y_{uct}, z_{uct}, t_{uct}). \quad (1)$$

Основная задача заключается в определении скорости $v(\mathbf{r})$, координат землетрясений и времени в источнике по множеству измерений времен пробега T на поверхности для различных лучей [Крюкова, 2000].

Определить функцию $v(\mathbf{r})$ в явном виде сложно, поэтому при решении сейсмотомографических задач вычисляют не саму функцию $v(\mathbf{r})$, а только некоторые ее осредненные характеристики. Замена искомой модели $v(\mathbf{r})$ упрощенной моделью, полученной из $v(\mathbf{r})$ путем некоторого осреднения, называется параметризацией модели. Упрощенная скоростная модель, возникшая в процессе параметризации, представима в виде суммы конечного числа параметров, каждый из которых умножен на некоторую базисную функцию:

$$v(\mathbf{r}) = \sum_{k=1}^M \gamma_k h_k(\mathbf{r}), \quad (2)$$

где $h_k(\mathbf{r})$ – M базисных функций, γ_k – различные M коэффициентов при этих функциях. Базисные функции представляют собой набор стандартных функций, значения которых обычно изменяются от нуля до единицы. В сейсмической томографии часто осуществляется параметризация не функции скорости, а функции медленности (величины, обратной скорости) [Раджабов, 1974], или квадрата медленности [Смагличенко, 1992]. Все дальнейшие выкладки этого пункта верны вне зависимости от того, какая из функций (скорость, медленность или квадрат медленности) раскладывается по набору базисных функций [Крюкова, 2000].

Учитывая (2) равенство (1) можно переписать следующим образом:

$$T = f(\gamma_1, \dots, \gamma_k, x_{уст}, y_{уст}, z_{уст}, t_{уст}). \quad (3)$$

Следовательно, время пробега представляет собой функционал, зависящий от конечного числа параметров, описывающих искомую скоростную модель, от координат и времени в источнике [Крюкова, 2000].

Предположим, что известна начальная приближенная скоростная модель $v_0(\mathbf{r})$, приближенные координаты события $x_{уст}^0, y_{уст}^0, z_{уст}^0$ и время в источнике $t_{уст}^0$. При параметризации начальной скоростной модели возможно определить начальные коэффициенты γ_k^0 , соответствующие заданным базисным функциям. Время пробега сейсмической волны от землетрясений с координатами $x_{уст}^0, y_{уст}^0, z_{уст}^0$ и временем в источнике $t_{уст}^0$ в начальной скоростной модели обозначим T_0 .

$$T_0 = f(\gamma_1^0, \dots, \gamma_k^0, x_{уст}^0, y_{уст}^0, z_{уст}^0, t_{уст}^0). \quad (4)$$

Если искомая скоростная модель, координаты источников и время в источнике незначительно отличаются от нулевого приближения, то можно воспользоваться разложением Тейлора по малому параметру для функции многих переменных. Здесь необходимо отметить, что используются слагаемые только первого порядка малости и пренебрегаются слагаемыми более высокого порядка малости [Крюкова, 2000]. Получаем:

$$\begin{aligned} T = f(\gamma_1^0 + \Delta\gamma_1, \dots, \gamma_k^0 + \Delta\gamma_k, x_{уст}^0 + \Delta x, y_{уст}^0 + \Delta y, z_{уст}^0 + \Delta z, t_{уст}^0 + \Delta t) \approx \\ \approx f(\gamma_1^0, \dots, \gamma_k^0, x_{уст}^0, y_{уст}^0, z_{уст}^0, t_{уст}^0) + \\ + \sum_{k=1}^M \frac{\partial T}{\partial \gamma_k} \Delta\gamma_k + \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z + \Delta t. \end{aligned} \quad (5)$$

Разница между временем пробега T и T_0 равна:

$$T - T_0 = \Delta T = \sum_{k=1}^M \frac{\partial T}{\partial \gamma_k} \Delta\gamma_k + \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z + \Delta t. \quad (6)$$

Основная сейсмотомографическая задача свелась к определению поправок к коэффициентам, соответствующим нулевой модели, поправок к координатам источника и поправки ко времени в очаге по разнице времен пробега ΔT для различных лучей. Другими словами, необходимо решить систему линейных уравнений, количество уравнений в которой равно количеству сейсмических лучей, а неизвестными являются величины Dg_k, Dx, Dy, Dz и Dt [Крюкова, 2000].

Как было сказано выше, задачу нахождения поправок Dg_k, Dx, Dy, Dz и Dt , зная невязки ΔT , возможно свести к линейной системе уравнений только в том случае, если при разложении функции T в (5) пренебречь членами с $Dg_k^2, Dx^2, Dy^2, Dz^2, Dt^2, Dg_k^3, Dx^3$ и т.д. Так как слагаемые, в которые искомые поправки входят во второй, третьей и более высоких степенях не учитываются, решение системы линейных уравнений типа (6) не является решением, поставленной задачи. Чтобы получить истинные значения Dg_k, Dx, Dy, Dz и Dt процедуру решения линейной системы уравнений типа (6) необходимо повторить итеративно несколько раз согласно формуле (7) до тех пор, пока значения искомого поправок на очередной итерации не будут пренебрежимо малы [Крюкова, 2000; Треусов, Сабитова, Голованов, 1993].

$$\Delta T^i = \sum_{k=1}^M \left(\frac{\partial T}{\partial \gamma_k} \right)^i \Delta \gamma_k^{i+1} + \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^i \Delta x^{i+1} + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^i \Delta y^{i+1} + \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^i \Delta z^{i+1} + \Delta t^{i+1}, \quad (7)$$

где i и $i+1$ – номера итераций. В этом случае искомые поправки Dg_k , Dx , Dy , Dz и Dt равны сумме поправок, полученных после каждой итерации

$$\Delta \gamma_k = \sum_i \Delta \gamma_k^i \Delta x = \sum_i \Delta x^i \Delta y = \sum_i \Delta y^i \Delta z = \sum_i \Delta z^i \Delta t = \sum_i \Delta t^i. \quad (8)$$

В «TomoTetraFD» параметризация модели проводится с помощью разбиения на тетраэдры как в декартовой, так и в сферической системе координат. Существенное преимущество этого вида параметризации по сравнению с другими заключается в том, что точками сетки может быть случайным образом выбранный набор точек. Весь исследуемый объем разбивается на тетраэдры, вершинами которых являются какие-либо четыре точки из имеющегося набора. Разбивку на тетраэдры возможно осуществить большим количеством способов. В данной работе используется разбивка на пирамиды, каждая из которых удовлетворяет условию Делоне. Это условие состоит в том, чтобы задать такую разбивку на тетраэдры, при которой внутри сферы, описанной вокруг любого построенного тетраэдра, не попала ни одна из заданных точек. Считается, что разбиение на тетраэдры, удовлетворяющее условию Делоне, является наиболее равномерным из всех возможных.

Расчет базисных функций производится по формуле:

$$h_k(\mathbf{r}) = \frac{(\mathbf{r} - \mathbf{r}_1) \cdot \{(\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1) \times (\mathbf{r}_3 - \mathbf{r}_1)\}}{(\mathbf{r}_k - \mathbf{r}_1) \cdot \{(\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1) \times (\mathbf{r}_3 - \mathbf{r}_1)\}}, \quad (9)$$

где $\mathbf{r}_k$ – положение точки k ; $\mathbf{r}_1$, $\mathbf{r}_2$, $\mathbf{r}_3$ – положение трех других точек тетраэдра, содержащего точки $\mathbf{r}$ и $\mathbf{r}_k$ [Крюкова, 2000].

Одномерные скоростные модели территории Азербайджана

Построение модели, расчет стационарных поправок и перелокция событий производились в программе Velest.

В процессе вычисления скоростной модели использовано 4 вводных файла которые включают следующие данные: 1) координаты используемых сейсмических станций; 2) одномерная скоростная модель; 3) данные времен пробега сейсмических волн от очага до станции; 4) основной файл, объединяющий все вводные и выводные файлы.

Основными критериями оптимальности скоростной модели считается близость среднеквадратичной невязки (отклонение времен пробега волн от используемой скоростной модели) для всех лучей к нулю.

Исследуемый объем до глубины 60 км был разбит на мелкие слои толщиной 2 км в интервале глубин 0–10 км и толщиной 5–10 км в интервале глубин 10–60 км. В ходе исследования рассматривались сейсмологические данные о параметрах локальных землетрясений и временах прихода Р и S-волн зарегистрированных сетью телеметрических станций за период 2004–2011 гг. Анализировались данные 28-ми сейсмических станций Азербайджана, охватывающие всю исследуемую территорию (рис. 2).

Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений исследуемого региона за период 2004–2010 гг.

При решении задачи процесс восстановления скоростной модели был завершен, когда значения среднеквадратичной невязки RMS для каждого события не превышали 1 с. Помимо минимальности RMS при подборе одномерной модели для S-волн на конечный результат было наложено дополнительное ограничение: значение V_p/V_s не должно быть меньше 1,70 и больше 1,80. Необходимость в этом условии возникла из-за сильной неустойчивости, возникающей при вычислении одномерной слоистой скоростной модели для поперечных волн [Усольцева, Казымова, Казымов, 2010].

Таким образом, в процессе расчетов удавалось найти такие 2 скоростные модели S-волн, у которых значение RMS было одинаковым, но в одной из моделей значение V_p/V_s менялось от 1,58 до 1,94, а в другой от 1,72 до 1,76. После многократного решения были получены одномерные модели для P и S-волн, показанные на рис. 3 жирной красной линией. Пунктирной черной линией показана скоростная модель, используемая в настоящее время при расчетах гипоцентров землетрясений.

Трехмерные скоростные модели по данным времен пробега P-волн для территории Азербайджана

Сейсмотомографическое исследование проводилось в три этапа. На первом этапе анализировался исходный набор данных. На втором этапе работы проведен расчет оптимальной одномерной скоростной слоистой модели в программе Velest, проверена устойчивость полученной модели. Одновременно с подбором оптимальной одномерной модели проводилось переопределение параметров гипоцентров и времени в источнике в данной одномерной модели и вычисление временных стационарных поправок.

Третий этап работы включал в себя проверку разрешающей способности имеющегося набора данных, построение трехмерной скоростной модели. Для расчета

Рис. 3. Одномерная скоростная модель продольной (а) и поперечной (б) волн

трехмерного скоростного поля использовалась программа «TomotetraFD». В этой программе реализован классический сейсмотомографический метод для случая, когда источники и приемники находятся внутри исследуемого региона. Перевод из географической в декартовую систему координат выполнен так же, как и в программе Sphypit90 [Abers, Roecker, 1991]. В «TomotetraFD» параметризация модели проводится с помощью тетраэдров Делоне, внутри которых скорость меняется линейно непрерывно. Алгоритм разбиения исследуемого объема на тетраэдры Делоне, используемый в работе, описан в [Barber, Dobkin, Huhdanpaa, 1996]. Расчет траекторий сейсмических лучей проводится методом конечных разностей. Весовой коэффициент для каждого луча зависит от эпицентрального расстояния между источником и приемником и величины невязки.

При расчете тестовой скоростной модели, также как и при расчете реальной скоростной модели точки сетки по оси x устанавливались через каждые 50 км, по оси y через 30 км, по оси z через 5–10 км. Полученная трехмерная модель является линейной квазинепрерывной (функция скорости претерпевает разрыв на конкретных глубинах), а в горизонтальном направлении непрерывна [Усольцева, Казымова, Казымов, 2010].

Среднеквадратичная невязка (RMS) по сравнению с одномерной скоростной моделью понизилась на 8% со значения 0,64 с до значения 0,46 с. Эффекты различных способов параметризации модели проявляются в том, что выявленные неоднородности имеют более или менее сглаженные формы. Ниже на рисунках 4–13 показаны горизонтальные срезы трехмерной скоростной модели на разных глубинах исследуемого региона.

Рис. 4. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 1 км

Рис. 5. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 3 км

Рис. 6. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 5 км

Рис. 7. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 8 км

Рис. 8. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 10 км

Рис. 9. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 15 км

Рис. 10. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 25 км

Рис. 11. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 35 км

Рис. 12. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 40 км

Рис. 13. Горизонтальный срез скоростной модели территории Азербайджана на глубине 50 км

Геологическая интерпретация полученных результатов

Исследуемая область покрыта мощной толщей слабодислоцированных плиоценовых постплиоценовых отложений. Опираясь на данные о глубинном геологическом строении и данные геофизических исследований региона, на глубине 1–3 км выявляется четкая граница, обусловленная сменой пород осадочного типа на вулканогенные. Данный интервал относится к породам нижне- и среднеюрского возраста. Они представлены известняками с прослоями глин, мергелей, песчаниками, туфо-песчаниками, аргиллитами и доломитами олигоцен четвертичного возраста. В интервале глубин 4–6 км наблюдается переход от порфировых оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов к амфиболо содержащим разновидностям, андезито-базальтам нижне-мелового возраста. На глубине 7 км устанавливается граница, по которой происходит смена андезитов на дациты и плагиориолиты, их туфы и пемзовые брекчии. В интервале глубин 7–10 км выявляется кровля доальпийского фундамента. В этом интервале наблюдается понижение скорости в Евлах-Агджабединской и Кюрдамир-Саатлинской зонах Среднекуринской впадины, что косвенно подтверждает трещиноватость пород и наличие зоны разуплотнения. На глубине 15 км также выявляется граница раздела двух сред. Значения скоростей в этом интервале повышаются с 5,9 км/с до 6,4 км/с. По литературным данным значения скоростей 6,0–6,2 км/с соответствуют гранитам, а 6,5–7,6 характерны базальтам. Однако закономерность распространения скоростей в целом для региона соблюдается. Важно отметить, что не все скоростные границы раздела в вулканогенной толще определяются сменой вещественного состава пород. Некоторые границы связаны с различным напряженным состоянием вещества на глубине, с наложением вторичных процессов метаморфизма, с изменением физического состояния вещества, они могут быть обусловлены реологической расслоенностью. Можно отметить, что данные глубины отображают поверхность субстрата, образовавшегося на большей части рассматриваемого региона из метаморфизованных пород доальпийского фундамента, а на отдельных участках из консолидированных вулканогенных и метаморфизованных пород мезозоя. В интервале глубин 20–40 км выявляется кровля базальтового слоя земной коры. В интервале глубин 40–45 – граница Мохо. Опираясь на полученные данные можно отметить, что первый интервал от 0 до 10 км связан с границей кайназойских и мезозойских отложений в осадочном чехле и характеризуется значениями скоростей 2,8–5,9 км/с, второй (10–25 км) – с кровлей консолидированной части земной коры (гранитный слой) характеризующийся значениями скоростей 6–7,3 км/с, третий (25–40) – относится к базальтовому слою со скоростями 7,4–7,8 км/с, четвертый (>40 км) связан с верхней границей Мохо (8–8,2 км/с).

Таким образом, на основе выше изложенного была построена трехмерная схема распределения изолиний глубин поверхностей гранитного, базальтового слоев и границы Мохо (рис. 14). Как видно на рисунке максимальная глубина залегания границы консолидированной коры отмечена в Евлах-Агджабединском прогибе до 15 км и заметное погружение границы Мохо в сторону Нижнекуринской депрессии до глубины 49 км.

Рис. 14. Трехмерная схема распределения изолиний глубин поверхностей гранитного, базальтового слоев и границы Мохо по цифровым данным

Выводы

В процессе расчетов был применен современный усовершенствованный подход к моделированию скоростного поля (V_p , V_s) в земной коре, включающий в себя отбор данных, определение оптимальной одномерной скоростной модели (вместе со станционными поправками), пересчет гипоцентров землетрясений относительно найденной оптимальной одномерной модели и вычисление пространственной скоростной модели.

Получены трехмерные скоростные модели для территории Азербайджана с использованием программы «TomoTetraFD». На глубине 1–3 км выявляется четкая граница, обусловленная сменой пород осадочного типа на вулканогенные. В интервале глубин 7–10 км выявляется граница поверхности консолидированной кристаллической толщи. В этом интервале наблюдается понижение скорости в Евлах-Агджабединской и Кюрдамир-Саатлинской зонах Среднекуринской впадины, что косвенно подтверждает трещиноватость пород и наличие зоны разуплотнения. На глубине 15 км также выявляется граница раздела двух сред. Значения скоростей в этом интервале повышаются с 5,9 до 6,4. На глубинах 15–25 км в зоне Евлах-Агджабединского прогиба было обнаружено высокоскоростное тело со скоростью

продольных волн 6,4–7,2 км/с. На основе полученных данных была построена трехмерная схема распределения изолиний глубин поверхностей гранитного, базальтового слоев и границы Мохо исследуемого региона.

Литература

1. Адамова А.А., Сабитова Т.М. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня // Физика Земли. 2004, № 5. – С. 58–67.
2. Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984, № 12. – С. 16–25.
3. Короновский Н.В. Сейсмическая томография // Науки о Земле. Статьи Соросовского образовательного журнала в текстовом формате. 2000, № 11. – С. 63–68.
4. Крюкова О.А. (Усольцева) Магистер. диссертация. ИДГ РАН, 2000.
5. Раджабов М.М. Сейсмические модели земной коры Азербайджана. Автореф. дис. докт. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1974.
6. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностранной литературы, 1963. – 670 с.
7. Смагличенко Т.А. Решение задачи лучевой сейсмотомографии по данным от взрывов и местных землетрясений. Дис. канд. наук. М.: ИФЗ, 1992.
8. Тараканов Р.З. Скоростные модели и годографы Р-волн для Дальневосточного региона // Вестник ДВО РАН. № 1, 2006. – С. 81–94.
9. Треусов А.В., Сабитова Т.М. Голованов М.И. Томографическая модель коры Тянь-Шаня // Физика Земли. 1993, № 10. – С. 89–98.
10. Усольцева О.А., Казымова С.Э., Казымов И.Э. Сейсмотомографическое исследование коры юго-востока Кавказа с использованием триангуляции Делоне по данным времен пробега Р-волн // Сборник научных трудов «Динамические процессы в геосферах». М.: ИДГ РАН, 2010. – С. 140–147.
11. Фирбас П. Профильная сейсмическая томография // Сейсмическая томография. Под ред. Г. Нолета. М.: Мир, 1990. – 416 с.
12. Abers G.A., S. Roecker, Structure of an arc-continent collision: Earthquake relocation and inversion for upper mantle P and S wave velocities beneath Papua New Guinea // JGR, V. 96, N. B4, 1991, p. 6379–6401.
13. Barber, C.B., D.P. Dobkin and H.T. Huhdanpaa, «The Quickhull Algorithm for Convex Hulls,» / ACM Trans. on Mathematical Software, Dec. 1996.

VELOCITY MODEL OF CRUST OF AZERBAIDJAN ON DATA OF DIGITAL SEISMIC STATIONS

Etirmishli G.D. Sc. Doctor (Geol.), Kazimova S.E.

The Republican Center of Seismic Service of Azerbaijan National academy of sciences, Baku, Azerbaijan Republic

Two approaches were used for investigation of crust velocity structure of Azerbaijan on the basis of seismological data. The first one consists in medium model adjustment on the basis of observed deviation of travel times of waves from earthquakes relative to standard hodograph. The second is based on difference in travel times from source to station for a group of close located stations.

One dimensional velocity models of P- and S-waves were constructed on the basis of one dimensional models proposed by A.G.Gasanov. Model design, calculation of stations corrections and relocating of events

were performed in Velest program. Investigating volume to depth of 60 km was divided in small layers of 2 km thickness in 0-10 km interval and 5-10 km in 10-60 km interval. Seismological data about parameters of local earthquakes registered by network of telemetric stations in 2004-2011 and arrival times of P- and S-waves were used. Data of 28 seismic stations of Azerbaijan covering all the investigating territory were analyzed.

Three dimensional velocity field was calculated by means of TomotetraFD program. Classical seismotomographical method for the case when sources and receivers are located within investigating region is realized in the program.

Keywords: seismic tomography, earth crust, velocity model