

М. В. НЕВСКИЙ, А. М. ЕШНАТЬЕВА, С. Г. ВОЛОСОВ

## ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

(Представлено академиком М. А. Садовским 24 I 1974)

Изучение характера распределения скоростей сейсмических волн в кристаллической части земной коры является одной из основных задач сейсмических исследований. В последние годы все большее внимание привлекают данные об анизотропии скоростей в кристаллических породах в связи с возможностью получения с их помощью сведений о структурно-текстурных особенностях горных пород, их трещиноватости, о напряженном состоянии и других важных характеристиках среды (<sup>1-4</sup>).

Хорошо известно (<sup>5</sup>) и др.), что кристаллические и метаморфические породы характеризуются сильной неоднородностью в распределении скоростей. Принципиально важной задачей при исследовании анизотропии на подобных объектах является разделение эффектов анизотропии скоростей и неоднородности. В большинстве работ по этой проблеме неоднородность среды не учитывается и эффект анизотропии смешивается с эффектом неоднородности. Лишь в экспериментах по изучению анизотропии верхней мантии в Тихом океане (<sup>6, 7</sup>) учтена неоднородность среды и получены надежные данные по анизотропии. Для кристаллической коры таких данных до последнего времени не опубликовано.

В настоящей работе предложен метод разделения эффектов анизотропии и неоднородности среды при исследованиях азимутальной анизотропии преломленными волнами и приведены экспериментальные данные по анизотропии верхней части кристаллической коры на одном из участков докембрийского фундамента Русской платформы.

Экспериментальные исследования анизотропии скоростей пород докембрийского фундамента по методу преломленных волн проведены в одном из районов Белорусского кристаллического массива. Существующая экспериментальной методики при изучении анизотропии сводится к измерению скоростей в преломляющей среде (фундаменте) по системе радиальных профилей, пересекающихся в одной точке. На каждом из профилей наблюдения проводятся по встречной системе метода преломленных волн, шаг наблюдений по азимуту принят 30°.

Получаемое в результате интерпретации годографов преломленных волн поле скоростей в преломляющей среде в полярных координатах может быть описано функцией  $v(r, z, \alpha)$ . Центр системы координат совмещается с точкой пересечения профилей.

Следуя (<sup>6-8</sup>), представим поле скоростей  $v(r, z, \alpha)$  в виде

$$v(r, z, \alpha) = v_0(z) + b(r, \alpha) + a(\alpha), \quad (1)$$

где  $v_0(z)$  — главная часть поля скоростей, гладкая, слабая функция глубины;  $b(r, \alpha)$  — компонента поля скоростей, описывающая горизонтальную неоднородность среды;  $a(\alpha)$  — компонента поля скоростей, описывающая анизотропию

$$|a(\alpha)|/v(r, z, \alpha) \ll 1, \quad |b(r, \alpha)|/v(r, z, \alpha) \ll 1. \quad (2)$$

Для «неоднородной» компоненты поля скоростей период повторения по азимуту, естественно, составляет  $2\pi$ , т.е.  $b(r, \alpha) = b(r, \alpha \pm 2\pi)$ . Для «анизотропной» компоненты при любом типе анизотропии, в силу выполнения принципа взаимности, период повторения равен  $\pi$ :  $a(\alpha) = a(\alpha \pm \pi)$ .

Не теряя общности, предположим, что

$$\langle a(\alpha) \rangle_\alpha = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi a(\alpha) d\alpha = 0. \quad (2a)$$

Предположение о слабой зависимости  $v_0(z)$  и условия (2) позволяют не учитывать при обработке годографов вертикальной и боковой рефракции сейсмических лучей.

Из поля скоростей (1) выделим анизотропную компоненту  $a(\alpha)$ . Осредним исходное поле  $v(r, z, \alpha)$  по координате  $r$  на базе  $[0, r_i]$ :

$$\langle v(r, z, \alpha) \rangle_r = v_0(z) + \langle b(r, \alpha) \rangle_r + a(\alpha), \quad (3)$$

где

$$\langle v(r, z, \alpha) \rangle_r = \frac{1}{r_i} \int_0^{r_i} v(r, z, \alpha) dr.$$

Используя (2a), выполним осреднение (3) по азимуту на базе  $[0, 2\pi]$ :

$$\langle \langle v(r, z, \alpha) \rangle_r \rangle_\alpha = v_0(z) + \langle \langle b(r, \alpha) \rangle_r \rangle_\alpha. \quad (4)$$

Образует разность

$$\delta v(\alpha) = \langle v(r, z, \alpha) \rangle_r - \langle \langle v(r, z, \alpha) \rangle_r \rangle_\alpha.$$

Из (3) и (4) получаем

$$\delta v(\alpha) = a(\alpha) + \langle b(r, \alpha) \rangle_r - \langle \langle b(r, \alpha) \rangle_r \rangle_\alpha. \quad (5)$$

Выражение (5) показывает, что преобразованное поле скоростей  $\delta v(\alpha)$  есть сумма двух периодических функций:  $a(\alpha)$  с периодом  $\pi$  и  $\langle b(r, \alpha) \rangle_r$  с периодом  $2\pi$ . Для селекции  $a(\alpha)$  используем линейную фильтрацию поля  $\delta v(\alpha)$  с весовой функцией фильтра  $h(\theta)$ , выбранной для выделения периодических компонент с периодом  $\pi$ :

$$\delta^{(1)}v(\alpha) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\theta) \delta v(\alpha - \theta) d\theta. \quad (6)$$

При необходимости операция (6) повторяется  $n$  раз. В результате основная гармоника неоднородной компоненты поля скоростей будет подавлена и  $\delta^{(n)}v(\alpha) \simeq a(\alpha)$ . В качестве  $h(\theta)$  можно использовать весовые функции фильтров для выделения скрытых периодичностей<sup>(9)</sup>.

Найденная при обработке зависимость  $a(\alpha)$  может быть представлена частичной суммой тригонометрического ряда Фурье, в силу указанных выше свойств  $a(\alpha)$ . Поэтому значения коэффициентов тригонометрического ряда Фурье для  $a(\alpha) = a_k$  и  $b_k$  легко получить по методу наименьших квадратов.

По значениям  $a_k$  и  $b_k$  определим принятые в сейсмике (<sup>(10)</sup> и др.) характеристики упругой анизотропии: коэффициент анизотропии  $\kappa$  и направление экстремальной скорости  $\psi_m$ . Коэффициент  $\kappa$  служит мерой степени анизотропности среды, а направление  $\psi_m$  ориентирует найденную анизотропию по азимуту. Воспользовавшись поперечно-анизотропной моделью среды<sup>(11)</sup>, получаем следующие выражения для  $\psi_m$  и  $\kappa$ :

$$\psi_m = \frac{1}{2k} \arctg \left( \frac{b_k}{a_k} \right), \quad k = 1, 2, \dots, n.$$

$$\kappa \simeq 1 + \frac{1}{\langle \langle v \rangle_r \rangle_\alpha} \sum_{k=1}^n a_k' [(-1)^k - 1], \quad a_k' = a_k / \cos(2k\psi_m).$$

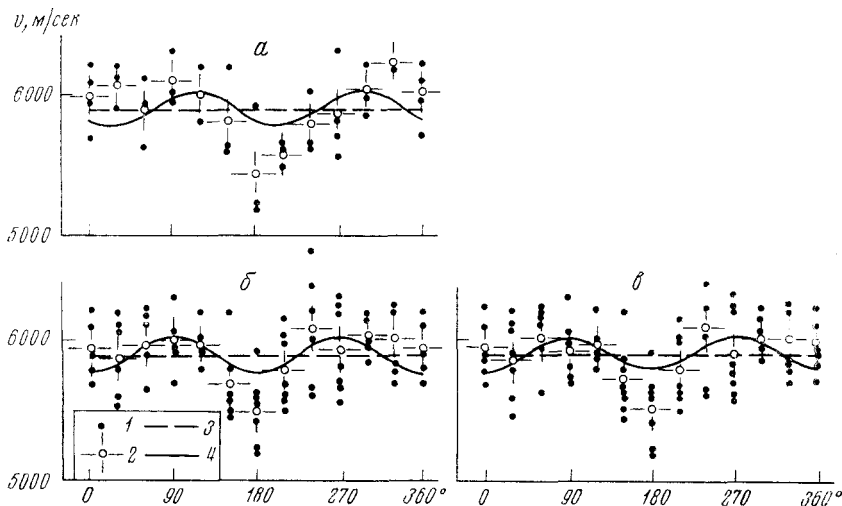


Рис. 1. Зависимость скорости продольных волн  $v$  в кристаллическом фундаменте от азимута  $\alpha$ . 1 — значения поля скоростей  $v(r, z, \alpha)$ , 2 — осредненное поле  $\langle v(r, z, \alpha) \rangle_r$ , 3 — средняя скорость  $\langle \langle v(r, z, \alpha) \rangle_r \rangle_\alpha$ , 4 — анизотропная компонента поля скоростей  $a(\alpha)$

На рис. 1 приведены результаты изучения анизотропии скоростей сейсмических волн в докембрийском фундаменте в одном из районов Белорусского кристаллического массива. Породы фундамента в районе исследований представлены гранитоидами Мостовского гранитного массива. Для этих пород характерна существенная неоднородность в распределении скоростей, приводящая к значительному разбросу точек относительно осредняющей кривой на рис. 1.

Обработка результатов эксперимента проведена по изложенному методу при трех базах осреднения  $r_i$  (табл. 1). Весовая функция  $h(\theta)$  принята равной

$$h(\theta) = 1/2 [\delta(\theta - \pi/2) + \delta(\theta + \pi/2)],$$

где  $\delta(\theta)$  — дельта-функция Дирака. В эксперименте определены коэффициенты  $a_1$  и  $b_1$  основной (первой) гармоники анизотропной компоненты, поскольку коэффициенты последующих гармоник оказываются примерно на порядок меньше и практически не оказывают влияния на значения скорости.

В табл. 1 приводятся значения коэффициента анизотропии  $\kappa$  и азимута минимальной скорости  $\psi_{\min}$ , а также доверительные интервалы для этих

величин с вероятностью 0,7. Существенно, что для всех трех без осреднения величины  $\kappa$  и практически  $\psi_{\min}$  не изменяются. Это свидетельствует о достаточно чистом разделении анизотропии и неоднородности среды и подтверждает существование сейсмической анизотропии фундамента.

Величина коэффициента анизотропии в докембрийском фундаменте до-

стигает 1,05. Максимальные скорости имеют место приблизительно в направлении восток — запад. Приведенные результаты являются прямым экспериментальным доказательством существования сейсмической анизотропии докембрийского фундамента.

Природа установленной анизотропии требует специальных геологоструктурных и петрографических исследований. Среди возможных меха-

Таблица 1

| $r_i$ , км | $\langle \langle v \rangle_r \rangle_z$ , км/сек | $\psi_{\min}$            | $\kappa$         |
|------------|--|--------------------------|------------------|
| 0,2        | 5,90   | $204^\circ \pm 12^\circ$ | $1,04 \pm 0,014$ |
| 0,4        | 5,90   | $180 \pm 10$             | $1,05 \pm 0,010$ |
| 0,6        | 5,89   | $180 \pm 13$             | $1,04 \pm 0,017$ |

низмов, генерирующих анизотропию гранитов Мостовского массива, можно назвать трещиноватость, а также структурно-текстурные особенности этих пород. По геологическим представлениям в формировании Мостовского массива существенную роль играли метасоматические процессы. Следовательно, современные граниты могут наследовать первичную структуру вмещающих метаморфических пород фундамента, что и приводит к заметной анизотропии.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта  
Академии наук СССР  
Москва

Поступило  
14 I 1974

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

<sup>1</sup> Б. П. Беликов, К. С. Александров, Т. В. Рыжова, Упругие свойства породобразующих минералов и горных пород, «Наука», 1970. <sup>2</sup> Е. М. Чесноков, Физика Земли, № 5 (1973). <sup>3</sup> Б. С. Чекин, там же, № 10 (1970). <sup>4</sup> А. Л. Алейников, А. В. Зубков, Н. И. Халевин, ДАН, т. 197, № 1 (1971). <sup>5</sup> И. С. Берзон, Высокочастотная сейсмика, Изд. АН СССР, 1957. <sup>6</sup> R. W. Raitt et al., J. Geophys. Res., v. 74, № 12 (1969). <sup>7</sup> G. V. Morris et al., *ibid.*, v. 74, № 17 (1968). <sup>8</sup> А. В. Николаев, Сейсмика неоднородных и мутных сред, «Наука», 1973. <sup>9</sup> М. Г. Серебрянников, А. А. Первозванский, Выявление скрытых периодичностей, «Наука», 1965. <sup>10</sup> Ф. М. Ляховицкий, М. В. Невский, Физика Земли, № 9 (1970). <sup>11</sup> Ф. И. Федоров, Теория упругих волн в кристаллах, «Наука», 1965.