

УДК 530.344

ВОССТАНОВЛЕНИЕ СКОРОСТНОГО ПОЛЯ В ОБЛАСТИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Пивоварова Н. Б., Пивоваров В. Г.

Государственное автономное учреждение Республики Крым «Крымский экспертный совет по оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений» ГАУ КР «КЭС», Симферополь, Российская Федерация

E-mail: pivnb@yandex.ru

Рассмотрена обратная кинематическая задача сейсмологии с внутренними источниками, позволяющая оценить локальные скорости в области очагов землетрясений. Исследован вопрос об использовании полученных скоростей для определения упругих свойств среды. В основу рассматриваемой методики расчета скорости продольных и поперечных волн в трехмерной среде положен принцип обратимости волновых полей. Это позволяет восстанавливать движение фронта обратимой волны в области очагов. В расчете используется разности времен пробега от фиксированной станции до серии достаточно слабых землетрясений.

Ключевые слова: землетрясение, координаты очагов, поля скоростей, коэффициент Пуассона, модуль Юнга.

ВВЕДЕНИЕ

Обратная кинематическая задача сейсмологии с внутренними источниками позволяет в некоторых случаях восстановить скоростное поле в области очагов землетрясений. Такая задача решается итерационным способом. На первом этапе уточняются координаты очагов землетрясений, расположенных компактно с помощью достаточно простой модели среды. На втором этапе исследований полученные координаты очагов и времена пробега используются для построения и уточнения модели среды.

Принципиально методы восстановления скоростной модели среды по сейсмологическим данным можно разбить на две группы: дифференциальный метод, использующий принцип инверсии при распространении волны вдоль лучей станция-очаг [1, 2] и интегральный томографический метод – восстановление скорости вдоль лучей очаг-станция [3]. Более распространенный вариант – метод томографии, когда скорость предполагается постоянной в выделенных трехмерных блоках, при этом минимизируется суммарная невязка. В этом случае скорость определяется в области прохождения сейсмических лучей

Дифференциальный метод, при котором скорость определяется в области концентрации очагов землетрясений, был развит в 1980-е годы в Новосибирском вычислительном центре [4]. Эта методика была впервые опробована на данных Камчатского региона. В работе [5] приведены результаты исследования очаговой области Кроноцкого землетрясения 1997 г. Восстановлено поле скоростей за длительный период времени: предшествующий землетрясению, в период развития афтершокового процесса и в последующие годы. Важным результатом определения скоростной модели сейсмических волн в регионе является уточнение очагов землетрясений и изучение динамических процессов в очаговой литосферной среде.

1. ОПИСАНИЕ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА СКОРОСТЕЙ

В основу рассматриваемой методики положен принцип обратимости волновых полей, а именно – время распространения сейсмической волны от достаточно слабых землетрясений до некоторой сейсмической станции можно рассматривать как время обратимой волны от станции до гипоцентров этих землетрясений [1, 2]. Использование принципа обратимости волновых полей позволяет рассматривать множество времен пробега от достаточно слабых землетрясений до некоторой сейсмической станции как времена пробега обратимой волны от этой сейсмической станции до гипоцентров этих землетрясений. Выберем некоторую станцию и облако землетрясений, которые зарегистрированы на данной сейсмической станции. Пусть S_0 – сейсмическая станция, $M_i(X_i, Y_i, Z_i)$ – множество очагов в выбранной области, сигнал от которых зарегистрирован на сейсмической станции S_0 . Рассмотрим уравнение обратимой волны в области очагов. Так как очаги достаточно далеко от станции, обращенную волну аппроксимируем плоскостью, проходящую через облако очагов. Средняя скорость перемещения этой плоскости в области очагов и есть искомая скорость в данном районе. На основе принципа минимакса эта функция удовлетворяет уравнению «эйканала»:

$$\left(\frac{\partial T_j(X, Y, Z)}{\partial X}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_j(X, Y, Z)}{\partial Y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_j(X, Y, Z)}{\partial Z}\right)^2 = \frac{1}{V_j^2(X, Y, Z)}.$$

Обозначим частные производные по координатам от функции $T_j(X, Y, Z)$:

$$A_j = \frac{\partial T_j}{\partial X}, \quad B_j = \frac{\partial T_j}{\partial Y}, \quad C_j = \frac{\partial T_j}{\partial Z}, \quad \text{тогда получаем } V_j = \frac{1}{\sqrt{A_j^2 + B_j^2 + C_j^2}}.$$

Теперь V_j может рассматриваться как скорость перемещения фронта сейсмической волны от станции к точке M_0 или в силу принципа обратимости, как скорость сейсмической волны, распространяющейся от точки M_0 к станции. Понятно, что мы должны рассматривать множество очагов, расположенных в некотором интервале глубин, к этой глубине и следует относить скорость перемещения обращенной волны. В случае аппроксимации фронта обратимой волны плоскостью задача сводится к минимизации функционала:

$$M = \sum_{i=1}^n \left[(A_j(X_i - X_0) + B_j(Y_i - Y_0) + C_j(Z_i - Z_0) + (t_{0j} - t_{ij}))^2 + \beta(V - V_{cp})^2 \right],$$

при этом V_{cp} – средняя скорость перемещения плоскости в плоскости очагов, β – параметр регуляризации.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА СКОРОСТЕЙ

Ниже в таблице приведены результаты расчеты скоростей продольных и поперечных волн за период 2009–2011 гг., в области Керченско-Анапской зоны очагов. Скорости продольных и поперечных волн считались отдельно. Расчетные значения скорости дополняются значениями модельной скорости на средней глубине очагов, участвующих в расчете скоростей в каждом случае. Средние глубины в расчетах по *S*- и *P*-волн несколько отличаются, это отличие невелико, не более 0.5 км. Это связано с тем, что возможно разное количество землетрясений использовались для расчета скорости по *P*- и *S*-волнам.

Таблица 1.
Результаты расчетов скоростей *P*- и *S*-волн в области: Анапа, Керчь, Судак

| Район 5 2009–2011 гг. | | | | | |
|-----------------------|---------|-----------------|---------------|-----------------|---------------|
| Интервал глубин км | Станция | <i>P</i> -волна | | <i>S</i> -волна | |
| | | Кол-во очагов | Скорость км/с | Кол-во очагов | Скорость км/с |
| $h = 10-20$ | ANN | 8 | 6.14 | 13 | 3.55 |
| | SEV | 4 | 5.95 | 11 | 3.50 |
| | SUDU | 10 | 6.00 | 3 | 3.50 |
| | KER | 9 | 6.15 | 4 | 3.54 |
| $h_{cp} = 16$ | Всего | 31 | 6.07 | 31 | 3.53 |
| | | Модель | 5.95 | Модель | 3.47 |
| $h = 20-25$ | ANN | 11 | 6.21 | 6 | 3.55 |
| | SEV | 6 | 6.20 | 4 | 3.60 |
| | SUDU | 7 | 6.24 | 6 | 3.64 |
| | KER | 6 | 6.21 | 4 | 3.61 |
| $h_{cp} = 23$ | Всего | 30 | 6.22 | 20 | 3.60 |
| | | Модель | 6.19 | Модель | 3.59 |
| $h = 25-35$ | ANN | 10 | 6.12 | 7 | 3.53 |
| | SEV | 4 | 6.19 | 7 | 3.57 |
| | SUDU | 10 | 6.51 | 8 | 3.50 |
| | KER | 6 | 6.20 | 5 | 3.70 |
| $h_{cp} = 29$ | Всего | 30 | 6.28 | 27 | 3.56 |
| | | Модель | 6.40 | Модель | 3.70 |

3. УПРУГИЕ СВОЙСТВА СРЕДЫ

Изучая полученные значения скоростей в области Керченско-Анапской зоны, следует отметить, что скорости *P*- и *S*-волн, вычисленные по данным в интервале 2009–2011 гг. заметно отличаются от модельных скоростей на этих же глубинах. Заметим, что перед расчетами скоростей все очаги переопределялись в единой

скоростной модели. Следует также отметить, что рассматриваемая область Керченско-Анапской зоны интересна тем, что средняя глубина очагов в этой зоне в 2009–2011 гг. постоянно убывала от 25 км до 17 км. Вычисленные скорости постоянно больше модельных скоростей примерно на 0.05 – 0.20 км/с. Полученный результат можно интерпретировать как процесс разгрузки литосферной среды. Это, возможно, связано с перемещением литосферных плит снизу вверх.

Информация о скоростях продольных и поперечных упругих волн в областях очагов позволяют получать сведения об основных параметрах упругих сред в этих областях и их вариациях в периоды сейсмической активности. Естественно предположить, что основные параметры вещества в окрестностях очагов в спокойных и возмущенных условиях должны различаться. Если это так, то возникает возможность исследования причин, ответственных за это различие, и открывается путь к исследованию механизмов воздействия различных сил на область сейсмичности. Такая перспектива вызывает определенный интерес к использованию сейсмических данных и открывает новые возможности в исследовании и прогнозировании землетрясений.

Хорошо известно, что упругие параметры среды: модуль одностороннего и всестороннего сжатия, модуль сдвига, модуль кручения и другие определяются через два основных параметра: модуль Юнга – E и коэффициент Пуассона – μ [3]. Действительно, скорость распространения продольных и поперечных волн дается соотношениями (ρ – плотность среды):

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1-\mu}{(1+\mu)(1-2\mu)}} \quad (1).$$

Скорость распространения поперечной волны соответственно:

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\mu)}} \quad (2).$$

Из (1) и (2) находим:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}}.$$

Если в областях некоторых очагов

землетрясений удастся определить скорости продольных и поперечных волн, то легко определяются и упругие параметры среды.

$$\text{Так как } V_p - V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\mu)}} \cdot \left(\sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}} - 1 \right) \quad (3),$$

$$\text{отсюда } \mu = \frac{\lambda - 2}{2(\lambda - 1)} \text{ где } \lambda = \left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 \quad (4).$$

$$\text{Кроме того } \frac{E}{\rho} = \frac{V_S^2(3\lambda - 1)}{(\lambda - 1)}. \quad (5).$$

Из формул (3–5) легко получить следующие ограничения на параметры μ и λ : $\mu \leq 0.5$, $\lambda \geq 2$.

Можно предположить, что плотность вещества на больших глубинах литосферы определяется в первом приближении давлением вышележащих слоев и поэтому мало меняется со временем, как в спокойные, так и в возмущенные периоды. Это означает, что μ и E могут быть связаны прежде всего с термодинамикой очага землетрясения и структурными нарушениями среды (трещины, пустоты и др.). На этом этапе возникает необходимость использовать результаты лабораторных исследований по упругим свойствам горных пород в экстремальных условиях.

В качестве примера рассмотрим результаты расчета скоростей продольных и поперечных волн в выбранной зоне в период 2009–2011 гг. На основе этих данных вычислены значения коэффициентов Пуассона – μ и модуль Юнга – E в единицах плотности ρ и представлены в таблицах.

Таблица 2.

Результаты расчета скоростей продольных и поперечных волн, коэффициента Пуассона и модуля Юнга по данным 2009–2011 гг.

| <i>H, км</i> | 0–10 км | 10–20 км | 20–25 км | 25–30 км | 25–35 км |
|--|---------|----------|----------|----------|----------|
| $V_P, км/с$ | 5.63 | 6.07 | 6.22 | 6.34 | 6.28 |
| $V_S, км/с$ | 3.29 | 3.53 | 3.60 | 3.66 | 3.56 |
| λ | 2.93 | 2.96 | 2.99 | 3.00 | 3.11 |
| μ | 0.24 | 0.24 | 0.25 | 0.25 | 0.26 |
| $\frac{E}{\rho} \cdot 10^{-6}, км^2/с^2$ | 43.70 | 50.12 | 51.94 | 53.58 | 50.02 |

Из таблицы видно, что параметры сред меняются, хотя и слабо. Для того чтобы достаточно уверенно говорить о закономерностях в этих вариациях необходимо совершенствовать обработку сейсмограмм и соответствующий математический аппарат, связанный с расчетом скоростей. Достоверность результатов существенно зависит от количества рассмотренных землетрясений, поэтому следует улучшать статистику. Заметим, что изменение μ и E (при различных ρ) не противоречат имеющимся представлениям о параметрах упругости среды. Это позволяет надеяться, что при определенных условиях можно вычислять не только значения упругих параметров, но и выслеживать их временные вариации.

Для получения представления о значениях модуля Юнга воспользуемся в качестве ρ средней плотностью Земли:

$$\rho = M/V = 5.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3.$$

Так как $E = \frac{\rho V_s^3 (3\lambda - 1)}{\lambda - 1}$, то при средней скорости поперечных волн $V_s = 3.6 - 10^3 \text{ м/с}$ и $\lambda = 2.7$, $E = 298 \text{ ГПа}$.

В заключение выпишем соотношения, связывающие некоторые параметры упругости с модулем Юнга и коэффициентом Пуассона.

Модуль всестороннего сжатия: $K = \frac{E}{3(1 - 2\mu)}$.

Модуль одностороннего сжатия $E \uparrow = \left(\frac{2}{3(1 - 2\mu)} + \frac{1}{3(1 - 2\mu)} \right) E$.

Модуль сдвига $G = \frac{E}{2(1 + \mu)}$.

Эти соотношения могут быть полезными при изучении причин, ответственных за изменения скорости распространения упругих волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе использован алгоритм построения поля скоростей в области концентрации очагов землетрясений, описанный ранее. Были использованы землетрясения в Керченско-Анапской зоне за 2009–2011 гг. Для указанного временного периода вычислены скорости продольных (P) и поперечных (S) волн с помощью дифференциального метода. В рассмотренный период 2009–2011 гг. вычисленные значения скоростей продольных и поперечных волн были постоянно меньше значений средней скоростной модели используемой в районе для определения координат очагов на $0.1-0.2 \text{ км/с}$.

Следует также отметить, что в эти годы средняя глубина очагов в рассматриваемом регионе росла на $1-2 \text{ км}$ в год. Возможно, наблюдался процесс подвижек литосферных плит в эти годы. Это в свою очередь позволит судить о физических процессах в областях сейсмической активности [6, 7].

Список литературы

1. Пивоварова Н. Б., Пивоваров В. Г. Методические аспекты восстановления трехмерной скоростной среды // Электронный журнал «Вестник Отделения наук о Земле». 2003. № 1. С. 21.
2. Славина Л. Б., Пивоварова Н. Б. Динамика поля скоростей сейсмических волн в периоды сейсмической и вулканической активизации на Камчатке. М.: ИФЗ РАН, 2009. 80 с.

3. Гобаренко В., Егорова Т., Стифенсон Р. Строение коры Керченского полуострова северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии // Геофизический журнал. 2014. № 2. С. 38–59.
4. Аниконов Ю. Е., Пивоварова Н. Б. Об одном способе определения скорости сейсмических волн // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ РФ СССР, 1976. С. 28–33.
5. Славина Л. Б., Пивоварова Н. Б., Левина В. И. Исследование скоростного строения очаговой области Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. (MW – 7.8, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. Т. 1. № 4. С. 254–262.
6. Пивоварова Н. Б., Славина Л. Б., Пивоваров В. Г. Динамика скоростного поля как отражение процессов вулканической и сейсмической активности // Исследования в области геофизики. 2005, № 4. С. 3–12.
7. Сивухин Д. В. Общий курс физики. Механика. М.: «Наука», 1979. 519 с.

RECOVERY OF THE VELOCITY FIELD IN THE EARTHQUAKE SOURCES

Pivovarova N. B., Pivovarov V. G.

*State autonomous institution of Crimean Republic «Crimean Expert Council on Seismic Hazard Assessment and Earthquake Prediction» SAI CR «CEC», Simferopol, Russian Federation
E-mail: pivnb@yandex.ru*

The inverse kinematic problem of seismic with internal sources, which is allowed to estimate the local velocities in the center of the earthquakes, is considered. The issue of usage of obtained velocities for determination the elastic properties of surroundings is investigated.

This problem solved by an iterative method. In the first phase, the coordinates of the earthquakes located compactly enough by using a simple model of the surrounding, is clarified. At the second stage of the research, obtained coordinates of earthquakes centers and travel terms are used to build and refine the model environment.

We used an algorithm of constructing the velocity field in the areas of earthquake centers. Fundamentally, methods of recovery velocity model for seismic data can be divided into two groups: integral tomographic method – recovering of velocity along the center-station axis and a differential method, which is using the inversion principle when the wave propagates along the center-station axis. The most common variation is a tomography method, when the speed is assumed constant in the selected three-dimensional blocks, wherein the total residual is minimized. In this case, the speed is determined in the area of passage of the seismic rays [3]. Differential method – is a method of reversible wave, in which the velocity is determined in the area of concentration of the earthquakes centers. Such approach in the inverse kinematic problem solution was developed in the 1980s at the Novosibirsk Computing Center [1]. This technique was tested on the Kamchatka region data [5]. The focal area of Kronotsky earthquake of 1997 is studied. The velocity field over a long period (prior to the earthquake, in the period of development of aftershock process and in the subsequent years) is restored. We can assume that the density of matter in the great depths of the lithosphere is determined in the first approximation, the pressure of the overlying layers and therefore changes little over time, both in quiet and in disturbed periods. This means that μ and E may be associated primarily with the thermodynamics of earthquake and structural disturbance (cracks, voids, etc.). At this stage, there is a need to use the results of laboratory tests on the elastic

properties of rocks under extreme conditions. An important result of determining the velocity of seismic waves is the dynamics of the centers of earthquakes, which in turn is a consequence of the dynamics of lithospheric plates. This in turn, allows to judge about of the physical processes in the areas of seismic activity.

Keywords: the earthquake, the coordinates of the centers, the velocity field, Poisson's ratio, Young's modulus.

References

1. Pivovarova N. B., Pivovarov V. G. Metodicheskie aspekty vosstanovleniya trekhmernoj skorostnoj srede (Methodical aspects of recovering three-dimensional speed Velocity). *Ehlektronnyj zhurnal «Vestnik Otdeleniya nauk o Zemle»*. 2003, no. 1, pp. 21 (in Russian).
2. Slavina L. B., Pivovarova N. B. Dinamika polya skorostej sejsmicheskikh voln v periody sejsmicheskoy i vulkanicheskoy aktivizacii na Kamchatke (Dynamics of field velocities of seismic waves during periods of seismic and volcanic stepping on Kamchatka). Moscow.: IFZ RAN, 2009. 80 p. (in Russian).
3. Gobarenko V., Egorova T., Stifenson R. Stroenie kory Kerchenskogo poluostrova severo-vostochnoj chasti CHernogo morya po rezul'tatam lokal'noj sejsmicheskoy tomografii (The structure of the crust of the Kerch Peninsula North-East of the Black Sea, according to the results of a local seismic tomography). *Geofizicheskij zhurnal*. 2014, no. 2, pp. 38–59 (in Russian).
4. Anikonov Yu. E., Pivovarova N. B. Ob odnom sposobe opredeleniya skorosti sejsmicheskikh voln (About one way of determining the speed of seismic waves). *Sejsmichnost' i glubinoe stroenie Sibiri i Dal'nego Vostoka*. Vladivostok: DVNC RF USSR, 1976, pp. 28–33 (in Russian).
5. Slavina L. B., Pivovarova N. B., Levina V. I. Issledovanie skorostnogo stroeniya ochagovoj oblasti Kronockogo zemletryaseniya 5 dekabrya 1997 g. (MW – 7.8, Kamchatka) (A study of the velocity structure of December 5, 1997, MW = 7.8, Kronotsky Rupture zone, Kamchatka). *Vulkanologiya i sejsmologiya*. 2007, v. 1. no. 4, pp. 254–262 (in Russian).
6. Pivovarova N. B., Slavina L. B., Pivovarov V. G. Dinamika skorostnogo polya kak otrazhenie processov vulkanicheskoy i sejsmicheskoy aktivnosti (High-speed Dynamics fields as a reflection of the processes volcanic and seismic activity). *Issledovaniya v oblasti geofiziki*. 2005, no. 4, pp. 3–12 (in Russian).
7. Sivuhin D. V. Obshchij kurs fiziki (General Physics course). *Mekhanika (Mechanics)*. Moscow: Nauka, 1979. 519 p. (in Russian).

Поступила в редакцию 25.11.2016 г.