S. I. Aleksandrov, L. N. Rykunov, Noise monitoring in Southern Iceland,
Dokl. Akad. Nauk, 1992, Volume 326, Number 5, 808–810

Доклады Академии наук
1992. Том 326, № 5

УДК 550.34

ГЕОФИЗИКА

© С.И. АЛЕКСАНДРОВ, член-корреспондент РАН Л.Н. РЫКУНОВ

ШУМОВОЙ МОНИТОРИНГ В ЮЖНОЙ ИСЛАНДИИ

В последнее время в сейсмологии и прикладной сейсмике развиваются исследования экзогенных и эндогенных сейсмических шумов. Шумовые волновые поля различной природы используются при изучении отклика литосферы на лунно-солнечные приливы и землетрясения, при картировании гидротермальных полей и для локализации рассеивающих неоднородностей среды [1–4].

В этой статье приводятся первые результаты режимных наблюдений микросейсмической активности в Южной Исландии. Основная задача исследований заключалась в выделении шумовых зон глубинного происхождения и анализе их эволюции в сопоставлении с местной сейсмичностью.

Район Южной Исландии характеризуется высокой сейсмической активностью, свойственной вулканическим рифтовым зонам. В рассматриваемый промежуток времени (июль–август 1991 г.) ежесуточно наблюдались рои слабых мелкофокусных местных землетрясений с доминирующей глубиной очага в диапазоне 3–7 км.

Для мониторинга использовалась стационарная сейсмологическая сеть SIL исландской метеорологической службы, состоящая из 8 цифровых станций с трехкомпонентной регистрацией. Наблюдения микросейсм осуществлялись в полночь с 20 июля по 5 августа интервалами по 2 минуты. Основная интенсивность зарегистрированных шумов заключена в полосе частот 0,25–2 Гц.

Выделение глубинных шумовых источников осуществлялось при помощи адаптивной фокусировки волнового поля во внутренние точки среды по методу максимального правдоподобия [5]. Интенсивность шумовых источников оценивалась при помощи следующего соотношения:

$$E(f, \mathbf{r}) = 1/(\mathbf{d}^*(f, \mathbf{r})\,\mathbf{C}^{-1}(f)\,\mathbf{d}(f, \mathbf{r})),$$

где f – частота, $\mathbf{r}$ – радиус-вектор точки анализа, $\mathbf{C}(f)$ – матрица взаимных спектральных плотностей для компонент $3N$-мерного волнового процесса, зарегистрированного в N точках приема, $\mathbf{d}(f, \mathbf{r})$ – направляющий вектор, элементы которого определяются на основе фактической модели распространения волн с учетом геометрического расхождения, фазовых характеристик, углов выхода лучей и других факторов [4]. При трассировке лучей использовалась градиентная скоростная модель среды, построенная по сейсмологическим данным и ГСЗ [6, 7]. Согласно спектрам микросейсм при анализе задавался частотный диапазон 0,5–2 Гц с косинусоидальной весовой функцией, что соответствует центральной частоте f = 1,25 Гц.

На рис. 1 показаны результаты шумового мониторинга в июле–августе 1991 г. и схема расположения сети станций. Отдельный кадр представляет собой изображение пространственного распределения интенсивности шумового излучения на глубине 5 км в горизонтальном сечении размером 100 км (долгота 21,75–19,725°) на 70 км (широта 63,65–64,29°). Глубина анализа соответствует области максимальной концентрации очагов землетрясений (их эпицентры отмечены звездочками; глубина очагов 0–10 км, реже – до 20 км). Сплошной изолинией оконтурены участки с

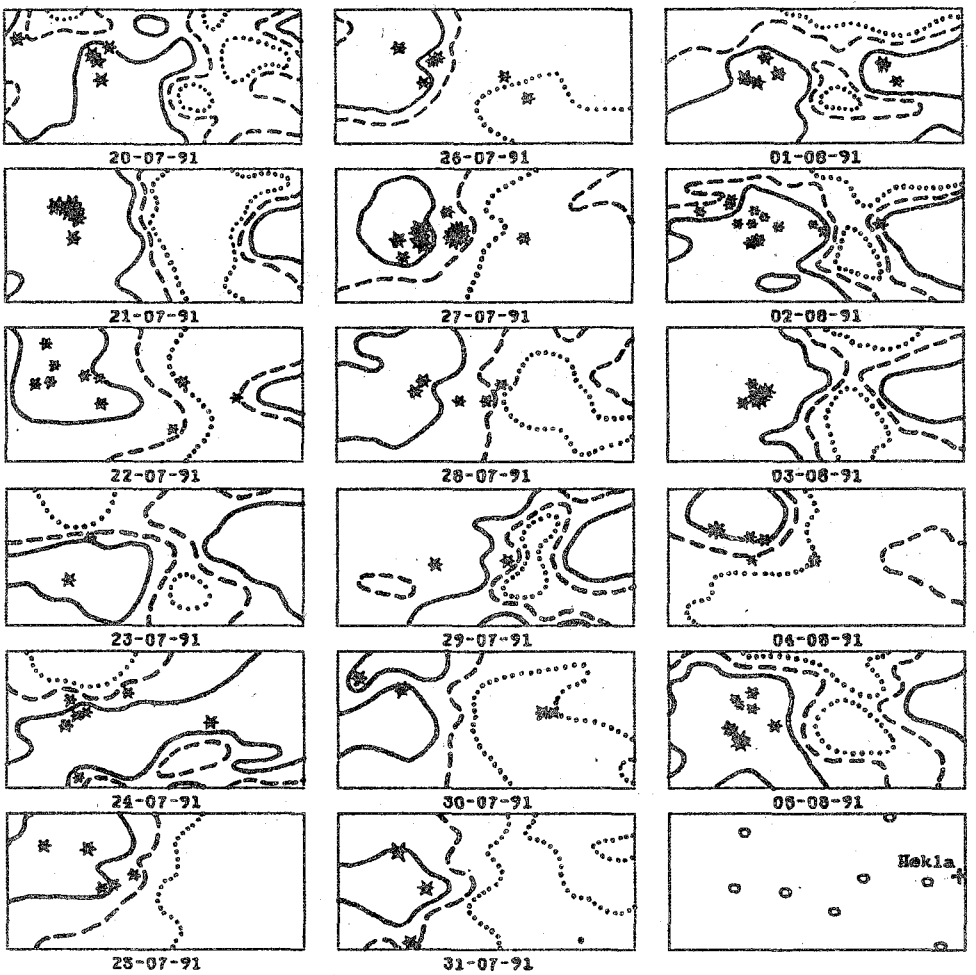

Рис. 1. Пространственное распределение интенсивности шумового излучения в горизонтальном сечении на глубине 5 км в июле–августе 1991 г. в Южной Исландии. Пунктирной, штриховой и сплошной изолиниями показаны три уровня по возрастанию интенсивности. Звездочками отмечены эпицентры мелкофокусных землетрясений, наблюдавшихся в течение суток после момента регистрации шумов; в правом нижнем углу показана схема расположения станций сейсмологической сети SIL и вулкана Гекла (отмечен кристиком)

повышенной интенсивностью шума. Максимальный уровень глубинного шума по отношению к суммарной интенсивности шумового поля на поверхности составляет 10–20%.

Как видно, на большинстве временных кадров в левой части окна анализа выделяется относительно стабильная зона повышенного уровня микросейсм. В этой же области наиболее часто отмечаются рои местных землетрясений. Аналогичное соответствие наблюдается для большинства отдельных землетрясений, произошедших в течение суток до и после момента регистрации шумов. Так, в дни повышенной сейсмической активности, когда в течение суток (после момента регистрации шумов) наблюдалось не менее 10 землетрясений, число событий в окрестности шумовых зон по отношению к общему числу событий выглядит следующим образом (см. рис. 1): 22 и 27 июля – соответственно 7 из 10 и 23 из 28; 2, 3 и 5 августа –

соответственно 11 из 15, 16 из 17 и 10 из 10. В спокойные дни это отношение изменяется в более широком диапазоне, однако в общем сохраняется приуроченность роев мелкофокусных землетрясений к наиболее шумящим зонам вулканической рифтовой долины.

По-видимому, такой характер эволюции шумовых зон связан с форшоковой и афтершоковой микросейсмической активностью среды, обусловленной спонтанными трещками (микроземлетрясениями) при концентрации тектонических напряжений в очаговых зонах. Отметим, что другим возможным источником глубинного шума в рассматриваемом районе является подземная вулканическая активность (шумовое пятно в центре правой границы окна анализа соответствует координатам вулкана Гекла).

На основании полученных результатов можно сделать вывод о принципиальной возможности пространственно-временной локализации зон с повышенной сейсмичностью при помощи шумового мониторинга, а выделяемые при этом глубинные шумы, обусловленные подготовкой и последствиями землетрясений, можно рассматривать в качестве краткосрочного предвестника.

Авторы выражают свою признательность руководителю проекта SIL исландской метеорологической службы Р. Стефенссону (R. Stefansson, chief af geophysical division, Icelandic Meteorological Office) за любезно предоставленные экспериментальные материалы.

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

Поступило
13 VII 1992

ЛИТЕРАТУРА

1. *Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 11, с. 72–77. 2. *Троицкий П.А.* – В кн.: Проблемы нелинейной сейсмики. М.: Наука, 1987, с. 215–226. 3. *Шубик Б.М., Киселевич В.Л., Николаев А.В., Рыкунов Л.Н.* В кн.: Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. М.: Наука, 1991, с. 143–158. 4. *Александров С.И., Узунов Д.П.* В кн.: Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. М.: Наука, 1991, с. 158–170. 5. *Кейпон Дж., Гринфельд С., Колкер В.* – ТИИЭР, 1967, т. 55, № 2, с. 66–83. 6. *Zverev S.M., Litvinenko I.V., Palmason G. et al.* – J. Geophys, 1980, vol. 47, p. 202–210. 7. *Зверев С.М., Литвиненко И.В., Лизинский М.Д. и др.* Структура земной коры Юго-Западной Исландии по сейсмологическим данным. М.; 1985. 219 с.