

УДК 550.344

© 1992 г. В.Ю. БУРМИН, Л.А. САВРИНА, Ю.В. КУГАЕВКО

СКОРОСТНОЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Глубокофокусные землетрясения, зарегистрированные региональной сетью сейсмических станций, дают уникальную возможность получить представление о скоростном строении верхней мантии соответствующего региона. С помощью алгоритма одновременного определения координат гипоцентров землетрясений и скорости распространения сейсмических волн в слое по данным глубокофокусных охотоморских землетрясений ($Z > 220$ км) построена скоростная кривая для верхней мантии под Охотским морем. Использование полученных результатов в сейсмологической практике позволит более точно проводить определение параметров гипоцентров дальневосточных землетрясений региональной сетью.

VELOCITY STRUCTURE OF THE OKHOTSK SEA UPPER MANTEL BY DEEP FOCUS EARTHQUAKES, by B o u r m i n V.Yu., S a v r i n a L.A. and K u g a e n k o Yu.V. The deep earthquakes recorded by regional seismic network give unique possibility to get upper mantel velocity structure. One-dimension deep structure was determined by simultaneous estimation of hypocenter and velocity parameters for deep focus ($Z > 220$ km) earthquakes in the Okhotsk sea. The results presented in the paper allow to locate Far East earthquakes recorded by regional network more exactly.

(Received September 17, 1990)

*O.Yu. Schmidt Institute of the Physics of the Earth, USSR Academy of Sciences, Moscow, 123810, USSSR***Введение**

Переходная зона от Азиатского континента к Тихому океану представляет собой типичный пример активных окраин, окаймляющих с востока Азиатский континент и характеризующихся большой контрастностью и интенсивностью тектонических движений, а также сложным строением земной коры и верхней мантии.

Как показали исследования последних лет, проведенные в районах Камчатки и Курильских островов, верхняя мантия в этой зоне имеет сложное слоисто-блоковое строение, которое характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями [1, 10, 17, 18, 20, 22]. Однако следует заметить, что эти исследования мало касались Охотского моря, так как непосредственно под ним располагаются в основном глубокофокусные землетрясения, которые происходят сравнительно редко и при существующей системе сейсмических станций в этом регионе не дают достаточного материала для эффективного использования традиционных методов интерпретации сейсмических волн от землетрясений с целью определения скоростного строения среды. Использование коровых землетрясений, происходящих большей частью между Курильской островной дугой и глубоководным желобом и зарегистрированных удаленными сейсмическими станциями на о-ве Сахалин и на континенте, приводит к значительному усреднению скоростных характеристик среды как по горизонтали, так и по вертикали.

Настоящая статья посвящена построению вертикального скоростного разреза верхней мантии Охотоморского региона по данным глубокофокусных землетрясений с помощью метода одновременного определения координат гипоцентров землетрясений и скорости распространения сейсмических волн в слое.

Характеристика сейсмической изученности региона

В 1965 г. Р.З. Таракановым были построены эмпирические годографы P -волн от землетрясений с глубинами очагов 0, 30, 60, 80 и 120 км [17] для области, охватывающей Центральную и Северную Японию, южные и средние Курильские острова, южную часть Охотского моря и прилегающую к Курильским островам и Японии сейсмическую зону Тихого океана. При построении годографов использовались данные советских и японских сейсмических станций, расположенных на о-ве Сахалин, п-ове Камчатка, Курильских и Японских островах. Построенные годографы стали основой для определений скоростных разрезов верхней мантии для указанного региона, выполненных различными авторами.

Так, Р.З. Таракановым была построена ступенчатая скоростная кривая для верхней мантии до глубины 350 км [17]. Позднее Р.З. Таракановым и Н.В. Левым была предложена новая слоистая модель верхней мантии Курило-Японского региона [18]. Для ее построения был использован целый ряд различных сейсмологических характеристик: максимальные магнитуды землетрясений, кажущиеся скорости и амплитуды объемных волн. Распределение максимальных магнитуд землетрясений с глубиной в первом приближении может характеризовать предел прочности пород верхней мантии. Резкие провалы кривой $M_{\max} = f(z)$ отмечаются в интервалах глубин 60–80, 110–150, 220–300, 400 км и более. По мнению авторов, эти провалы свидетельствуют о наличии на этих глубинах в верхней мантии слоев с пониженной прочностью (астеносфер). Скорости объемных волн определялись методом Гутенберга. В результате ими была получена полоса скоростных разрезов до глубины 600 км, которая имеет ширину 0,1–0,2 км/с и четко выраженные четыре слоя с пониженной скоростью относительно вышележащих слоев: 60–90, 120–160, 220–300 и 370–430 км.

В работе Н.Н. Матвеевой и А.С. Алексеева [11] по совокупности экспериментальных годографов, полученных Р.З. Таракановым, был построен скоростной разрез верхней мантии до глубины 220 км. Скоростной разрез в [12] определялся на основе математического перебора, в результате которого в качестве конечного выбирается тот результат, который наилучшим образом согласуется с имеющимися экспериментальными данными. Соответствующая программа предусматривала вычисление годографа для каждого варианта строения среды и сопоставление этого годографа с экспериментальным на основе некоторого критерия сравнения.

Аналогичная работа, использующая тот же метод и тот же экспериментальный материал, но другой критерий сравнения годографов, была выполнена С.А. Федотовым и др. [20]. В [20] была построена область возможных скоростных разрезов до глубины 200 км.

Таким образом, и в Курило-Японском регионе наиболее изученными являются верхние 200 км мантии. Скоростная модель мантии ниже этой глубины менее исследована и требует дальнейшего уточнения.

Методика определения распределения скорости · объемных сейсмических волн с глубиной по временам их пробега

Определение распределения скорости с глубиной по данным о временах пробега сейсмических волн основано на методе одновременного определения координат гипоцентра землетрясения и скорости сейсмических волн в слое, предложенном В.Ю. Бурминым [3]. Напомним основные положения метода.

Выберем декартову систему координат таким образом, чтобы плоскость XU совпала с поверхностью земли, а ось Z была направлена вниз. Поверхность земли считаем плоской, а систему наблюдений – расположенной в плоскости XU . Тогда координаты гипоцентра землетрясения удовлетворяют соотношению

$$(X_0 - x_i)^2 + (Y_0 - y_i)^2 + Z_0^2 = \tilde{R}_i^2, \quad (1)$$

где $i = 1, 2, \dots, n$ – номера сейсмических станций; x_i и y_i – координаты станций; X_0, Y_0, Z_0 – координаты гипоцентра землетрясения; \tilde{R}_i – гипоцентральные расстояния. Очаг землетрясения рассматривается как точечный.

Задача определения координат гипоцентра землетрясения заключается в минимизации функционала

$$S = \sum_{i=1}^n \{[(X_0 - x_i)^2 + (Y_0 - y_i)^2]^{1/2} - \tilde{D}_i\}^2 + n(Z_0 - \tilde{Z}_0)^2, \quad (2)$$

где \tilde{D}_i и \tilde{Z}_0 – эпицентральные расстояния и глубина очага землетрясения, соответствующие наблюдаемым временам пробега сейсмических волн и заданной скоростной кривой [3].

Если ограничиться средами, в которых скорость распространения сейсмических волн меняется только с глубиной, то эпицентральные расстояния \tilde{D}_i при заданной скоростной функции $v = v(z)$ будут являться функцией только глубины очага \tilde{Z}_0 и лучевых параметров p_i . Аппроксимируя скоростную кривую ломаной линией, скоростной разрез можно представить в виде плоскопараллельных слоев с линейным изменением скорости в каждом слое, для которых справедливо соотношение

$$g_k = (v_{k2} - v_{k1}) / (z_{k+1} - z_k) = \Delta v_k / \Delta z_k,$$

где g_k – градиент изменения скорости в k -м слое ($k = \overline{1, N}$); z_k и z_{k+1} – глубины соответственно верхней и нижней границ k -го слоя; v_{k1} и v_{k2} – значения скоростей на кровле и подошве k -го слоя. В этом случае \tilde{D}_i определяется по явным формулам из [3]. Предположим, что распределение скорости неизвестно в слое j ($j \leq N$). Тогда, согласно [3], задача определения координат гипоцентра землетрясения и скорости в слое j формулируется следующим образом.

Пусть κ – множество значений глубин, на которых может располагаться очаг землетрясения, и $\tilde{Z}_0 \in \kappa$ – элемент этого множества ($\tilde{Z}_0 \in \kappa$). И пусть v – множество значений скоростей распространения сейсмических волн на подошве j -го слоя скоростной колонки, а v_{j2} – его элемент ($v_{j2} \in v$). Требуется определить такие $\tilde{Z}_0^* \in \kappa$ и $v_{j2}^* \in v$, которые доставляли бы минимум функционалу (2). При этом величины X_0, Y_0, Z_0 в (2) определяются из решения системы линейных уравнений

$$X_0 x_i + Y_0 y_i - 0,5 \xi = u_i, \quad (3)$$

где $\xi = X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2$; $u_i = -0,5(\tilde{R}_i^2 - x_i^2 - y_i^2)$; $\tilde{R}_i^2 = \tilde{D}_i^2 + \tilde{Z}_0^2$.

Рассматриваются два варианта [3]. Первый – известна скорость на верхней границе j -го слоя и неизвестна скорость на нижней его границе. Второй – неизвестны скорости ни на верхней, ни на нижней границах слоя. Тогда в первом случае требуется определить v_{j2} или градиент g_j в слое, а во втором – скорость $v_j = v_{j1} - v_{j2}$.

Практически решение задачи проводится следующим образом. Для каждой пары значений \tilde{Z}_0 и v_{j2} на сетке Δz_v определяются значения \tilde{D}_i , которые однозначно соответствуют наблюдаемым временам пробега сейсмической волны заданного типа, в частности временам пробега P -волны в первых вступлениях. \tilde{Z}_0 и \tilde{D}_i подставляются в правую часть системы уравнений (3) и ищется решение этой системы. Перебирая все возможные значения \tilde{Z}_0 и v_{j2} , определяем такие \tilde{Z}_0^* и v_{j2}^* и соответственно X_0, Y_0, Z_0 , которые обеспечивают минимум функционалу (2).

Время t_0 в очаге определяется из графика Вадати

$$t_p = t_0 + (t_s - t_p) / (\gamma - 1),$$

где $\gamma = v_p / v_s$; t_0 – время возникновения землетрясения (время в очаге); t_p, t_s – время на прихода P - и S -волн соответственно. Считается, что величина γ постоянна. Вре-

мена пробега сейсмических волн определяются равенствами

$$\tau_{pi} = t_{pi} - t_0 \text{ или } \tau_{si} = t_{si} - t_0.$$

Очевидно, что для определения t_0 достаточно знать времена прихода S -волны только на двух станциях.

Соотношение (1) для реальной Земли справедливо при небольших гипоцентральных расстояниях. Для того чтобы можно было решать задачу для больших расстояний, необходимо преобразовать элемент поверхности земного эллипсоида в элемент плоскости. Такое преобразование осуществляется с помощью решения обратной геодезической задачи [9]. Обратное преобразование осуществляется путем решения прямой геодезической задачи. Учет искажения скоростной колонки при преобразовании поверхности эллипсоида в плоскость осуществляется по формулам из работы [7]

$$z = R \ln (R/r), v(z) = v(r) R/r = v(r) e^{z/R},$$

где R – радиус Земли; r – расстояние от центра Земли до соответствующего горизонта.

Центральным моментом в рассматриваемой задаче определения координат гипоцентра землетрясения и скоростей распространения сейсмических волн в слое являются условия существования, единственности и устойчивости ее решения (условия корректности задачи). Эти условия сформулированы в работе [3]. Там показано, что в том случае, когда среда представлена одним слоем, скорость в которой является однопараметрической функцией глубины, в частности $v(z) = \text{const}$ или $v(z) = v_0 + gz$, где v_0 – заданная величина, решение задачи существует и является единственным, если все точки наблюдений не лежат на одной прямой или окружности. Устойчивость решения задачи к погрешностям в исходных данных зависит от геометрии системы наблюдений и ее положения относительно гипоцентра землетрясения.

Посмотрим, что будет в том случае, когда среда представлена конечным числом слоев, равным $N > 1$, и скорость распространения сейсмических волн неизвестна только для одного слоя. Если очаг расположен ниже этого слоя, то переставляя слою над источником таким образом, чтобы нижняя граница слоя с неизвестной скоростью оказалась на глубине гипоцентра землетрясения, и пересчитывая координаты точек наблюдений и времена пробега сейсмических волн на верхнюю границу этого слоя, приходим к модели с одним слоем. Очевидно, что в этом случае скорость в слое определяется однозначно и для повышенных, и для пониженных значений относительно вышележащих слоев.

Если очаг землетрясения расположен в самом слое с неизвестной скоростью, а именно этот случай представляет для нас наибольший интерес, то, также пересчитывая координаты точек наблюдений и времена пробега сейсмических волн на его верхнюю границу, мы окажемся в ситуации, аналогичной рассмотренной выше.

Для того чтобы получить надежные результаты, необходимо проводить определение скорости по совокупности землетрясений. Предположим, что скорость в слое является постоянной. В этом случае в результате определений значений скорости по совокупности землетрясений будем иметь распределение средних значений в слое в зависимости от глубин гипоцентров землетрясений. Как известно [14], в этом случае связь между истинными значениями скорости $v(z)$ и средними значениями $\bar{v}(z)$ выражается формулой

$$v(z) = \bar{v}^2(z) / \bar{v}(z) - (z - z_0) \bar{v}'(z), \quad (4)$$

где z_0 – глубина верхней границы слоя; $\bar{v}(z)$ – значение средней скорости в слое $z - z_0$; $\bar{v}'(z)$ – производная функции $\bar{v}(z)$; $z \in [z_0, z_1]$.

В том случае, когда изменение скорости в слое является линейной функцией, для каждого события будет определяться среднее значение градиента скорости, соответствующее глубине z гипоцентра землетрясения:

$$g = [\bar{v}(z) - v_1] / (z - z_0),$$

где v_1 – значение скорости на верхней границе слоя $z - z_0$; $\tilde{v}(z)$ – значение скорости на нижней границе слоя $z - z_0$; $z \in [z_0, z_1]$.

Найдем истинное распределение скорости по распределению среднего градиента скорости в слое $z_1 - z_0$. Время пробега сейсмической волны по вертикали от очага до верхней границы слоя для линейного закона изменения скорости равно

$$t = \int_{z_0}^z d\eta / (v_1 + g(\eta - z_0)) = 1/g \ln((v_1 + g(z - z_0)) / v_1) .$$

Подставляя в это равенство выражение для градиента, получим

$$t = (z - z_0) / (\tilde{v}(z) - v_1) \ln(\tilde{v}(z) - v_1).$$

Учитывая, что для произвольного закона изменения скорости с глубиной истинное время пробега сейсмической волны по вертикали равно

$$t = \int_{z_0}^z d\eta / v(\eta),$$

получим интегральное уравнение относительно функции $v(\eta)$

$$\int_{z_1}^z d\eta / v(\eta) = (z - z_0) / (\tilde{v}(z) - v_1) \ln(\tilde{v}(z) / v_1).$$

Продифференцировав последнее равенство по z , после несложных преобразований найдем истинное распределение скорости $v(z)$ через распределение величин $\tilde{v}(z)$ и $\tilde{v}'(z)$:

$$v(z) = \tilde{v}(\tilde{v} - v_1)^2 / \{[(\tilde{v} - v_1) - \tilde{v}'(z - z_0)]\tilde{v} \ln(\tilde{v} / v_1) + \tilde{v}'(z - z_0)(\tilde{v} - v_1)\}. \quad (5)$$

Здесь $\tilde{v} = \tilde{v}(z)$; $\tilde{v}' = \tilde{v}'(z)$.

Таким образом, формулы (4) и (5) позволяют найти истинное распределение скоростей в слое по распределению средних скоростей или средних градиентов скорости.

Для этого необходимо помимо значений средних скоростей знать значения их производных. Результаты определения скорости в слое представляют собой облако точек, и для определения $\tilde{v}'(z)$ или $\tilde{v}''(z)$ необходимо сгладить точки некоторой кривой. Наиболее подходящей для этого является кривая, определяемая полиномом некоторой степени $K = 1, 2, \dots$, так как при таком сглаживании степень полинома однозначно определяет максимальное число возможных волноводов в упругой среде. Таким образом, вопрос выбора степени полинома оказывается весьма существенным. Как правило, существует критическое значение степени полинома $K = r$, определяющее оптимальную аппроксимацию. Если пытаться аппроксимировать экспериментальный набор точек полиномом степени $K > r$, то можно получить лучшее согласование с последним, но при этом может получиться худшее согласие с исходной кривой, которую мы хотим оценить. Вопрос выбора оптимальной степени полинома эффективно решается с помощью представления аппроксимирующей функции через ортогональные полиномы [21].

Из формул (4) и (5) видно, что скоростная функция $v(z)$ сильно зависит от значений производной $\tilde{v}'(z)$ и при больших погрешностях в вычислении последней может значительно отличаться от истинной скоростной зависимости, характерной для рассматриваемого диапазона глубин. При этом значения средних скоростей остаются в допустимых пределах. Особенно сильно эта зависимость проявляется на концах интервала задания функции $\tilde{v}(z)$ при незакрепленных крайних значениях $\tilde{v}(z)$. Таким образом, задача пересчета средних скоростей и градиентов в истинное распределение скорости оказывается неустойчивой вследствие неустойчивости задачи вычисления производной функции. Чтобы повысить устойчивость вычислений производной

Использованные землетрясения

№ п.п.	Дата	Время в очаге час., мин., сек.	Координаты гипоцентров					
			по каталогу JSC			получены в работе		
			φ, град.	λ, град.	Z, км	φ, град.	λ, град.	Z, км
1	21.VI 1956	14:51:10,0	50,43	147,57	600	49,98	147,73	605
2	25.VI 1958	23:24:03,0	52,13	152,45	437	51,88	152,90	440
3	03.VII 1958	12:48:04,0	48,08	147,27	412	47,65	147,53	426
4	29.III 1959	19:09:35,0	45,07	137,30	325	44,97	137,42	381
5	10.V. 1959	09:44:02,0	48,40	148,68	401	48,23	148,85	413
6	26.VI 1959	05:03:58,0	44,98	141,35	271	44,63	142,09	258
7	22.VII 1959	19:24:18,0	53,03	152,84	638	52,64	152,55	608
8	29.X 1959	14:30:26,0	42,82	131,13	547	43,72	133,52	555
9	07.III 1960	06:12:11,0	51,80	152,94	415	51,64	153,09	404
10	02.VII 1960	12:44:22,0	41,32	131,96	522	41,19	132,34	553
11	20.III 1961	11:38:43,0	46,58	142,88	349	45,92	143,21	329
12	09.I 1962	22:13:50,0	48,15	147,48	439	48,08	147,67	454
13	14. I 1962	13:34:09,0	44,47	140,94	242	44,01	141,09	264
14	01.IV 1963	04:28:44,0	44,74	141,34	256	44,32	141,96	275
15	26.VIII 1964	05:40:25,6	47,16	148,69	289	46,95	148,99	300
16	01.VIII 1965	16:41:12,6	52,73	153,48	446	52,62	153,24	439
17	06.IV 1966	18:07:15,5	51,41	153,72	330	51,08	154,34	362
18	07.IV 1967	19:39:16,0	46,74	147,07	342	46,55	145,83	370
19	25.V 1967	13:37:55,0	51,60	153,80	372	51,11	155,10	410
20	18.IX 1967	02:01:33,0	47,37	147,03	401	47,26	147,08	433
21	09.III 1969	11:35:39,8	48,02	148,38	382	47,88	148,48	401
22	15.III 1969	04:21:25,6	50,69	150,21	518	51,06	150,14	553
23	05.V 1969	17:50:01,5	47,91	146,86	459	47,68	147,09	473
24	07.VII 1969	05:57:20,8	49,94	150,10	447	49,91	150,13	457
25	20.X 1969	22:02:48,6	52,51	153,27	439	52,29	153,86	468
26	13.III 1971	10:50:04,0	48,06	148,83	399	48,14	148,80	258
27	26.IV 1971	10:10:32,0	51,69	155,59	243	51,49	155,92	245
28	04.VI 1971	08:21:53,0	47,86	146,60	480	47,71	146,54	493
29	05.X 1971	22:09:56,0	47,36	146,55	391	47,19	146,58	426
30	02.VIII 1972	11:13:23,0	47,33	147,26	361	47,12	147,72	340
31	14.X 1972	00:00:23,0	48,34	148,77	375	47,80	149,43	504
32	28.VII 1973	20:06:35,4	50,45	148,92	585	50,07	149,17	579
33	14.VIII 1973	10:05:37,2	47,47	146,58	401	47,07	146,92	436
34	13.XI 1973	02:47:14,7	49,55	151,27	324	49,22	151,66	358
35	14.VII 1974	16:25:32,0	51,87	152,70	435	51,46	153,36	475
36	08.X 1974	02:39:51,6	49,23	151,08	317	48,77	151,79	359
37	11.X 1974	18:12:18,7	52,15	152,68	453	51,81	153,11	484
38	25.XII 1971	15:03:16,8	52,38	152,11	527	52,02	152,40	530
39	20.XII 1974	16:38:55,3	49,76	149,75	411	49,36	150,03	447
40	02.XII 1974	18:44:13,5	47,88	148,25	368	47,64	148,35	401
41	22.X 1975	05:10:43,4	49,40	149,60	434	48,98	150,27	462
42	04.IV 1976	22:38:31,3	49,40	150,69	347	48,90	151,37	413
43	22.IV 1977	00:52:01,3	52,17	153,87	390	51,81	154,14	374
44	15.V 1977	00:20:59,4	49,58	152,91	219	49,18	153,60	262
45	21.VI 1978	11:10:38,7	48,27	148,66	380	48,03	148,89	398
46	10.VII 1978	06:02:20,6	48,76	150,12	341	48,50	150,58	374
48	25.I 1979	21:03:20,9	50,46	148,92	572	49,70	149,26	545
49	10.VI 1980	23:13:24,1	51,52	150,65	548	51,43	150,35	451
50	11.XII 1980	22:53:24,5	47,78	146,07	437	47,69	146,51	375
51	22.XII 1980	20:31:44,0	48,18	146,24	465	47,63	146,70	489
52	06.II 1981	16:47:08,5	48,28	146,39	490	47,80	146,49	515
53	12.II 1981	18:51:00,9	42,74	137,50	291	42,60	138,57	287

Расположение станций

№ п.п.	Станция	Координаты станций, град.	
		φ	λ
1	Магадан	59,33	150,48
2	Петропавловск-Камчатский	53,01	158,48
3	Северо-Курильск	50,40	156,06
4	Матуа	48,04	153,15
5	Рейдово	45,16	148,02
6	Курильск	45,14	147,52
7	Шикотан	43,52	146,49
8	Южно-Курильск	44,02	145,51
9	Оха	53,33	142,56
10	Углегорск	49,05	142,04
11	Южно-Сахалинск	47,01	142,43
12	Саппоро	43,04	141,20
13	Муроран	42,19	140,59
14	Мориока	39,42	141,10
15	Суттцу	42,47	140,14
16	Мияко	39,39	141,58
17	Владивосток	43,07	131,53

функции, можно воспользоваться каким-либо способом регуляризации этой задачи. Например, при сглаживании экспериментального набора точек некоторой кривой можно наложить ограничение на кривизну сглаживающей функции [6]. Однако в нашем случае такая регуляризация исказит поведение средней скорости и, следовательно, истинной скорости на всем рассматриваемом интервале глубин. Поскольку наибольшие искажения происходят на концах, то будем решать задачу сглаживания следующим образом. Зафиксируем на концах сегмента $[z_0, z_1]$ значения средних скоростей \tilde{v}_1 и \tilde{v}_2 и определим сглаживающий полином степени r , проходящий через заданные концевые точки. Это можно сделать обычным способом, если придать этим точкам большие веса: $\rho_1 = \rho_n \gg \rho_i$ ($i = 2, \dots, n-1$). Перебирая значения \tilde{v}_1 и \tilde{v}_2 в некоторых интервалах $[\tilde{v}_1^{\min}, \tilde{v}_1^{\max}]$ и $[\tilde{v}_2^{\min}, \tilde{v}_2^{\max}]$, найдем полином $P^r(z)$, наилучшим образом сглаживающий облако экспериментальных точек в смысле среднеквадратичного отклонения:

$$S = \sum_{i=1}^n \rho_i [\tilde{v}_i - P^r(z)]^2$$

и удовлетворяющий условиям

$$|dP^r(z_0) / (dz)| \leq g_1, \quad |dP^r(z_1) / (dz)| \leq g_2,$$

где g_1 и g_2 – заданные положительные числа.

Значения g_1 и g_2 нетрудно оценить, используя формулы (4), (5). Из (4) имеем

$$\tilde{v}'(z) = [v(z) - \tilde{v}(z)] \tilde{v}(z) / ((z - z_0) v(z)).$$

Подставляя в это равенство соответствующие значения z , $v(z)$ и $\tilde{v}(z)$, найдем предельные значения $\tilde{v}'(z)$.

Аналогичным образом произведем оценку g_1 и g_2 , пользуясь равенством (5):

$$\tilde{v}'(z) = \{[\tilde{v}(z) - v_1] - v(z) \ln [\tilde{v}(z) / v_1]\} [\tilde{v}(z) - v_1] \tilde{v}(z) / (\{[\tilde{v}(z) - v_1] - \tilde{v}(z) \ln [\tilde{v}(z) / v_1]\} \times (z - z_0) v(z)).$$

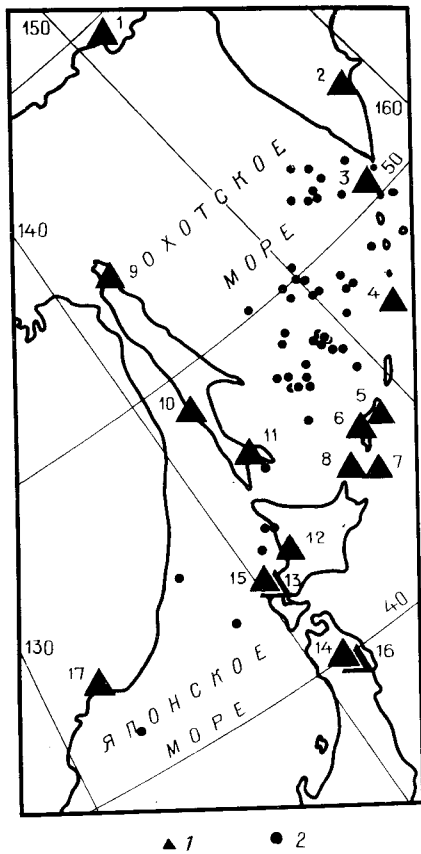


Рис. 1

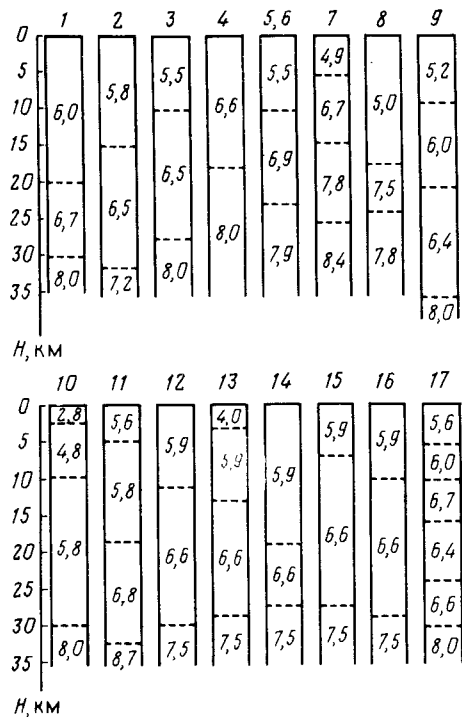


Рис. 2

Рис. 1. Расположение сейсмических станций и эпицентров землетрясений, использованных для определения скоростной кривой. 1 – сейсмические станции; 2 – эпицентры землетрясений

Рис. 2. Распределение скоростей *P*-волн в земной коре под станциями. Номера скоростных колонок соответствуют номерам сейсмических станций на рис. 1

Исходные данные для построения скоростной кривой для верхней мантии Охотоморского региона

Исходным материалом для построения скоростной кривой для верхней мантии Охотоморского региона послужили времена первых вступлений *P*- и *S*-волн из каталога ISC из 53 глубокофокусных землетрясений с магнитудой больше 4, происшедших в рассматриваемом регионе за период с 1956 по 1981 г. (табл. 1). Каждое землетрясение было зарегистрировано не менее чем 6 из 17 сейсмических станций дальневосточного региона (12 советских и 5 японских), которые были привлечены для построения скоростной кривой (см. табл. 2; рис. 1).

Для учета неоднородного строения земной коры под станциями по литературным данным [5, 8, 10, 11, 13, 15, 16, 19] были подобраны скоростные колонки для соответствующих районов (рис. 2) и для каждой станции была задана своя скоростная колонка земной коры¹.

¹ Подбор скоростных колонок был выполнен В.И. Мироновой.

Скоростная колонка

№ п.п.	Z, км	v , км/с	№ п.п.	Z, км	v , км/с
1	30,0	8,000	26	420,0	8,686
2	70,0	8,000	27	430,0	8,700
3	110,0	8,050	28	430,0	9,200
4	160,0	8,070	29	440,0	9,233
5	220,0	8,390	30	450,0	9,269
6	220,0	8,600	31	460,0	9,308
7	230,0	8,596	32	470,0	9,350
8	240,0	8,593	33	480,0	9,395
9	250,0	8,590	34	490,0	9,443
10	260,0	8,589	35	500,0	9,494
11	270,0	8,588	36	510,0	9,548
12	280,0	8,589	37	520,0	9,606
13	290,0	8,590	38	530,0	9,666
14	300,0	8,592	39	540,0	9,730
15	310,0	8,595	40	550,0	9,796
16	320,0	8,599	41	560,0	9,866
17	330,0	8,604	42	570,0	9,939
18	340,0	8,609	43	580,0	10,015
19	350,0	8,616	44	590,0	10,094
20	360,0	8,623	45	600,0	10,177
21	370,0	8,632	46	610,0	10,263
22	380,0	8,641	47	620,0	10,352
23	390,0	8,651	48	630,0	10,445
24	400,0	8,662	49	640,0	10,541
25	410,0	8,674			

Так как очаги землетрясений, отобранных для определения скорости в верхней мантии, располагались на глубинах от 220 до 700 км (по каталогу JSC), необходимо было задать скорость в мантии до 220 км. Для ее выбора были привлечены скоростные модели Джеффриса – Буллена [2], PREM [23], Тараканова – Левого [18], Федотова и др. [20], Матвеевой – Алексеева [12]. Выбор модели осуществлялся по минимуму разброса значений скорости на глубине очага относительно сглаженной скоростной кривой. В результате для расчетов была выбрана модель Матвеевой–Алексеева со значениями скорости 7,95 км/с на глубине 33 км и 8,39 км/с на глубине 220 км.

Результаты определения скоростной кривой для верхней мантии под Охотским морем

Расчеты по определению скоростной кривой проводились в два этапа. На первом этапе были привлечены землетрясения, расположенные на всем рассматриваемом интервале глубин от 220 до 700 км, который был взят в качестве слоя с неизвестной скоростью. Рассматривались два варианта изменения скорости: слой с постоянной скоростью и слой с линейным изменением скорости. В случае линейного изменения скорости в слое на верхней его границе задавались различные значения скорости: 8,39; 8,46 и 8,6 км/с. В результате были получены различные распределения точек в плоскости v , Z , которые были сглажены соответствующими полиномами. Минималь-

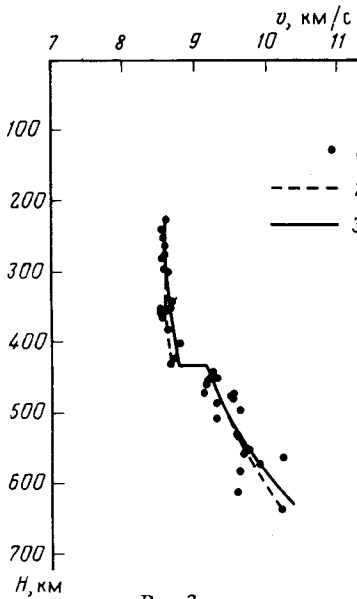


Рис. 3

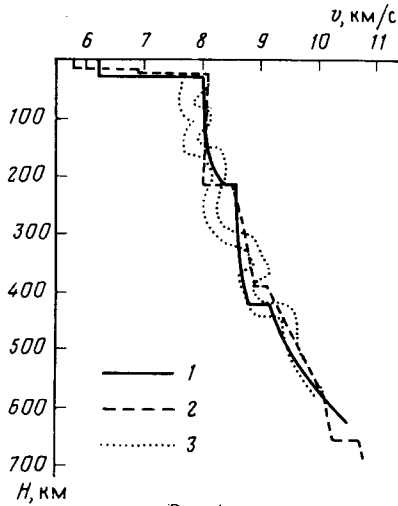


Рис. 4

Рис. 3. Результаты определения скоростной кривой в слое 220–640 км. 1 – результаты отдельных определений; 2 – распределение средних скоростей; 3 – распределение истинной скорости

Рис. 4. Распределение скорости P -волны в диапазоне глубин 0–700 км. 1 – скоростная кривая для Охотоморского региона, полученная в данной работе; 2 – скоростная кривая для стандартной модели Земли; 3 – полиастеносферная модель Тараканова – Левого для Курило-Японского региона

ный разброс точек относительно сглаживающего полинома был получен для модели с линейным изменением скорости при значении ее на верхней границе слоя 8,6 км/с. При этом, начиная с глубины ≈ 430 км, все точки оказывались правее относительно точек, лежащих выше этой глубины. С учетом этого обстоятельства на втором этапе весь интервал глубин от 220 до 700 км был разбит на два слоя: 220–430 и 430–700 км.

Распределение точек в первом слое было сглажено полиномом второй степени:

$$\tilde{v}(z) = 8,6 - 0,00045(z - 220) + 0,000001(z - 220)^2, \quad 220 \leq z \leq 430.$$

При этом среднеквадратическое отклонение составило $\approx 0,04$ км/с. Для слоя с глубинами от 430 до 700 км расчет скоростной кривой был проведен при заданном значении скорости в интервале глубин от 0 до 430 км. В этом случае на верхней границе слоя 430–700 км было выбрано значение скорости 9,2 км/с. Полученное распределение наилучшим образом сгладилось полиномом второй степени вида

$$\tilde{v}(z) = 9,2 + 0,00316(z - 430) + 0,00001(z - 430)^2, \quad 430 \leq z \leq 640,$$

а среднеквадратическое отклонение составило $\approx 0,13$ км/с.

Результаты расчетов представлены в табл. 1 и 3 и на рис. 3. Полностью скоростная кривая в диапазоне глубин 30–640 км приведена на рис. 4. Там же для сравнения приведены скоростные кривые Тараканова – Левого [18] и стандартная модель Земли PREM [23].

Выводы

В настоящей работе для интерпретации реальных данных был применен алгоритм одновременного определения координат гипоцентра землетрясения и скорости в слое, предложенный одним из авторов [3].

Результаты расчетов показали, что алгоритм достаточно устойчив к погрешностям входных данных, которые составляли 0,1 с. В диапазоне глубин 220–430 км средне-

квадратическое отклонение полученных значений скорости составляет всего 0,04 км/с. На глубинах от 430 до 640 км разброс увеличивается до 0,13 км/с, что, по-видимому, до некоторой степени связано с неточностью выбора положения скачка скорости на глубине 430 км. Выбор положения скачка в данном случае зависит от плотности распределения гипоцентров землетрясений в окрестности рассматриваемой точки. В нашем случае, как видим, эта плотность невелика. В целом полученная скоростная кривая близка к скоростной кривой для стандартной модели Земли, но на глубинах от 220 до 600 км она расположена левее последней на 0,2 км/с. Это говорит о том, что под Охотским морем в интервале глубин от 2000 до 600 км скорость распространения сейсмических волн ниже, чем в среднем по Земле.

Сравнение полученной скоростной кривой с полиастеносферной моделью Тараканова–Левого показывает, что характер изменения скорости с глубиной под Охотским морем совершенно иной, под Охотским морем отсутствуют волноводы. Однако, как замечено в работе [4], в мантии Курило-Японского региона волноводы, по-видимому, также отсутствуют. В противном случае годографы Р.З. Тараканова имели бы разрывы, чего на самом деле не наблюдается.

При определении скоростной кривой в работе было сделано допущение, что в мантии скорость распространения сейсмических волн не меняется по горизонтали. Существующие в действительности горизонтальные неоднородности каким-то образом повлияли на характер полученного распределения с глубиной. Однако мы считаем, что это влияние не столь значительно, чтобы считать полученную скоростную зависимость неприемлемой для практических приложений.

В заключение авторы выражают искреннюю признательность Ю.В. Тулиной за сделанные замечания и большую редакционную работу, что способствовало значительному улучшению качества статьи и пониманию работы в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Болдырев С.А.* О некоторых свойствах фокальной зоны // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 110–119.
2. *Буллеп К.Е.* Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966. 460 с.
3. *Бурмин В.Ю.* Алгоритм определения координат близких землетрясений и скорости распространения сейсмических волн в слое // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 81–90.
4. *Бурмин В.Ю.* Обращение годографа сейсмической волны, распространяющейся от глубинного источника // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 62–71.
5. *Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга – желоб. М.: Наука, 1979. 108 с.
6. *Веденев Е.П., Жидков Н.П.* Применение метода регуляризации к дифференцированию функции одного переменного, заданной таблично // Вычислительные методы и программирование. М.: Изд-во МГУ, 1969. С. 255–262.
7. *Гервер М.Л., Маркушевич В.М.* Определение по годографу скорости распространения сейсмической волны // Вычислительная сейсмология. Вып. 3. М.: Наука, 1967. С. 3–51.
8. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
9. *Закатов П.С.* Курс высшей геодезии. М.: Недра, 1964. 504 с.
10. *Иоси Т.* Структура земной коры в районе Японии по данным поверхностных волн // Глубинная структура дальноостровных морей и островных дуг // Тр. СахКНИИ. Вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972. 1837 с.
11. *Кузин И.П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1977. 132 с.
12. *Матвеева Н.Н., Алексеев А.С.* Машинный поиск вариантов скоростного разреза верхней мантии по совокупности годографов глубокофокусных землетрясений // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Вып. VII. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. С. 130–144.
13. *Окада Х., Судзуки С., Мория Т., Асано С.* Структура земной коры по профилю, проходящему через южную часть о-ва Хоккайдо, Япония // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 56–66.
14. *Ризниченко Ю.В.* Сейсмические скорости в слоистых средах // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1947. Т. XI. № 2. С. 153–172.
15. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
16. *Суворов А.А.* Глубинное строение земной коры южно-охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. 104 с.

17. *Тараканов Р.З.* Годографы волн P и $S-P$ и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над курило-японскими землетрясениями // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1965, № 7. С. 90–102.
18. *Тараканов Р.З., Левый Н.В.* Полнастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. 1967. С. 571–674.
19. *Туезов И.К.* Структура земной коры Охотского и Японского секторов по материалам региональных сейсмических исследований // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг: Материалы 1-го Советско-японского симпозиума, г. Находка // Тр. СахКНИИ. Вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972. С. 129–144.
20. *Федотов С.А., Матвеева Н.Н., Тараканов Р.З. и др.* О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 8. С. 1185–1192.
21. *Худсон Д.* Статистика для физиков. М.: Мир, 1970. 296 с.
22. *Швандюк И.С.* Особенности скоростного строения Курило-Камчатского региона // Сейсмическое районирование Курильских островов, Приамурья и Приморья. Владивосток, 1977. С. 27–39.
23. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Interiors. 1981. V. 25. № 4. P. 297–356.

Институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта, Москва

Поступила в редакцию
17.09.1990