

УДК 550.311

## АНАЛИЗ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ КАВКАЗА И ПОСТРОЕНИЕ ПО НИМ ОСРЕДНЕННОЙ СКОРОСТНОЙ КРИВОЙ

© 2005 г. В. Ю. Бурмин<sup>1</sup>, А. М. Аветисян<sup>2</sup>, К. В. Геворкян<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт Физики Земли РАН, Москва, 123995

<sup>2</sup>Институт геофизики и инженерной Сейсмологии НАН РА, Гюмри, 377515, Армения

Поступила в редакцию 22.09.2003 г.

Проведен анализ качества исходных данных региональной сейсмологической сети Кавказа за 1990 год. Показано, что точность снятия времен прихода сейсмических волн в основной массе недостаточна для определения координат гипоцентров землетрясений. По временам прихода продольных и поперечных сейсмических волн от близких землетрясений Кавказа уточнена скоростная модель земной коры на территории Республики Армения. Полученные результаты позволяют более точно определять координаты землетрясений, зарегистрированных сейсмической сетью Кавказского региона.

### ВВЕДЕНИЕ

Определение координат землетрясений является первоочередной задачей в сейсмоактивных регионах. От точности этих определений зависит правильность решения прогностических и структурных задач сейсмологии. Для локализации землетрясений в настоящее время применяются в основном разновидности метода Гейгера [2], которые используют годографы сейсмических волн. Для определения координат землетрясений на территории Республики Армения, как правило, используются осредненные годографы [9], полученные по данным от землетрясений [6,9]. Методы этого типа основаны на линеаризации функционала невязок времен пробега сейсмических волн. Как известно, сходимость этих методов существенным образом зависит от начального приближения. Система линейных уравнений, возникающая в этом случае, носит локальный характер, так как она справедлива только в окрестности начального приближения. Существуют другие методы определения координат гипоцентров, также основанные на решении систем линейных алгебраических уравнений, но имеющие глобальный характер, то есть не зависящие от начального приближения [4]. В этих методах для определения гипоцентров землетрясений обычно используются скоростные колонки. Чтобы использовать, эти методы необходимо знать скоростное строение региона.

Строению земной коры и верхней мантии территории Кавказа и, в частности, Республики Армения посвящен ряд работ, наиболее интересными из которых для нашей задачи являются [1, 5, 7, 10]. К сожалению, скоростные разрезы, приведенные в этих работах, носят противоречивый характер и

не позволяют использовать их для определения координат гипоцентров землетрясений. В связи с этим, ставится задача получения скоростной колонки, пригодной для определения координат гипоцентров землетрясений на территории Республики Армения по данным местных же землетрясений.

### МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СКОРОСТНОЙ КРИВОЙ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Процедура получения скоростной кривой, которая представляется обычно в виде колонки, разбивается на два основных этапа. Первый этап заключается в получении сейсмического годографа продольных волн. Для этого необходимо определить эпицентральные расстояния и времена пробега сейсмических волн от очага до сейсмических станций. Координаты гипоцентров землетрясений и, следовательно, эпицентральные расстояния определялись с помощью программы, написанной на основе метода, изложенного в [4]. Напомним основные положения метода.

Рассмотрим систему уравнений, связывающую координаты гипоцентра землетрясения и координаты регистрирующих сейсмических станций в предположении, что поверхность Земли плоская, а точки наблюдений расположены на дневной поверхности:

$$(X - x_i)^2 + (Y - y_i)^2 + H^2 = v_i^2(\tau_i - \tau_0)^2, \quad (1)$$

где  $X, Y, H$  и  $\tau_0$  – координаты гипоцентра и время возникновения землетрясения (время в очаге);  $x_i, y_i, \tau_i$  – координаты сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясение, и времена прихода сейсмических волн на эти станции ( $1 - \overline{1, n}$ );  $v_i$  –

эффективные скорости распространения сейсмических волн, численно равные отношению расстояния по прямой от  $i$ -й станции до гипоцентра к времени пробега сейсмической волны по лучу.

Правую часть уравнения (1) можно записать в виде

$$v_i^2(\tau_i - \tau_0)^2 = r_i^2,$$

где  $r_i$  – гипоцентральные расстояния от очага землетрясения до соответствующих регистрирующих станций.

Для того чтобы решить систему нелинейных уравнений (1), необходимо предварительно определить величины  $r_i^2$ , которые равны

$$r_i^2 = d_i^2 + h^2.$$

В том случае, когда скорость распространения сейсмических волн является функцией только глубины, т.е.  $v = v(z)$ , величины  $d_i$  определяются из соотношений:

$$d_i = \alpha_i \int_0^h \frac{dz}{\sqrt{v^{-2}(z) - \alpha_i^2}} + k \alpha_i \int_0^{z_i^*} \frac{dz}{\sqrt{v^{-2}(z) - \alpha_i^2}}, \quad (2a)$$

где  $\alpha_i$  – лучевые параметры;  $k = 0$  – для лучей, выходящих вверх из источника;  $k = 2$  – для лучей, выходящих вниз из источника;  $z_i^*$  – глубина максимального проникновения  $i$ -го луча, если луч выходит вниз из источника;  $h$  – глубина источника.

Легко видеть, что при известной скоростной функции  $v = v(z)$   $d_i$  зависят от лучевых параметров  $\alpha_i$  и глубины  $h$  источника. В том случае, когда лучевые параметры  $\alpha_i$  определяются по формуле Бендорфа  $\alpha_i = v^{-1}(0) \sin \varphi_i$ , т.е. предполагается, что известны углы  $\varphi_i$  выхода сейсмических лучей на дневную поверхность под станциями, глубина  $h$  определяется из соотношений

$$\tau_1 - \tau_0 = t_1 =$$

$$= \int_0^h \frac{dz}{v^2(z) \sqrt{v^{-2}(z) - \alpha_i^2}} + k \int_0^{z_i^*} \frac{dz}{v^2(z) \sqrt{v^{-2}(z) - \alpha_i^2}} \quad (2б)$$

Тогда величины  $d_i$  и, следовательно,  $r_i$  определяются однозначно и вместо уравнения (1) можно решать уравнение

$$(X - x_i)^2 + (Y - y_i)^2 = d_i^2.$$

Обычно углы  $\varphi_i$  выхода сейсмических лучей измеряются с большими ошибками и поэтому считаются неизвестными. В этом случае лучевые параметры  $\alpha_i$  определяются из соотношений (2б), а величины  $d_i$  будут зависеть от глубины  $h$  источника, т.е. будут определяться неоднозначно. Та-

ким образом, каждому  $r_i$  будет соответствовать некоторое множество  $\omega$  переменных  $h, d_i$ . При этом каждому набору  $h, d_i$  ( $i = \overline{1, n}$ ) отвечает некоторое решение  $\{X, Y, H\}$  системы (1), совокупность которых порождает множество  $\Omega$ , элементами которого служат переменные

$$H \text{ и } D_i = \sqrt{(X - x_i)^2 + (Y - y_i)^2}, \quad (i = \overline{1, n}).$$

В качестве решения системы (1) целесообразно брать те значения  $X, Y, H$ , которые минимизируют расстояние между множествами  $\omega$  и  $\Omega$  в заданной метрике. В частности, в евклидовой метрике квадрат расстояния  $S$  между точками множеств  $\omega$  и  $\Omega$  запишется в виде

$$S = \sum_{i=1}^n [(D_i - d_i)^2 + (H - h)^2]. \quad (3)$$

Пусть  $\eta$  – множество глубин, на которых могут располагаться очаги землетрясений, и  $h$  – элемент этого множества ( $h \in \eta$ ). Требуется найти такое  $h^* \in \eta$ , которое обеспечило бы минимум функционалу (3) при условии, что  $X, Y$  и  $H$  определяются из решения системы линейных алгебраических уравнений

$$Xx_i + Yy_i - 0.5\xi = f_i, \quad (4)$$

где  $x = X^2 + Y^2 + H^2$ ;  $f_i = 0.5(x_i^2 + y_i^2 - d_i^2 - h^2)$ . Величины  $d_i$  определяются по формулам (2a) из условия близости теоретических времен, рассчитанных по формуле (2б), наблюдаемым временам  $\tilde{t}_i$  пробега сейсмических волн (определенных, например, из графика Вадати). А именно, из уравнения (2б) сначала определяются лучевые параметры  $\alpha_i$ , а затем вычисляются  $d_i$  по формуле (2a). Значение глубины  $h^*$ , реализующее минимум функционала (3), находится методом секторного сканирования с переменным шагом на одномерной сетке  $H_h$  в интервале  $[0, h_M]$ , а  $h_M$  вычисляется из условия

$$\tau_{\min} = \int_0^{h_M} \frac{dz}{v(z)}$$

для минимального времени пробега волны при  $\alpha = 0$ .

При таком подходе обеспечивается определение самого глубокого минимума функционала (3).

В сейсмологической практике при определении координат гипоцентра в качестве последнего принимается точка из некоторой области  $\Sigma$ , которая реализует минимум функционала невязки времен:

$$S_t = \sum_{i=1}^n (t_1 - \tilde{t}_i)^2, \quad (5)$$

где  $t_i$  и  $t_i$  – теоретические и наблюдаемые времена пробега сейсмических волн от очага до регистрирующих станций. Поскольку задача решения системы (4) эквивалентна задаче минимизации функционала (5), то фактически решается следующая задача: ищется минимум функционала (3) на множестве  $\omega$  при условии, что для каждого  $h \in H$  функционал (5) достигает минимума на множестве  $\Omega = \{X, Y, H\}$ .

Заметим, что соотношения (1) справедливы при небольших гипоцентральных расстояниях. Для того чтобы можно было решать задачу для больших расстояний, необходимо преобразовать элемент поверхности земного эллипсоида в элемент плоскости. Искажения скоростной колонки учитываются с помощью соответствующих формул конформных преобразований полуплоскости в круг [3].

Времена пробега сейсмических волн можно определить по графику Вадати, который не зависит от скоростного разреза, а зависит только от отношения скоростей продольных и поперечных волн. График Вадати представляет собой линейную зависимость

$$\tau_s - \tau_p = (\gamma - 1)(\tau_p - \tau_0)$$

разности прихода  $S$ - и  $P$ -волн от времени пробега  $P$ -волны, где  $\gamma = v_p/v_s$ , а неизвестными являются  $\tau_0$  и  $\gamma$ .

Времена пробега сейсмических волн от очага до станций равны  $t_{P_i} = \tau_{P_i} - \tau_0$  или  $t_{S_i} = \tau_{S_i} - \tau_0$ . Очевидно, что для нахождения  $\tau_0$  достаточно знать времена прихода  $P$ - и  $S$ -волн только на двух станциях. В общем случае для определения  $\tau_0$  и  $\tau$  имеем систему  $2 \times n$  (по числу станций) линейных уравнений, которая решается методом наименьших квадратов.

Построение скоростной кривой составляет содержание второго этапа решения поставленной задачи. Интерпретация (обращение) годографа проводилась по методике, изложенной в [3].

Уравнения годографа рефрагированной и отраженной волны для поверхностного источника может быть получено из (2а, б). Запишем их в виде:

$$\begin{aligned} x(\alpha) &= 2\alpha \int_0^{z_m} \frac{dz}{\sqrt{v(z)^{-2} - \alpha^2}}, \\ t(\alpha) &= 2 \int_0^{z_m} \frac{dz}{v^2(z) \sqrt{v^{-2}(z) - \alpha^2}}, \end{aligned} \quad (6)$$

где  $z_m$  – максимальная глубина проникновения луча, а остальные обозначения те же, что в формулах 2а и 2б.

В общем случае по годографу рефрагированной волны можно определить функции  $\lambda(u) = -dz/du \geq 0$ ,

$z \in [z^*, z_M]$  и  $H(u) = \text{mes}\{z: z \in [z^*, z^*], v^{-1}(z) \leq u\}$  из решения системы двух уравнений Фредгольма первого рода [3]

$$\begin{aligned} \int_{\beta}^{\beta_0} \frac{x(\alpha, z^*) d\alpha}{\sqrt{w^2 - \alpha^2}} &= \int_{\beta}^{\beta_0} \lambda(u) K_1(u, w) du + \\ &+ \int_u^{u^*} K_2(u, w) dH(u), \\ \int_{\beta}^{\beta_0} \frac{t(\alpha, z^*) \alpha d\alpha}{\sqrt{w^2 - \alpha^2}} &= \int_{\beta}^{\beta_0} \lambda(u) u^2 K_1(u, w) du + \\ &+ \int_u^{u^*} u^2 K_2(u, w) dH(u), \end{aligned} \quad (7)$$

при условиях

$$\lambda(u) = -dz/du \geq 0, \quad dH(u) \geq 0, \quad (8)$$

где

$$\begin{aligned} K_1(u, w) &= 2 \ln \frac{\sqrt{w^2 - \beta^2} + \sqrt{u^2 - \beta^2}}{\sqrt{w^2 - u^2}}, \\ \beta \leq u \leq \beta_0, u^* \leq w \leq u^*, \\ K_2(u, w) &= 2 \ln \frac{\sqrt{w^2 - \beta^2} + \sqrt{u^2 - \beta^2}}{\sqrt{w^2 - \beta_0^2} + \sqrt{u^2 - \beta_0^2}}, \\ \beta \leq \beta_0 \leq u^* \leq u, \quad w \leq u^*. \end{aligned}$$

Здесь  $\lambda(u)$  определяет распределение скорости ниже волновода, а функция  $H(u)$  определена в волноводе.

Задача (7), (8) сводится к задаче квадратичного программирования и решается численными методами, в частности, методом сопряженных градиентов.

Для среды с волноводами обратная кинематическая задача решается не единственным образом, что ставит ее в ряд некорректных задач в классическом смысле. Однако, если в качестве скоростных функций рассматривать монотонные функции, решение задачи (7), (8) определяется по годографу рефрагированных волн единственным образом [3].

Важной особенностью задачи (7), (8) является то, что функции  $\lambda(u)$  и  $H(u)$  восстанавливаются по любому фрагменту годографа.

В некоторых случаях, учитывая приближенный характер исходных данных, можно существенно упростить задачу (7), (8), предположив, что скорость в волноводе является постоянной или меняется по линейному закону. В этом случае можно воспользоваться классической формулой

обращения годографа рефрагированной волны, которая имеет вид [3]:

$$z(\beta) = z_m = z^* + \frac{1}{\pi} \int_{\beta}^{u^*} \frac{x(\alpha, u^*)}{\sqrt{\alpha^2 - \beta^2}} d\alpha, \quad (9)$$

где  $x(\alpha, u^*) = x(\alpha) - 2\alpha \int_0^{z^*} \frac{d\eta}{\sqrt{v^{-2}(\eta) - \alpha^2}}$ ;  $\beta = u(z_m) \leq$

$\alpha \leq u(z^*) = u^*$ ;  $z^* \leq z_m \leq z_M$ ;  $u(z) = v^{-1}(z)$ ;  $z_M$  – максимальная глубина проникновения сейсмических лучей, соответствующая последней точке годографа;  $x(\alpha, u^*)$  представляет собой расстояние до точки выхода сейсмического луча, проникшего на глубину  $z_m > z^*$  от места его входа на глубине  $z_m \geq z^*$ , зависящее от параметра луча  $\alpha$ .

Формула (9) позволяет определять глубину максимального проникновения луча, вышедшего на расстоянии  $x(\alpha)$  от источника, которая вместе с соотношением

$$v^{-1}(z_m) = u(z_m) = t'[x(\beta)],$$

дающим скорость сейсмической волны на глубине  $z_m = z(\beta)$ , определяет искомую зависимость в параметрическом виде для  $z^* \leq z_m \leq z_M$ .

Как известно, разрывы годографов рефрагированных волн связаны с наличием в упругой среде волноводов или слоев с постоянной скоростью [3]. Чтобы воспользоваться формулой обращения (9), необходимо знать распределение скорости на участке  $[0, z^*]$  и, в частности, в волноводах, расположенных выше точки  $z^*$ .

Пусть  $\bar{z}^*$  и  $z^*$  суть верхняя и нижняя границы волновода. Тогда, если  $v(z) = v^* = \text{const}$  при  $z \in [\bar{z}^*, z^*]$ , т.е. скорость в волноводе постоянна, то параметры волновода (скорость в волноводе  $v^*$  и мощность волновода  $\Delta z^*$ ) определяются по формулам [3]:

$$v^* = \sqrt{v(\bar{z}^*)\bar{v}}, \quad \Delta z^* = \frac{\Delta x}{2} \sqrt{\frac{v(\bar{z}^*)}{\bar{v}}} - 1,$$

$$\bar{z}^* = z^* + \Delta z^*,$$

где  $\bar{v} = \Delta x / \Delta t$  и  $v(\bar{z}^*)$  определяются по годографу.

Отметим, что волновод с постоянной скоростью является самым широким из всех волноводов, параметры которого удовлетворяют соотношениям для величин  $\Delta x$  и  $\Delta t$ .

Для линейного закона изменения скорости в волноводе имеем систему из двух нелинейных уравнений:

$$\Delta x = \frac{2\Delta z^*}{v(z^*) - v^*} \sqrt{v^2(z^*) - v^{*2}},$$

$$\Delta t = \frac{2\Delta z^*}{v(z^*) - v^*} \ln \frac{v(z^*) + \sqrt{v^2(z^*) - v^{*2}}}{v^*}.$$

Решая эту систему, получим искомые значения  $v^*$  и  $\Delta z^*$ . В данном случае  $\Delta x$ ,  $\Delta t$  и  $v(z^*)$  также определяются по годографу. Здесь линейная функция аппроксимирует монотонную функцию скорости в волноводе.

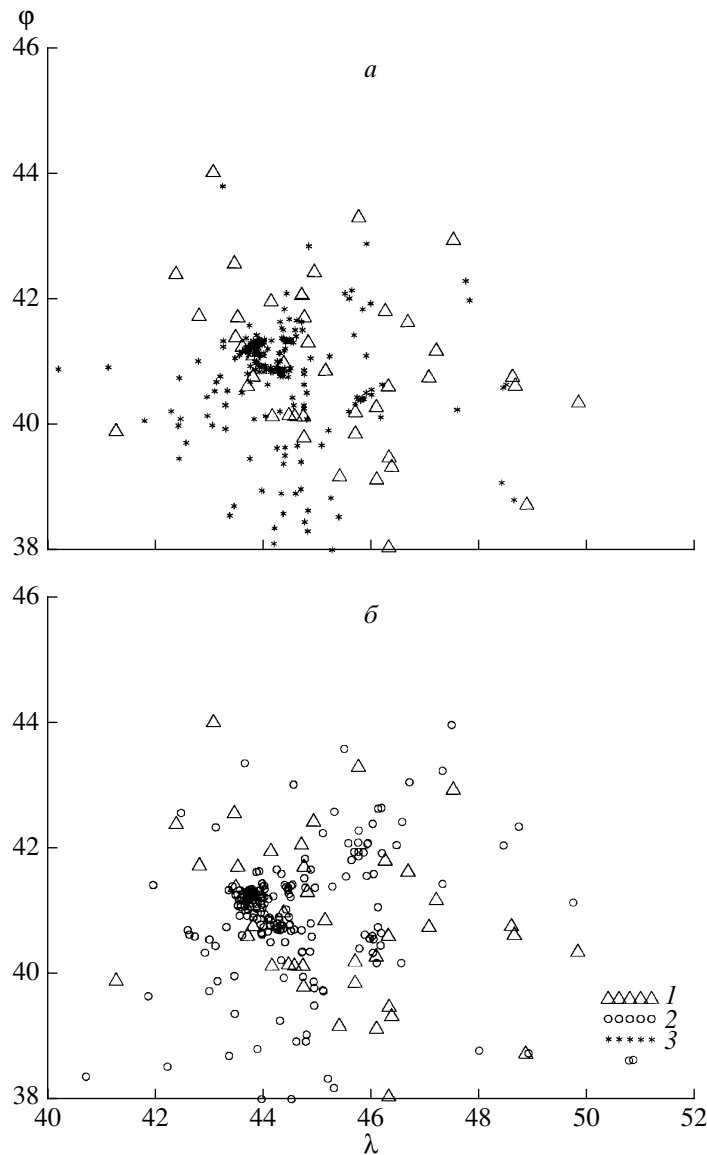
Практическое использование формул обращения сейсмических годографов, несмотря на достаточно хорошо развитую теорию, сталкивается с той трудностью, что они не применимы к реальным годографам, полученным из наблюдений, так как последние практически никогда не удовлетворяют условию разрешимости задачи, а сама обратная кинематическая задача сейсмоки является существенно-некорректной задачей [3].

Использование формул обращения сейсмического годографа предполагает, что лучевой параметр  $\alpha$ , равный производной годографа, задан для каждого значения  $x \in [0, x_M]$ . Поскольку, как правило, из наблюдений известны только величины  $x$  и  $t$ , то возникает задача дифференцирования экспериментального годографа, заданного с погрешностями дискретным набором точек. Как известно, эта задача в общем случае также является некорректной.

Чтобы получить решение задачи с помощью формул обращения сейсмического годографа, необходимо предварительно сгладить экспериментальный годограф некоторой функцией  $T(x)$ , которая удовлетворяла бы определенным требованиям, предъявляемым к годографам, и имела бы минимальное отклонение от экспериментального годографа в заданной метрике  $\rho = (f, \bar{f})$ . Дифференцируя найденную сглаживающую функцию, найдем значения параметров  $\alpha$ .

Необходимо иметь в виду, что экспериментальный годограф задан дискретным набором точек, определенным сеткой наблюдений  $\Delta: a = x_0, \dots, x_n = b$ . В то же время для того, чтобы воспользоваться формулами обращения, необходимо, чтобы функция  $t(x)$  была задана на всем интервале  $[a, b]$ . Следовательно, необходимо восполнить экспериментальный годограф на интервалах  $[x_j, x_{j+1}]$ . Очевидно, что сглаживающая функция должна выполнить и эту задачу.

На участках монотонности и непрерывности функция  $t(x)$ , как уже упоминалось, должна удовлетворять требованиям, выполнение которых является необходимым условием для того, чтобы  $t(x)$  являлась годографом рефрагированной или отраженной волны. Перечислим эти требования:



**Рис. 1.** Эпицентров землетрясений Кавказа в 1990 г.: *a* – по данным армянской сейсмической службы; *b* – после отбраковки исходных данных: 1 – сейсмические станции; 2, 3 – эпицентры землетрясений (2 – исходные, 3 – после отбраковки).

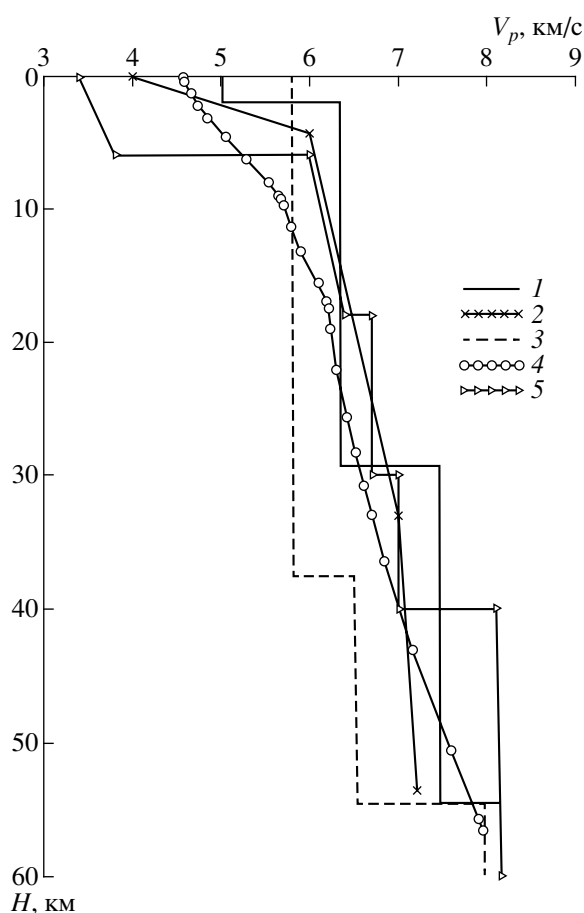
1) Функция  $t(x)$  – неотрицательная функция,  $t(x) \geq 0$  ( $x \in [0, x_M]$ ).

2) Производная функции  $t(x)$  – неотрицательная функция,  $t'(x) \geq 0$ .

3) Если на сегменте  $[x_j, x_{j+1}]$  функция  $t(x)$  соответствует прямой ветви годографа, то вторая производная  $t''(x)$  – неположительная функция,  $t''(x) \leq 0$ . Если на сегменте  $[x_j, x_{j+1}]$  функция  $t(x)$  соответствует обратной ветви годографа, то вторая производная  $t''(x)$  – положительная функция,  $t''(x) > 0$ . В случае годографов отраженных волн и волн, распространяющихся вверх от источника, вторая производная функции  $t(x)$  должна быть неотрицательной функцией,  $t''(x) \geq 0$  [3].

Очевидно, что первое требование выполняется всегда. Второе требование выполняется почти всегда, за исключением тех возможных случаев, когда ошибки в определении точек годографа недопустимо велики. Третье же требование не выполняется практически никогда. Последнее обстоятельство связано с тем, что даже небольшие ошибки в определении времен и расстояний приводят к нарушению условий  $t''(x) \leq 0$  ( $t''(x) > 0$ ) для рефрагированных или  $t''(x) \geq 0$  для отраженных волн. Кроме этого, неоднородность реальной упругой среды по латерали также приводит к нарушению третьего требования.

Условия  $t''(x) \leq 0$  ( $t''(x) \geq 0$ ) и  $t''(x) > 0$ , которым должны удовлетворять годографы рефрагиро-



**Рис. 2.** Скоростные кривые, полученные по различным данным. 1 – эта работа; 2 – построенная по скоростному разрезу из [5]; 3 – полученная по годографу из [6]; 4 – полученная по годографу из [9]; 7 – из [7].

ванных (отраженных) волн, означают, что  $t(x)$  выпуклые вверх или вниз функции, следовательно, аппроксимирующие функции  $T(x)$  должны учитывать характер и степень гладкости  $t(x)$  на достаточно большой области определения  $t(x)$ .

Наиболее подходящими функциями, аппроксимирующими экспериментальный годограф, являются выпуклые кубические сплайны, т.к. они обладают четко выраженными локальными свойствами. Существенное влияние на поведение функции  $T(x)$  оказывают лишь те  $t_i$ , которые заданы в точках, близких к  $x_i$ . Сплайны более низкого порядка не обеспечивают достаточной точности, а сплайны более высокого порядка не обеспечивают выпуклости [3].

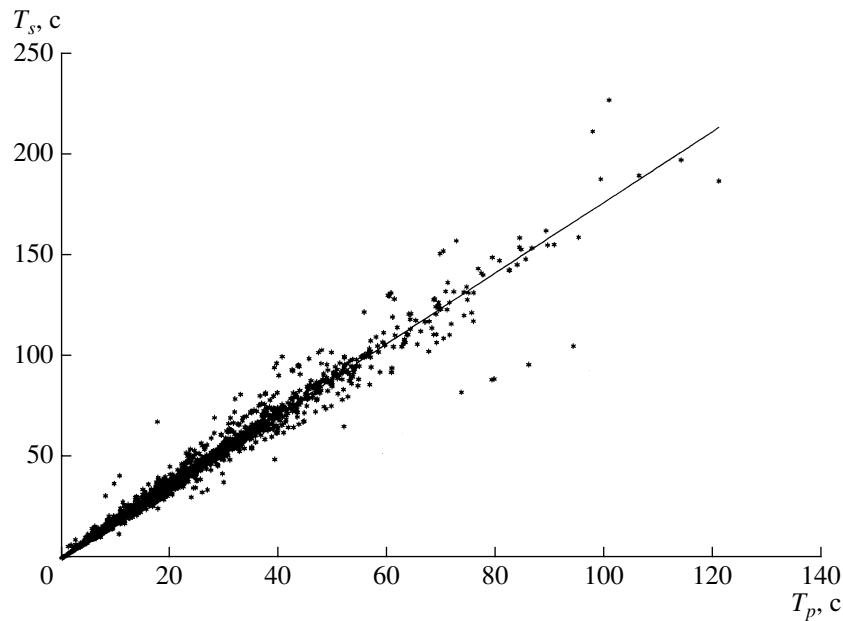
Наша задача будет решена, если удастся построить такой сплайн, который доставлял бы минимум функционалу

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \left\{ \sum_{i=1}^{N-1} a_{ij} T_j^n - \tilde{t}_i \right\}^2$$

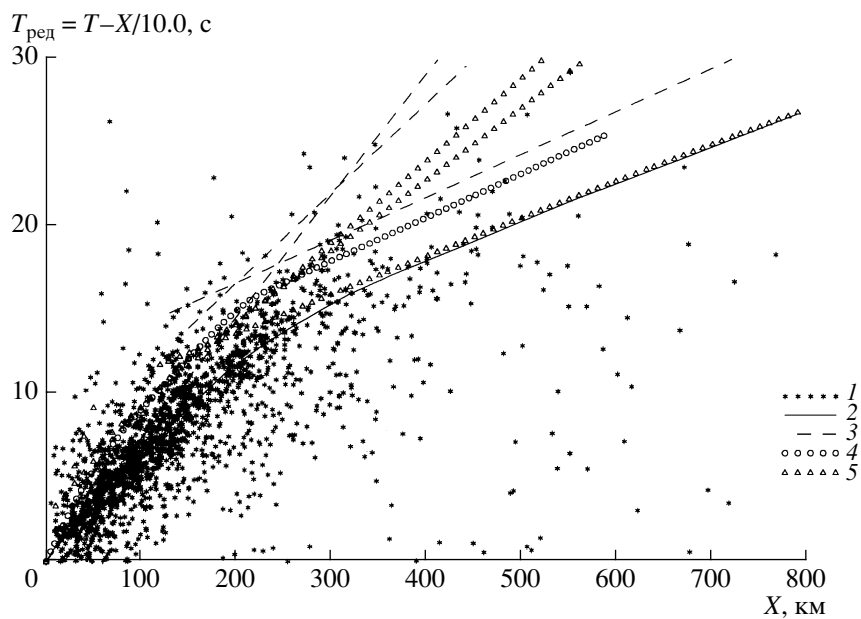
при условии выпуклости сплайна  $T_i'' \geq 0$  ( $T_i' \geq 0$ ).

**Интерпретация данных.** Для получения годографа продольной волны все данные проанализированы в соответствии с критериями, описанными ниже, и сделано переопределение эпицентров (рис. 1). В нашей задаче время  $\tau_0$  в очаге предполагается известным. В качестве скоростной колонки для определения координат гипоцентров взят скоростной разрез, полученный в [5] по профилю Армаш – Ахалцихе. В этой работе скоростной разрез представлен до глубины 52 км в виде изолиний скоростей, на которые наложены границы обмена и отражающие границы. В таком виде разрез является весьма схематичным, но вполне пригодным для работы программы определения гипоцентров. Соответствующая скоростная кривая представлена на рис. 2. В качестве исходных данных были взяты времена прихода продольных и поперечных волн от 330 землетрясений 1990 г. [8], зарегистрированных кавказской сейсмической сетью (табл. 1). При этом данные отбраковывались по двум критериям. По первому критерию как неправдоподобные отбрасывались все события, для которых отношение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн не попадали в интервал значений 1.0–2.2. Однако, даже попав в заданный интервал, точки на графике Вадати на больших эпицентральных расстояниях могут значительно отстоять от усредняющей прямой линии. В этом случае вступал в силу второй критерий. По второму критерию отбрасывались события, для которых среднее квадратическое отклонение времен пробега волн на графике Вадати от прямой линии превышало 1 с. Таким образом, два этих независимых критерия дополняют друг друга. Всего было отбраковано 90 событий. Заметим, что при обработке данных армянской сейсмической службой не удалось определить гипоцентры около 80 землетрясений. На рисунке 3 представлена зависимость  $t_S$  от  $t_P$  после отбраковки событий. Полученное облако точек аппроксимируется линейной зависимостью. Большая часть точек группируется около отрезка прямой линии и лишь незначительная имеет существенное отклонение. Наклон графика определяет отношение скоростей продольных и поперечных волн, который равен в данном случае 1.77.

Несмотря на то, что к качеству исходных данных были предъявлены достаточно жесткие требования, разброс точек на годографе сейсмических волн оказался довольно значительным (рис. 4). Это говорит о том, что контроль данных по графику Вадати является необходимым, но не достаточным условием для их хорошего качества. Тем не менее, по совокупности полученных точек на плоскости годографа нам удалось построить осредненный годограф первых вступлений, кото-



**Рис. 3.** График зависимости времен пробега поперечных волн ( $T_S$ ) от времен пробега продольных волн ( $T_P$ ) для землетрясений 1990 года.



**Рис. 4.** Редуцированные годографы первых вступлений продольных волн по различным данным. Скорость редуции  $v_R = 10.0$  км/с.  
 1 – точки экспериментального годографа (эта работа); 2 – осредненный годограф, (эта работа); 3 – из [6]; 4 – из [9]; 5 – построенный по скоростной колонке Кавказа из [7].

рый мы и попытались проинтерпретировать, т.е. получить по нему скоростную кривую.

Интересно отметить, что при пересчете координат гипоцентров землетрясений с фиксированным значением  $v_P/v_S$  число отбракованных событий по второму критерию оказалось равным 260.

На основании определенных заново эпицентров построено облако точек на плоскости  $X, T$ . Затем по облаку точек, в соответствии с методом наименьших квадратов, была проведена кривая пятого порядка, которая, в свою очередь, была сглажена выпуклым сплайном (рис. 4).

**Таблица 1.** Координаты сейсмических станции Кавказа

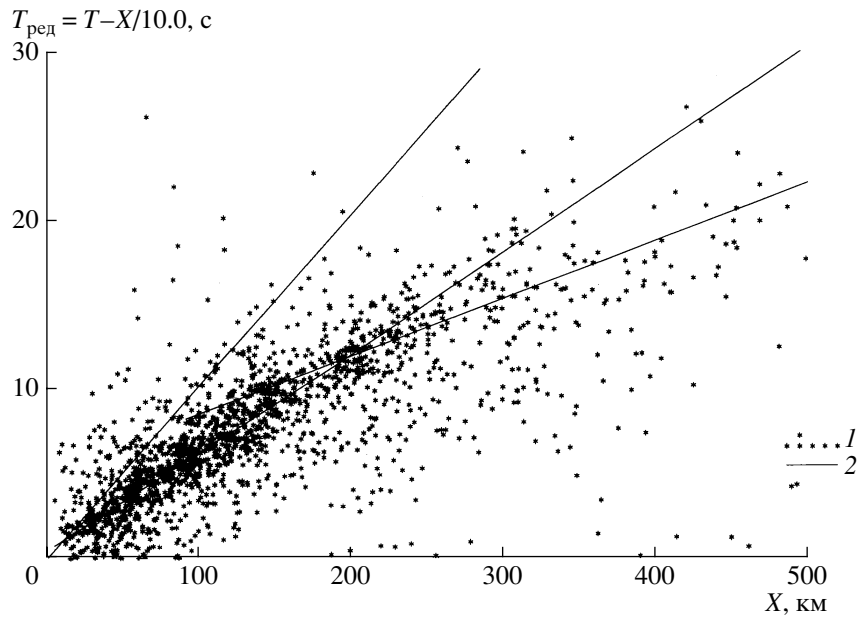
№ п.п.	Имя станции	Широта, град.	Долгота, град.	Высота, км
1	NAK	39.20	45.41	0.887
2	ERE	40.17	44.47	0.998
3	VAD	40.22	45.70	1.930
4	MCR	40.15	44.16	0.850
5	KDR	39.15	46.10	2.155
6	GRS	39.50	46.33	1.399
7	KRM	39.35	46.38	1.500
8	STE	41.00	44.37	1.390
9	KRV	40.63	46.31	0.532
10	BGD	41.26	43.60	1.952
11	TI2	41.73	44.75	0.510
12	AKH	41.41	43.48	1.700
13	BKR	41.73	43.52	1.700
14	LEN	40.78	43.8	1.570
15	SHI	41.20	47.19	0.600
16	TAB	38.07	46.33	1.364
17	MAK	42.96	47.5	0.042
18	ONI	42.58	43.45	0.810
19	SHE	40.64	48.64	0.840
20	GOR	41.98	44.13	0.640
21	BAK	40.37	49.82	0.083
22	BAW	41.12	43.80	2.160
23	ABS	41.75	42.81	1.570
24	DUS	42.08	44.70	0.910
25	GRO	43.32	45.75	0.123
26	MIN	40.77	47.06	0.030
27	LNK	38.75	48.86	-0.018
28	LGD	41.83	46.25	0.410
29	KEB	40.30	46.09	1.320
30	ERZ	39.915	41.28	1.960
31	SRI	36.758	49.383	0.000
32	DMN	41.33	44.82	1.260
33	GEG	42.41	42.38	0.190
34	PRL	40.78	48.59	1.448
35	PAA	40.15	44.58	0.890
36	BRO	42.45	44.93	1.250
37	IDZ	40.88	45.146	0.700
38	ARR	39.82	44.75	0.819
39	DZR	39.88	45.70	2.115
40	ISK	40.63	43.70	1.435
41	PYA	44.03	43.06	0.544
42	KER	34.35	47.11	1.600
43	ZKT	41.65	46.67	0.530
44	RAM	47.766	42.29	0.000
45	GAR	40.15	44.74	1.230
46	SHC	29.638	52.52	1.600

**Таблица 2.** Годограф продольной волны, полученный в настоящей работе

№ п.п.	X, км	Тред, с	$dX/dT$ , км/с	$d^2T/dX^2$ , км/с <sup>2</sup>
1	0	0	5.17	0.0000
2	10	0.9	5.51	-0.0024
3	30	2.21	6.34	0.0000
4	60	3.94	6.34	0.0000
5	100	6.24	6.34	0.0000
6	140	8.55	6.34	0.0000
7	150	9.12	6.34	0.0000
8	190	11.31	6.72	-0.00044
9	230	12.98	7.32	-0.00018
10	260	14.03	7.47	0.0000
11	290	15.04	7.47	0.0000
12	320	16.01	7.78	-0.00035
13	360	16.83	8.94	-0.00048
14	410	17.03	10.01	0.0000
15	430	17.03	10.01	0.0000
16	450	17.02	10.01	0.0000
17	470	17.02	10.01	0.0000
18	490	17.02	10.01	0.0000
19	530	17.02	10.01	0.0000
20	560	17.02	10.01	0.0000
21	610	17.01	10.01	0.0000
22	650	17.01	10.01	0.0000
23	690	17.01	10.01	0.0000
24	710	17.01	10.01	0.0000
25	730	17.00	10.01	0.0000
26	770	17.00	10.01	0.0000
27	790	17.00	10.01	0.0000

Обычно годограф первых вступлений состоит из совокупности отдельных ветвей, которые пересекаются в соответствующих точках плоскости годографа. Там, где эти ветви пересекаются, вторая производная годографа первых вступлений имеет отрицательное значение, значительно превышающее по абсолютной величине (локальный экстремум) значения второй производной в окрестных точках. В данном случае такие значения соответствуют эпицентральному расстояниям 10, 190 и 360 км (табл. 2). Таким образом, для правильной интерпретации полученного годографа его необходимо разбить на три ветви (рис. 5), соответствующие сейсмическим волнам, распространяющимся в трех слоях с различными скоростями. Обращение такого годографа было проведено в соответствии с методом, изложенным выше. Результаты обращения приведены на рис. 2.





**Рис. 5.** Экспериментальные точки и годографы продольных волн, соответствующие трем слом в земной коре. Скорость редукции  $v_R = 10.0$  км/с: 1 – точки экспериментального годографа (эта работа); 2 – ветви годографа продольных волн.

Сравнение осредненного годографа первых вступлений с годографом, посчитанным для осредненной же скоростной колонки для всего Кавказа, приведенной в [7], указывает на то, что простое осреднение скоростных колонок может привести к неудовлетворительному результату. Наилучшее совпадение годографов (рис. 4) дает колонка для территории северо-запада Армении [7] (рис. 2). Однако при этом начальная часть годографа лежит выше, что противоречит данным из [5] и нашим данным (рис. 4).

При наложении годографа из [6] на точки годографа, полученные в данной работе, видно (рис. 4), что ветви этого годографа располагаются выше основной массы точек. Скоростная колонка, полученная по годографу из [6] существенно отличается от колонки полученной в настоящей работе (рис. 2).

Годограф, полученный в [9], близок к годографу первых вступлений из [6] и также расположен выше основного облака точек (рис. 3). На рис. 2 приведена соответствующая скоростная кривая.

Следует заметить, что распределение точек (рис. 4), получено при использовании скоростной кривой построенной по разрезу из [5] (рис. 2). Если взять другую скоростную кривую, то, очевидно, распределение точек на плоскости годографа изменится. Чтобы убедиться в этом, мы переопределили координаты землетрясений, задав скоростную кривую, определенную по годографу из [9] (рис. 2). Основная масса точек на плоскости годографа для этого случая действительно пере-

местилась, в данном случае вверх, но исходный годограф все равно остался выше основного облака точек. Последнее обстоятельство говорит о том, что положение годографов, полученных в [6] и [9], всё-таки завышено.

Таким образом, следует признать, что годограф продольных волн и, следовательно, скоростная кривая, полученные в настоящей работе, лучшим образом удовлетворяют наблюдаемым данным, чем годографы, полученные в [6] и [9]. При этом, когда мы говорим о том, что ветви годографа удовлетворяют экспериментальным данным, то имеем в виду, что годографы не выходят за границы облака экспериментальных точек, в отличие от годографов других авторов. Скоростная кривая представлена на рис. 2, а также в табл. 3. При этом следует отметить, что полученная в настоящей работе скоростная кривая и кривая из [5] достаточно близки, но имеют принципиальные отличия. Кривая из [5] непрерывная, а наша скоростная кривая имеет скачки на глубинах 2, 29 и

**Таблица 3.** Скоростная колонка, полученная в настоящей работе

№ границы	$H$ , км	$v_1$ , км/с	$v_2$ , км/с
1	0.000	5.00	5.00
2	1.92	5.13	6.35
3	29.32	6.40	7.45
4	54.51	7.46	8.14
5	61.15	8.16	8.16

54 км, что соответствует типичной модели земной коры для континентов. Кроме того, в соответствии с нашей кривой скорости продольных волн на глубинах больше 29 км выше, чем в модели из [5].

### ВЫВОДЫ

По результатам данной работы можно сделать два основных вывода. Первый заключается в том, что в ряде мест ошибки в определении времен прихода сейсмических волн на станции зачастую слишком большие, чтобы можно было проводить качественную обработку наблюдений с целью локализации землетрясений и, следовательно, прогноза мест более сильных событий.

Второй вывод заключается в том, что для более надежной локализации землетрясений на территории Кавказа и, в частности, для республики Армения следует использовать сейсмический годограф или скоростную колонку, полученные в настоящей работе. При этом надо иметь в виду, что они имеют осредненный характер и в каждом конкретном случае следует учитывать индивидуальные особенности строения литосферы и особенно верхней ее части непосредственно под станцией.

Авторы выражают глубокую признательность Г.В. Саргсян и А.О. Оганесян за предоставленные экспериментальные данные по землетрясениям 1990 г. и скоростную колонку для определения гипоцентров землетрясений.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисян А.М., Николаев А.В., Смагличенко Т.А.* Исследование скоростных неоднородностей в зоне Спитакского землетрясения методом сейсмической томографии. Сб. трудов научно конференции посвященной 80-летию основания Ереванского гос. ун-та. Ереван. 2000. С. 34–38.
2. *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. Т. 2. М.: Мир, 1983. 360 с.
3. *Бурмин В.Ю.* Методы численного обращения годографов сейсмических волн. М.: Наука, 1993. 100 с.
4. *Бурмин В.Ю.* Оптимизация сейсмических сетей и определение координат землетрясений. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 184 с.
5. Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения 1988 г. Отчет Министерства Геологии СССР, НПО "Нефтегеофизика". М.: 1990. 113 с.
6. *Карпетян Н.К.* Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Ереван. АН АрмССР, 1974. 142 с.
7. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 108 с.
8. *Папалашвили В.Г., Бутикашвили Н.А., Саргсян Г.В., Шенгелия И.С.* Землетрясения Кавказа. В сб. Землетрясения в СССР в 1990 году. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С 24–26.
9. *Саакян А. А., Геодакян Э.Г., Саргсян Г.В.* Результаты применения осредненного регионального годографа Армянского нагорья // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1983. № 6. С. 80–85.
10. *Санина И.А.* Сейсмическая томография: некоторые результаты. // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 123–140.0.0000

## Analysis of Raw Data Recorded by the Caucasus Regional Seismologic Network and Derivation of an Average Velocity Structure Based on This Data Set

V. Yu. Burmini<sup>1</sup>, A. M. Avetisyan<sup>2</sup>, K. V. Gevorkyan<sup>2</sup>

*Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123810, Russia*

*<sup>2</sup>Institute of Geophysics and Engineering Seismology, National Academy of Sciences, Republic of Armenia, 377515, Gyumry, Republic of Armenia*

The quality of raw data recorded by the Caucasus regional seismologic network for 1990 has been examined. It is shown that the accuracy attainable in reading the arrival times of seismic waves is generally inadequate for hypocenter location. The arrival times of compressional and shear waves excited by local Caucasian earthquakes were used to refine the crustal velocity model for the Republic of Armenia area. These results allow more accurate location of earthquakes recorded by the seismic network of the Caucasus region.