

Л. П. ВИННИК

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

(Представлено академиком М. А. Садовским 18 III 1970)

Недавно было показано (¹, ²), что в микросейсах тихих внутриконтинентальных районов значительная доля энергии приходится на продольные волны с очень высокой кажущейся скоростью. Хотя уже первые данные позволили предположить (¹), что основным источником микросейсмических продольных волн является волнение поверхности моря, до сих пор о происхождении этих волн неизвестно ничего более определенного. В настоящей заметке представлены некоторые результаты исследования источников микросейсмических продольных волн по материалам анализа структуры микросейсм, уже опубликованным нами ранее (³). Применявшийся метод анализа структуры микросейсм в принципе является разложением случайного поля по волновым числам. Если в статистическом спектре волновых чисел ω_1 и ω_2 имеются экстремумы, то они связаны с существованием в составе поля относительно интенсивных плоских волн. При этом для волны с круговой частотой ν измеряется кажущаяся скорость v и азимут распространения α :

$$v = \nu / \sqrt{\omega_1^2 + \omega_2^2}, \quad \alpha = \arctg(\omega_2/\omega_1).$$

По кажущейся скорости продольной волны можно судить об эпицентральной дистанции. Азимут и эпицентральное расстояние определяют положение источника.

Мы нашли координаты источников продольных волн для 5 записей 4—6-секундных микросейсм, сделанных в различные дни октября 1961 г. с помощью группы станций в районе Усть-Каменогорска. 70% достоверный интервал оценки координат эпицентра при расстоянии порядка 10^4 км ориентировочно определяется как круг радиусом 1500 км. Отметим, что за счет вполне очевидных усовершенствований точность определения эпицентра в этом методе может быть доведена до 300—500 км.

В результате сопоставления эпицентров микросейсмических продольных волн с синоптическими данными установлено, что одним из основных источников этих волн являются тропические циклоны (тайфуны) в Тихом океане. В качестве примера приводится наиболее простой случай. На рис. 1 показана мировая синоптическая карта, относящаяся к 24 час. гринвичского времени 5X.1961 г. По записям микросейсм, сделанным в этот день, уверенно выделяется единственная продольная волна с эпицентром в экваториальной области Тихого океана (эпицентральное расстояние ~ 9000 км). Синоптическая обстановка при этом проста: в большом районе океана, окружающем эпицентральную область, действует единственный источник волнения — тропический циклон Виолетта с центром в точке 18° N , 143° E . Небольшое расхождение в положении тайфуна и эпицентральной области, вероятно, объясняется погрешностью оценки эпицентрального расстояния.

По амплитуде продольной волны можно оценить параметры источника. Для этого воспользуемся выражением для средней интенсивности продольной волны, излучаемой вертикальной силой $P_0 e^{i\nu t}$, приложенной к круглому диску малого диаметра на поверхности твердого полупространства (⁴):

$$\delta W = \pi f^2 m^4 P_0^2 [\Phi(e)]^2 \cos e de / \rho a^3. \quad (1)$$

Здесь δW — средняя интенсивность излучения в лучевую трубку малого раствора de ; угол e отсчитывается от горизонтальной оси и равен $\pi/2$ для оси, направленной вниз; $[\Phi(e)]^2$ — индикатриса излучения, в интересующем нас случае равная приблизительно 0,05; ρ — плотность; a — скорость распространения продольной волны; $f = v/2\pi$; m — отношение скоростей продольных и поперечных волн. Хотя в нашем случае давление приложено к поверхности слоя воды, есть основания полагать, что используемая формула дает достаточно хорошее приближение. С другой стороны, основываясь на формуле работы (2), можем записать

$$\delta W = 2\pi R^2 \sin \Delta \sin e \rho a \bar{V}^2 \exp\left(v \int \frac{dt}{Q}\right) |d\Delta|. \quad (2)$$

Здесь R — радиус Земли; Δ — эпицентральное расстояние; \bar{V}^2 — средний квадрат скорости смещения в падающей продольной волне в месте наблю-



Рис. 1. Условные обозначения: 1 — давление в мб; 2 — эпицентральная область; 3 — группа сейсмических станций; 4 — сейсмическая зона тени

дения; t — время пробега вдоль луча; Q — добротность среды. Кроме того, имеем (6)

$$\frac{\sin e}{\cos e} \left| \frac{d\Delta}{de} \right| = \frac{R (\operatorname{tg}^2 e - \sin^2 e)^{1/2}}{a |d^2 T / d\Delta^2|}, \quad (3)$$

где $d^2 T / d\Delta^2$ — 2-я производная годографа продольной волны.

Используя (1), (2) и (3), получим

$$P_0^2 = \frac{2R^2 \rho^2 a^3 \bar{V}^2 \sin \Delta \exp\left(v \int \frac{dt}{Q}\right) (\operatorname{tg}^2 e - \sin^2 e)^{1/2}}{[\Phi(e)]^2 / m^4 |d^2 T / d\Delta^2|}.$$

Подставляя в эту формулу значения ρ , a , m для средних параметров земной коры; значения $\sin \Delta$, $\operatorname{tg} e$, $\sin e$, $|d^2 T / d\Delta^2|$, $\int \frac{dt}{Q}$ для $\Delta = 80^\circ$; $f = 0,2$ гц, $\bar{V}^2 = 10^{-11}$ см² сек⁻² по результатам наших наблюдений, получим $P_0 \approx 6,5 \cdot 10^{16}$ дин.

Воспользуемся известной теорией возбуждения микросейсм встречными гравитационными волнами на поверхности моря (⁷). Область шторма может быть разбита на большое число независимых малых излучателей. Суммарная сила зависит от полной площади шторма S , средней высоты волн во встречных группах h и площади Ω , занимаемой каждой группой на плоскости волновых чисел. При этом

$$P_0 \approx 4\pi\rho_0 h^2 v_0^2 (S/\Omega)^{1/2}. \quad (4)$$

Здесь $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$ — плотность воды; $v_0 = 2\pi/T_0$, T_0 — средний период морских волн. В центральной части циклона энергия волн должна быть распределена приблизительно равномерно между всеми направлениями; положим, что диапазон периодов волн заключен между 8 и 12 сек. При этом $\Omega = 0,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-2}$, $v_0 \approx 0,63 \text{ сек}^{-1}$. Подставляя в (4) $P_0 = 6,5 \cdot 10^{10}$ дин, найдем $h^2 S^{1/2} \approx 5,8 \cdot 10^{12} \text{ см}^3$. Полагая в частности, $h = 3 \cdot 10^2 \text{ см}$, найдем $S \approx 4 \cdot 10^{45} \text{ см}^2 = 4 \cdot 10^5 \text{ км}^2$. Эти оценки находятся в хорошем соответствии с реальными масштабами явления.

Известно, что вертикальная сила, приложенная к поверхности твердого полупространства, 68% сейсмической энергии отдает в волну Рэлея и лишь 7% — в продольную волну (⁴). Присутствие слоя воды увеличивает отдачу энергии в поверхностную волну примерно на порядок. Геометрическое расхождение фронта и связанное с ним убывание амплитуды с расстоянием для поверхностной волны существенно меньше, чем для продольной. Тем не менее, большое время пробега, низкая добротность и изменчивое строение земной коры приводят к полному затуханию поверхностной волны, если источник расположен далеко в океане. Именно этим объясняется неудача многочисленных попыток раннего обнаружения циклонов над океаном по поверхностным волнам. К тому же наблюдения в большинстве случаев проводились вблизи от берега; при этом высокий уровень шумов прибрежного происхождения препятствовал выделению более слабых волн от удаленных источников.

Отличие наших результатов обусловлено тем, что наблюдения проводились в центре континента, где влияние помех — поверхностных волн прибрежного происхождения — свелось к минимуму. Кроме того, был применен более эффективный метод анализа записи.

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

Поступило
10 III 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Л. П. Винник, ДАН, 162, № 5 (1965). ² L. P. Vinnik, Papers, Presented at the 9th Ass. of the ESC, København, 1966. ³ Л. П. Винник, Структура микросейсм и некоторые вопросы методики группирования в сейсмологии, «Наука», 1968. ⁴ G. F. Miller, H. Pursey, Proc. Roy. Soc. A, 233, № 1192 (1955). ⁵ С. Я. Коган, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5 (1960). ⁶ К. Е. Буллен, Введение в теоретическую сейсмологию, М., 1966. ⁷ M. S. Longuet-Higgins, Phil. Trans. Roy. Soc., A243, 857, 1 (1950).