

## Сейсмічна добротність земної кори північної частини Українського щита

© Ю. А. Андрущенко, В. І. Осадчий, О. І. Лящук, В. В. Грабченко, 2016

Головний центр спеціального контролю НЦУВКЗ ДКА України, смт Городок, Україна  
Надійшла 30 березня 2016 р.

Представлено членом редколегії О. В. Кенджерою

По записам поверхностних кода-волн от сейсмических событий в районе г. Кривой Рог получены значения добротности ( $Q$ ), частотного параметра ( $n$ ) и коэффициента затухания ( $\delta$ ) сейсмических волн в земной коре северной части Украинского щита. Для определения добротности использованы цифровые записи сейсмических сигналов из района Кривого Рога, полученные сетью сейсмических наблюдений Главного центра специального контроля (ГЦСК) в течение последних 10 лет. Эмпирическая зависимость  $Q_c(f)$  для северной части Украинского щита использована при уточнении формулы расчета магнитуды по поверхностной  $L_g$ -волне, являющейся основой надежных магнитудных оценок региональных сейсмических событий. Сделан вывод о современном уровне тектонической активности в исследуемом регионе.

**Ключевые слова:** кода-волны, сейсмическая добротность, затухание.

**Вступ.** Сейсмічна добротність  $Q$  є безрозмірним параметром, що описує затухання сейсмічної енергії під час проходження хвилі у геологічному середовищі. Цей параметр необхідний для розрахунку енергетичних характеристик сейсмічних джерел, розрахунку штучних сигналів, вивчення макросейсмічних проявів сильних землетрусів тощо. Для визначення добротності середовища використовують як активні («просвічування» за допомогою вибухів, віброджерел та ін.), так і пасивні (обробка записів землетрусів та мікросейсм) методи. Хоча обидва підходи мають свої переваги та недоліки, здебільшого перевагу віддають останньому. Під час обробки сейсмограм землетрусів сейсмічна добротність може бути оцінена як за прямими хвилями ( $P$ - та  $S$ -хвилі), так і за кода-хвилями. У дослідженні використано підхід до оцінки сейсмічної добротності північної частини Українського щита за поверхневою  $L_g$ -хвилею.

Вперше можливість визначення параметрів затухання за кодою (як і природи кода-хвиль) розглянута у статтях [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975]. Для пояснення існування кода-хвиль дослідник запропонував модель одноразового розсіювання, згідно з якою кода-хвилі, записані на сейсмограмі локального землетрусу, розглядають як суперпозицію одноразово розсіяних хвиль, генерованих численними неоднорідностями, випадково розподіленими в земній корі і верхній мантії [Aki, 1969; Aki,

Chouet, 1975; Rautian, Khalturin, 1978]. При цьому сейсмічна енергія в кода-хвилях зменшується внаслідок геометричної розбіжності, внутрішнього затухання і розсіювання в міру проходження через середовище, що дає змогу кількісно розрахувати сейсмічну добротність. Спостереження показали, що спектр кода-хвиль слабких землетрусів поблизу джерела не пов'язаний з магнітудою землетрусу і відстанню між станцією і гіпоцентром, але залежить від вибору часового вікна відносно часу у джерелі [Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977]. Цей факт підтверджує припущення про те, що кода на сейсмограмі виникає внаслідок розсіювання сейсмічних хвиль у середовищі на ділянці між джерелом і приймачем.

**Метод і матеріали.** У моделі одноразового розсіювання [Aki, Chouet, 1975] кода-хвилі розглянуто як суперпозиції об'ємних хвиль, відбитих від випадково розподілених у середовищі неоднорідностей. Амплітуда коди з часом зменшується внаслідок затухання енергії і геометричного розходження і не залежить від характеристик вогнища землетрусу. Зазвичай добротність збільшується з частотою, згідно з [Mitchell, 1981]:

$$Q_c(f) = Q_0 \left( \frac{f}{f_0} \right)^n, \quad (1)$$

де  $Q_c(f)$  — добротність середовища за кодою;  $Q_0$  — добротність на деякій референтній частоті

$f_0$  (як правило, 1 Гц);  $n$  — частотний параметр, близький до одиниці, змінюється від регіону до регіону залежно від неоднорідності середовища [Акі, 1981]. Співвідношення (1) показує, що затухання сейсмічних хвиль з часом (відстанню джерела) змінюється зі зміною частоти. Амплітуди сигналу в міру поширення від джерела зменшуються унаслідок затухання хвиль і геометричної розбіжності. Амплітуду кода-хвилі в момент часу  $t$  від часу в джерелі для сейсмограми, відфільтрованої на центральній частоті  $f$ , пов'язуємо з добротністю таким співвідношенням [Акі, Chouet, 1975]:

$$A(f, t) = W(f)e^{-\alpha} \exp\left[\frac{-\pi f t}{Q_c(f)}\right], \quad (2)$$

де  $\alpha$  — показник степеневі функції (для об'ємних хвиль  $\alpha=1,0$  [Sato, Fehler, 1998]);  $W(f)$  — часова функція джерела. Прологарифмувавши і перетворивши вираз (2), дістанемо

$$\ln(A(f, t)t) = \ln(W(f)) - \frac{\pi f t}{Q_c(f)}.$$

Для визначення добротності використано цифрові записи сейсмічних сигналів з району

Кривого Рогу (табл. 1), отримані мережею сейсмічних спостережень Головного центру спеціального контролю (ГЦСК) протягом останніх 10 років.

Використано вертикальні ( $z$ ) елементи Автоматизованого комплексу апаратури сейсмічного групування (АКАСГ), що в науковій періодиці також має назву Української сейсмічної групи (УСГ), сейсмічних станцій «Малин», «Кам'яний Брід» і «Любар». Територіально всі вимірювальні елементи знаходяться в Житомирській обл. Вихідними параметрами для розрахунку добротності є визначені параметри сигналу та встановлення вікна кода-хвилі (рис. 1).

На сигналограмі позначено час у джерелі та довжину оброблюваної кода-хвилі. Початок кода-хвилі на сейсмограмі дорівнює подвійному часу пробігу  $L_g$ -хвилі. Максимальну тривалість вікна кода-хвилі вибрано 115 с, виходячи із співвідношення сигнал/шум більше чотирьох. Приклад запису кода-хвилі показано на рис. 2.

Порядок розрахунку добротності такий:

- фільтрація на вибраній частоті;
- виділення кода-хвилі;
- конвертування і згладжування (побудова

**Т а б л и ц я 1.** Перелік сейсмічних сигналів, використаних для розрахунку добротності земної кори північної частини Українського щита

№ з/п	Дата	Час	Координати		Магнітуда
			$\varphi^\circ$ N	$\lambda^\circ$ E	
1	25.12.2007	04:09:33	48,07	33,45	3,7
2	11.10.2008	17:16:42	48,42	33,56	3,0
3	26.02.2010	11:00:02.	48,4	33,63	3,0
4	13.06.2010	03:58:04	48,2	33,36	3,9
5	14.01.2011	05:03:13	48,04	33,3	3,5
6	27.01.2011	11:00:29	48,57	33,6	3,1
7	10.02.2011	11:00:32	48,38	33,35	3,2
8	17.02.2012	09:00:27	47,79	33,49	3,3
9	15.03.2012	11:00:00	48,43	33,65	3,1
10	31.03.2012	04:00:37	48,71	33,32	3
11	12.04.2012	10:00:20	48,53	33,7	3,2
12	17.06.2012	04:03:13	48,06	33,5	3,2
13	17.11.2012	05:15:29	47,91	33,34	3,0
14	22.12.2012	05:15:20	48,2	33,4	3,0
15	11.04.2013	09:59:41	48,47	33,67	3,1
16	12.04.2013	08:01:35	47,91	33,2	3,3
17	23.06.2013	21:16:34	48,1	33,43	4,5
18	28.03.2014	09:02:33	48,1	33,45	2,9
19	28.08.2014	11:59:48	47,9	33,36	2,8
20	18.09.2014	10:00:15	48,1	33,4	3,0

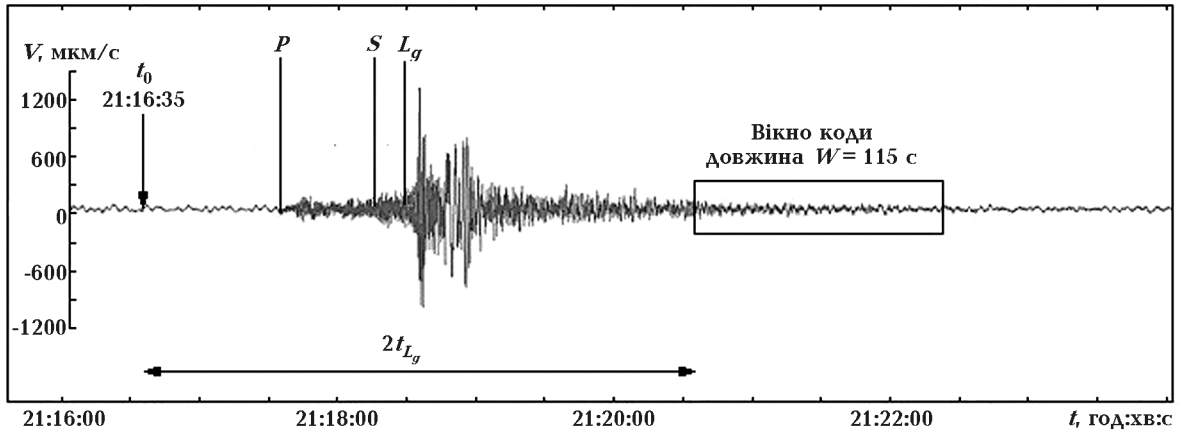


Рис. 1. Приклад запису сейсмічної події 23.06.2013 у районі м. Кривий Ріг, сейсмічна станція «Малин».

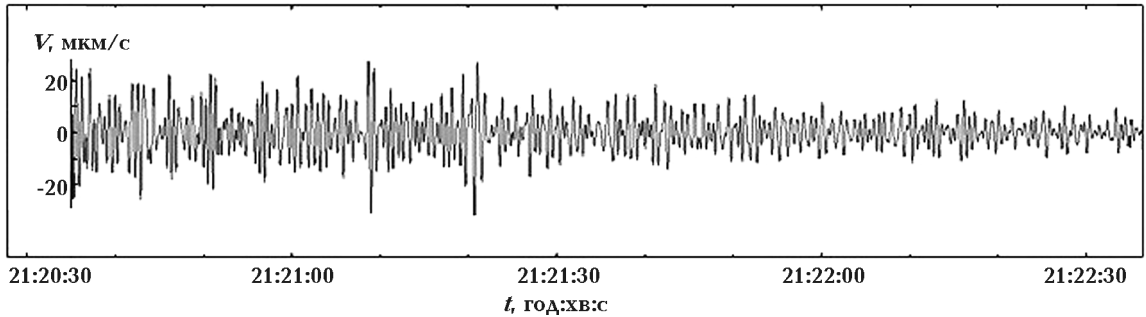


Рис. 2. Приклад запису кода-хвилі  $L_g$ -сигналу 23.06.2013 р., відфільтрованого у смузі частот 1—2 Гц, сейсмічна станція «Малин».

обвідної);

- побудова регресії;
- визначення кутового коефіцієнта;
- перерахунок кутового коефіцієнта у добротність.
- за рекомендаціями [Summary..., 2013], із визначення магнітуди за поверхневою  $L_g$ -хвилею, значення добротності розраховано за кодою на двох центральних частотах:  $1,5 \pm 0,5$  та  $3 \pm 1$ .

Конвертувавши значення амплітуд (кількість відліків) кода-хвилі та використавши спосіб найменших квадратів і метод Крамера, визначимо кутовий коефіцієнт лінійної регресії:

$$\ln(A(f, t)t^{0,5}) = c - b \cdot t,$$

де  $b$  — кутовий коефіцієнт лінійної регресії:

$$b = \frac{\pi f}{Q_c(f)}; \quad c = \ln(W(f)).$$

Звідси

$$Q_c(f) = \frac{\pi f}{b}.$$

На рис. 3 показано приклади конвертованої сигналорами кода-хвилі та графіка простої лінійної регресії.

Коефіцієнт загасання  $\delta$  визначимо у такий спосіб:

$$\delta = \frac{\pi f}{v Q_c},$$

де  $f$  — частота;  $v$  — групова швидкість;  $Q_c$  — добротність.

Значення кутового коефіцієнта, добротності, частотного параметра та коефіцієнта загасання (на частоті  $f = 1$  Гц,  $v = 3,5$  км/с) для вибраних сейсмічних станцій наведено у табл. 2.

Результати розрахунків добротності геологічного середовища північної частини Українського щита добре корелюють зі значеннями добротності для різних регіонів Євразії [Mitchell et al., 1997] (рис. 4).

Зіставлення характеристик загасання сейсмічних хвиль для різних регіонів авторами роботи [Mak et al., 2004] показало, що низькі значення добротності ( $Q < 200$ ) спостерігаються для тектонічно активних регіонів світу, високі

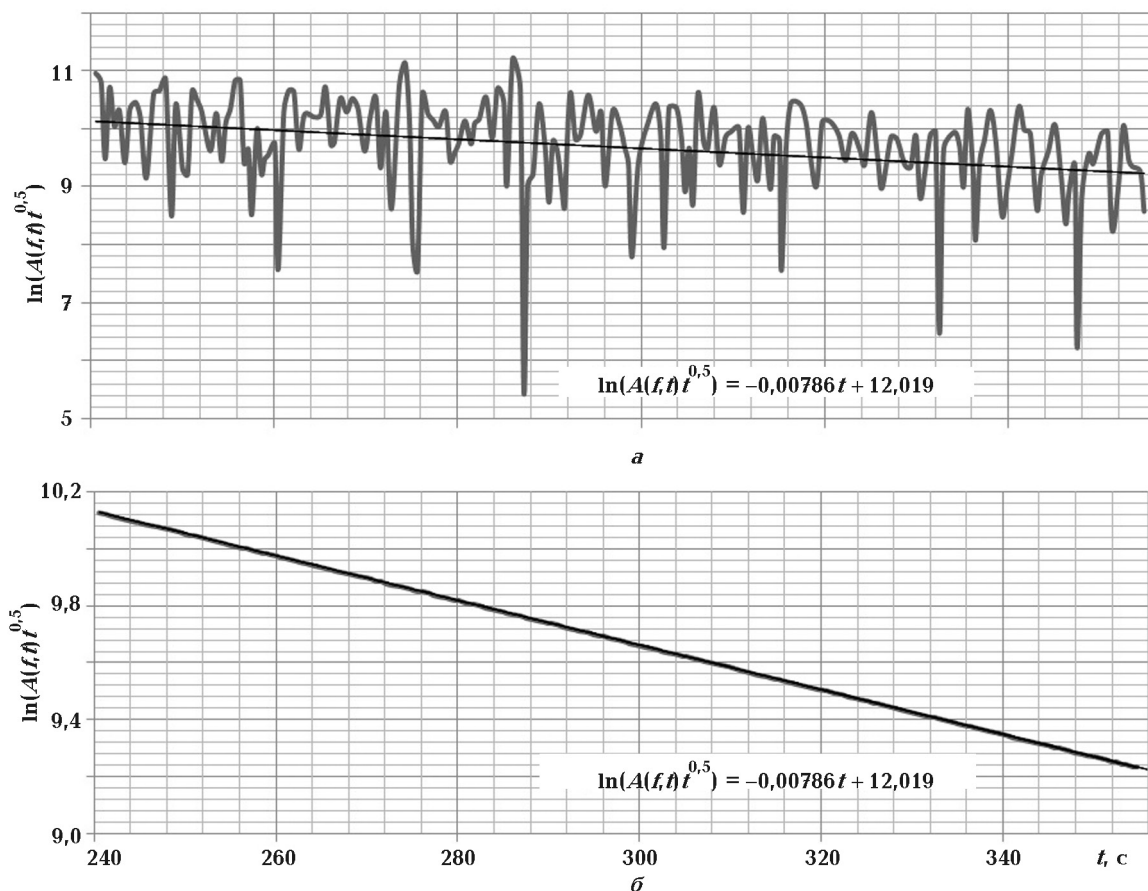


Рис. 3. Графік обвідної (а) та регресії (б) кода-хвилі сигналу 23.06.2013 в смузі частот 1—2 Гц.

Т а б л и ц я 2. Значення параметрів для сейсмічних станцій

Станція	Частота						
	1,5 Гц		3 Гц		1 Гц*		
	<i>b</i>	<i>Q<sub>c</sub></i>	<i>b</i>	<i>Q<sub>c</sub></i>	<i>Q<sub>o</sub></i>	<i>n</i>	<i>δ</i>
АККВz	0,00786	599	0,01006	936	462	0,64	0,00194
АК01	0,008	589	0,01143	824	484	0,48	0,00185
АК14	0,0082	575	0,01206	781	480	0,44	0,00187
АК21	0,00793	594	0,01166	808	496	0,44	0,00181
Сейсмічна станція «Кам'яний Брід»	0,00808	583	0,01125	838	472	0,52	0,0019
Сейсмічна станція «Любар»	0,0082	575	0,01056	892	444	0,63	0,002

\* Для всіх станцій на частоті 1 Гц *Q<sub>c</sub>* дорівнює 473±16, *n* — 0,53±0,08.

(*Q* > 600) — для стабільних, проміжні значення (*Q* = 200÷600) — для районів з помірною тектонічною активністю. Таким чином, територія пів-

нічної частини Українського щита відповідає категорії районів з помірною тектонічною активністю. Показник залежності добротності від

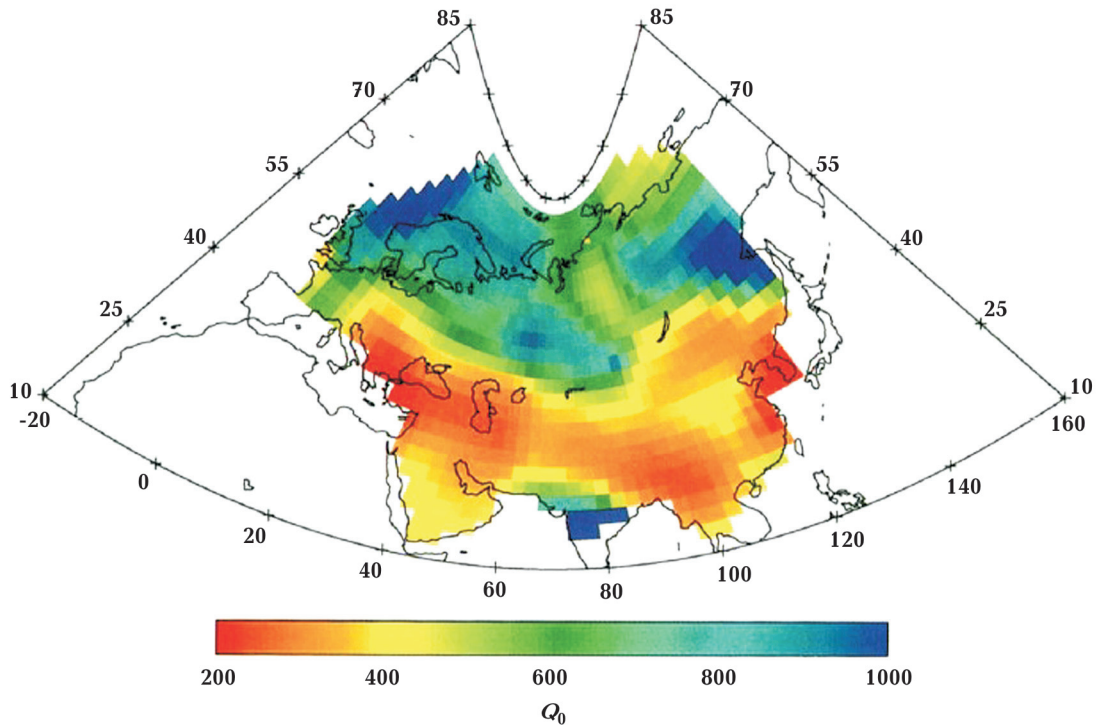


Рис. 4. Карта добротності геологічного середовища для різних регіонів Євразії [Brian, 1997].

частоти  $n$  (або частотний параметр) у рівнянні (1) також характеризує середовище і збільшується з інтенсивністю тектонічної активності регіону [Акі, 1981]. Значення частотного параметра варіюють від  $n < 0,5$  для стабільних регіонів до  $n = 0,3 \div 0,8$  для районів з помірно тектонічною активністю,  $n > 0,8$  для тектонічно активних регіонів [Мак et al., 2004]. Спостерігаються помітні просторово-часові варіації параметрів  $Q$  і  $n$ , що відображають геодинамічні процеси, які відбуваються в літосфері, і можуть бути пов'язані з підготовкою сильного землетрусу та міграцією флюїдів [Аптікаев, 1991; Копнічев, Соколова, 2003].

**Визначення магнітуди сейсмічних джерел з району Кривого Рогу за поверхневими  $L_g$ -хвилями.** Магнітуда  $M$  — відносна енергетична характеристика землетрусу — є логарифмом максимальної швидкості коливань земної поверхні або логарифмом максимальних зміщень у сейсмічних хвилях різного типу, обрахованим від деякого умовного рівня, що відповідає слабкому поштовху, магнітуду якого прийнято за нуль.

Максимальна магнітуда землетрусу становить близько 9 балів, що відповідає енергії  $10^{19}$  Дж.

Існує декілька методів визначення магнітуд

ди на локальних, регіональних і телесеїсмічних відстанях за різними типами сейсмічних хвиль [Шаров и др., 2007].

Амплітуда хвиль  $L_g$  домінує на сейсмічних записах від джерел з району Кривого Рогу. Через стабільність відношень амплітуда/відстань для хвиль  $L_g$  у континентальних районах ця фаза прийнятна для надійних магнітудних оцінок регіональних подій.

Згідно з рекомендаціями Робочої групи Міжнародної асоціації сейсмології і фізики надр Землі, магнітуду за поверхневою хвилею  $L_g$  визначають за формулою [Summary..., 2013]:

$$m_{b-L_g} = \log(A) + 0,833 \log(r) + 0,4343\delta(r - 10) - 0,87.$$

Тут  $A$  — максимальна амплітуда, нм;  $r$  — гіпоцентральною відстань до джерела, км;  $\delta$  — коефіцієнт загасання,  $\text{км}^{-1}$ , що пов'язаний з добротністю  $Q$  рівнянням

$$\delta = \frac{\pi}{QvT},$$

де  $v$  — групова швидкість (для вибраних станцій  $v = 3,5$  км/с);  $T$  — період, що відповідає максимальній амплітуді (в діапазоні від 0,7 до 1,3 с).

Параметр  $\delta$  залежить від будови земної кори, його визначають спеціально для регіону,

в якому використовуватимуть величину  $m_b-L_g$ .

Для регіону Кривого Рогу, враховуючи обчислене значення добротності, формула розрахунку магнітуди за поверхневою хвилею  $L_g$  має вигляд

$$m_{b-L_g} = \log(A) + 0,833 \log r + 0,000262 \frac{\pi}{T^{0,47}} (r - 10) - 0,87.$$

**Висновки.** На підставі аналізу кода-хвиль записів землетрусів у районі м. Кривий Ріг розраховано параметри загасання: сейсмічну добротність ( $Q$ ), частотний параметр ( $n$ ) і коефіцієнт загасання ( $\delta$ ) сейсмічних хвиль. Отри-

мано функціональна залежність добротності від частоти:

$$Q_c(f) = 473 \pm 16 f^{0,53 \pm 0,06}.$$

Визначена добротність геологічного середовища ( $Q=473 \pm 16$ ) підтверджує висновок, що північна частина Українського щита належить до категорії районів з помірною тектонічною активністю.

Отриману емпіричну залежність  $Q_c(f)$  для північної частини Українського щита використано для уточнення формули розрахунку магнітуди за поверхневою  $L_g$ -хвилею, що є основою надійних магнітудних оцінювань регіональних подій.

### Список літератури

- Аптикаева О. И. Частотная зависимость и пространственно-временные вариации добротности по записам аппаратуры ЧИСС и СКМ в районе Гармского полигона. Землетрясения и процессы их подготовки. Москва: Наука, 1991. С. 153—164.
- Копничев Ю. Ф., Соколова И. Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня. *Физика Земли*. 2003, № 5. С. 73—86.
- Шаров Н. В., Маловичко А. А., Шукин Ю. К. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 2: **Микросейсмичность**. Петро-авдск: КарНЦ РАН, 2007. 96 с.
- Aki K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* 74, 615—631.
- Aki K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1687—1700.
- Aki K., Chouet B., 1975. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322—3342.
- Mak S., Chen L. S., Chandler A. M., Koo R., 2004. Coda Q estimates in the Hong Kong region. *J. Asian Earth Sci.* (24), 127—136.
- Mitchell B., 1981. Regional variation and frequency dependence of  $Q_b$  in the crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1531—1538.
- Mitchell B. J., Pan Y., Xie J., Cong L., 1997. Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution. *J. Geophys. Res.* 102, 22,767—22,779.
- Rautian T. G., Khalturin V. I., 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923—948.
- Sato H., 1977. Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *J. Geophys. Res.* 25, 27—41.
- Sato H., Fehler M., 1998. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Springer, Berlin, 308 p.
- Sato H., Fehler M. C., Maeda T., 2009. Seismic Wave Propagation and Scattering in The Heterogeneous Earth. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 494 p.
- Summary of magnitude working group recommendations on standard procedures for determining earthquake magnitudes from digital data. 2013.

## Seismic good quality of the Earth crust of the northern part of the Ukrainian Shield

© Yu. A. Andrushchenko, V. I. Osadchyy, O. I. Lyashchuk, V. V. Hrabchenko, 2016

According to the records of superficial coda-waves from seismic events in the Kriviy Rig area receive value, quality factor ( $Q$ ), frequency parameter ( $n$ ) and attenuation factor ( $\delta$ ) of seismic waves

in earth's crust of northern part Ukrainian shield have been obtained. To determine the quality factor digital recording of seismic signals from the area of Kriviy Rig produced network of seismic observations of the Main center of the special control (MCSK) over the last 10 years were used. The resulting empirical relationship for the northern part of the Ukrainian shield  $Q_c(f)$  was used to clarify the formula for calculating the magnitude of the surface on the  $L_g$ -wave. Based on these data, the conclusion on the present level of tectonic activity in the study areas has been made.

**Key words:** coda-waves, quality factor, attenuation.

## References

- Aptikaeva O. I.*, 1991. Frequency dependence and the spatial and temporal variations of the  $Q$  pozapisyam equipment ChISS and SCM in the area of Garm test site. Earthquakes and their preparation processes. Moscow: Nauka, P. 153—164 (in Russian).
- Kopnichen Yu. F., Sokolova I. N.*, 2003. Spatial and temporal variations of the field absorption  $S$ -waves in the focal zones of strong earthquakes of Tien Shan. *Fizika Zemli.* (5). 73—86 (in Russian).
- Aki K.*, 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* 74, 615—631.
- Aki K.*, 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1687—1700.
- Aki K., Chouet B.*, 1975. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322—3342.
- Mak S., Chen L. S., Chandler A. M., Koo R.*, 2004. Coda  $Q$  estimates in the Hong Kong region. *J. Asian Earth Sci.* (24), 127—136.
- Mitchell B.*, 1981. Regional variation and frequency dependence of  $Q_b$  in the crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1531—1538.
- Mitchell B. J., Pan Y., Xie J., Cong L.*, 1997.  $L_g$  coda  $Q$  variation across Eurasia and its relation to crustal evolution. *J. Geophys. Res.* 102, 22,767—22,779.
- Rautian T. G., Khalturin V. I.*, 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923—948.
- Sato H.*, 1977. Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *J. Geophys. Res.* 25, 27—41.
- Sato H., Fehler M.*, 1998. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Springer, Berlin, 308 p.
- Sato H., Fehler M. C., Maeda T.*, 2009. Seismic Wave Propagation and Scattering in The Heterogeneous Earth. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 494 p.
- Sharov N. V., Malovichko A. A., Shchukin Ju. K.*, 2007. Earthquakes and microseismicity in modern geodynamics of the East European platform problems. Book 2: Microseismicity. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 96 p. (in Russian).
- Summary of magnitude working group recommendations on standard procedures for determining earthquake magnitudes from digital data.* 2013.