

УДК 504+528+550+551+552+553+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Visnyk deals with results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational investigations carried out by lectures and scientific researches of geological faculty, Kyiv Taras Shevchenko University.

For scientists, professors, aspirants and students.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.В. Віршило, канд. геол. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, канд. геол. наук, доц. (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, канд. геол.-мінералог. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, доц.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України
Адреса редколегії	03022, Київ-22, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет, ☎ (044) 521 33 38
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 27.01.10 (протокол № 6)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/7 від 09.06.99
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

ЗМІСТ

ГЕОФІЗИКА

Продайвода Г., Вижва А. Математичне моделювання сейсмічного хвильового поля геологічного середовища з однаковою системою тріщин.....	4
Андрущенко В., Курганський В., Бугрій В. Моніторинг процесу буріння на основі використання віброакустичних свердловинних досліджень	7
Кендзера О., Семенова Ю. Врахування амплітудно-частотних характеристик ґрунтової товщі при сейсмічному мікрорайонуванні будівельного майданчика в м. Одесі.....	10
Рева М., Онищук В., Онищук І. Про застосування дипольних установок для дослідження анізотропних геоелектричних розрізів.....	13
Безродна І. Математичне моделювання впливу систем орієнтації тріщин і каверн на анізотропію пружних і акустичних властивостей карбонатних колекторів	17
Тополіук О., Трипільський О. Характер міграції епіцентрів землетрусів центральної частини Карпатського регіону	21
Бондар К., Віршило І., Гордієнко Т. Магнітостратиграфія та анізотропія магнітної сприйнятливості водномеханічних відкладів карстової печери Атлантида	24
Куровець С., Здерка Т., Сабан В. Щодо питання впливу мікротріщинуватості на особливості нафто вилучення із олігоценів порід-колекторів Надвірнянського нафтопромислового району.....	28

ГЕОІНФОРМАТИКА

Вижва С., Цюпа І., Онищук І. Динаміка процесів підтоплення центральної частини національного комплексу "Експоцентр України" за даними геофізичних досліджень	32
Кошляков О., Кошлякова Т. Зміни хімічного складу підземних вод водоносного комплексу у відкладах іваноцької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світи нижньої та верхньої крейди в межах м. Києва під впливом експлуатації.....	35
Іванік О. Структурна та функціональна типізація впливів геологічного середовища та небезпечних геологічних процесів на транспортні природно-техногенні системи.....	38
Саприкін В., Бугай Д., Скальський О., Ван Меєр Н. Визначення коефіцієнту вологопереносу пісків <i>in-situ</i> на основі аналізу динаміки вмісту вологи в ґрунтовому профілі після дощів	42
Савченко Ю. Техногенні фактори впливу на міцнісні властивості лесових ґрунтів (на прикладі м. Києва)	46

ЕКОНОМІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Шевченко О., Заверталюк Т. Обґрунтування меж та часу експлуатації локальних родовищ мінеральних вод за рівноважними генетичними коефіцієнтами	51
Мельничук В. Оцінка придатності туфової товщі в нижньовендських трапах Волино-Подільської плити для захоронення радіоактивних відходів	55

CONTENTS

GEOFYSICS

Prodayvoda G., Vyzhva A.

Mathematical modeling of seismic wave field in the geological environment
with one-directed system of cracks4

Andrushenko V., Kurgansky V., Bugriy V.

The monitoring of boring process based on using of vibroacoustic borehole researches7

Kendzera A., Semenova Y.

Allowing for amplitude-frequency characteristics of the ground layer at the seismic risk microzoning
of building site in Odessa10

Reva N., Onischuk V., Onischuk I.

About investigation of anisotropic sections with dipole set13

Bezrodna I.

Mathematical modeling of the influence of the crack and cavern orientation on the anisotropy of
elastic and acoustic properties of the carbonate reservoirs17

Тополук О., Трипільський О.

Character of migration focuses of earthquakes in the central part of Carpathian region21

Bondar K., Virshylo I., Gordienko T.

Magnetostratigraphy and anisotropy of magnetic susceptibility of clay deposits from athlantida cave24

Kurovets S., Zderka T., Saban V.

To the question of influence of micro fracturing on the feature of oil extraction
from the Oligocene breeds-collectors of Nadvirna oil and gas field district28

GEOINFORMATICS

Vyzhva V., Tsyupa I., Onischuk I.

Dynamics of flooding processes in the central part of the National Complex
"Expocentre of Ukraine" according geophysical research32

Koshliakov O., Koshliakova T.

Underground water chemical composition changes of water complex in deposits
of the middle and upper Jura ivanytska svita and the lower and upper Chalk zahorivska,
zhuravynska, buromska svitas in Kyiv under the influence of long-term exploitation35

Ivanik O.

Structural and functional types of geological environment and hazardous
geological processes influence on transport nature-technical systems38

Saprykin V., Bugai D., Skalskij O., Van Meir N.

Estimation of unsaturated hydraulic conductivity of sandy soils based on monitoring
of moisture content of soil profile after rainfalls42

Savchenko Y.

Analyze of main factors of influence on the strength properties of loess rocks
(based on the city of Kyiv)46

ECONOMICAL GEOLOGY

Shevchenko O., Zavertalyuk T.

Base of boundaries and time of mineral waters autochthonous occurrence exploitation
for equilibrium genetic coefficient51

Melnichuk V.

Estimation of fitness of tuffs layer in lower-vendian trap-rocks Volino-Podillya flags
for burial of radio-active wastes55

МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ХВИЛЬОВОГО ПОЛЯ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА З ОДНОНАПРАВЛЕНОЮ СИСТЕМОЮ ТРІЩИН

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. С.А. Вижвою)

Розроблений і реалізований алгоритм і програма чисельного моделювання повної хвильової картини сейсмічної хвилі в анізотропному поперечно-ізотропному середовищі для точкового джерела типу "вибух". Проведено математичне моделювання ефективних пружних постійних для моделі тріщинуватого граніту з однаковою системою тріщин. Одержані синтетичні сейсмограми вертикальної і горизонтальної компоненти сейсмічних хвиль, які свідчать про можливість застосування методів сейсморозвідки для картування тріщинуватих зон.

The algorithm and application for numerical modeling of full seismic wave pattern in anisotropic transversely isotropic environment for a point source type of "explosion" was designed and implemented. The mathematical modeling of effective elastic constants for the model of fissured granite with unidirectional system of cracks was produced. The synthetic seismograms of vertical and horizontal components of seismic waves was obtained, which indicate the possibility to using seismic methods for mapping the fissured zones.

Переважає більшість родовищ нафти і газу в породах кристалічного фундаменту тяжіє до зон розвитку тріщинних і тріщинно-кавернозних колекторів. У зв'язку з цим надзвичайно важливою задачею є картування таких зон на етапах пошукових і розвідувальних робіт методами сейсморозвідки.

Упорядковані тріщини і каверни спричиняють анізотропію пружних хвиль, яка суттєво впливає на характер розповсюдження хвиль. Розглядається алгоритм і програма чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля для слабоанізотропного середовища із однаковою системою тріщин і каверн.

Проблемі моделювання сейсмічних хвиль в анізотропному середовищі присвячено багато робіт, але в більшості випадків одержані розв'язки в інтегральній формі не доводяться до алгоритмів чисельних розрахунків.

Для побудови алгоритму чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля, яке збудується точковим джерелом типу "вибух" в нескінченному поперечно-ізотропному тріщинуватому геологічному середовищі, нами використовуються результати розв'язку цієї задачі, які одержані в роботі П.М. Бокова і А.М. Іонова [1].

Для побудови алгоритму чисельних радіальної $U_r(t, r, z)$ і вертикальної $U_z(t, r, z)$ компонент вектора пружних зміщень хвилі у часовій області використовувалися наступні співвідношення (в асимптотичному наближенні методу стаціонарної фази) [1]:

$$u_r(t, r, z) = \frac{\Psi_s(t - (\zeta_1(P_{qp})|z| + P_{qp}r))}{\alpha_{\perp} R_{qp}^r} + \frac{\Psi_s(t - (\zeta_2(P_{qp})|z| + P_{qp}r))}{\beta_{\star} R_{qp}^r}; \quad (1)$$

$$u_z(t, r, z) = \left[\frac{\Psi_s(t - (\zeta_1(P_{qp})|z| + P_{qp}r))}{\alpha_{\perp} R_{qp}^z} + \frac{\Psi_s(t - (\zeta_2(P_{qp})|z| + P_{qp}r))}{\beta_{\star} R_{qp}^z} \right] \text{sign}(z); \quad (2)$$

$$(R_{qp}^r)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}^2}{2\beta_{\star} \sqrt{|z|r}} \frac{P_{qp}^{3/2}}{\zeta_1(P_{qp})} \frac{[1 + (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_{\parallel}^2)P_{qp}^2 + (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_{\parallel}^2 - \beta_{\star}^2)/c_1^2(P_{qp})]}{\sqrt{Q^2(P_{qp}) - 4\Phi(P_{qp})}} \left| \frac{d^2 \zeta_1(P_{qp})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (3)$$

$$(R_{qs}^r)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}}{2\sqrt{|z|r}} \frac{P_{qs}^{3/2}}{\zeta_2(P_{qs})} \frac{[1 + (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_{\parallel}^2)P_{qs}^2 + (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha_{\perp}^2 - \beta_{\star}^2)/c_2^2(P_{qs})]}{\sqrt{Q^2(P_{qs}) - 4\Phi(P_{qs})}} \left| \frac{d^2 \zeta_2(P_{qs})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (4)$$

$$(R_{qp}^z)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}^2}{2\beta_{\star} \sqrt{|z|r}} \frac{P_{qp}^{1/2}}{\zeta_1(P_{qp})} \frac{[1 - (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha_{\perp}^2)P_{qp}^2 - \beta_{\star}^2/c_1^2(P_{qp})]}{\sqrt{Q^2(P_{qp}) - 4\Phi(P_{qp})}} \left| \frac{d^2 \zeta_1(P_{qp})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (5)$$

$$(R_{qs}^z)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}}{2\sqrt{|z|r}} \frac{P_{qs}^{1/2}}{\zeta_2(P_{qs})} \frac{[1 - (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha_{\perp}^2)P_{qs}^2 - \beta_{\star}^2/c_2^2(P_{qs})]}{\sqrt{Q^2(P_{qs}) - 4\Phi(P_{qs})}} \left| \frac{d^2 \zeta_2(P_{qs})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (6)$$

де P – горизонтальна компонента вектора повільності хвилі; $c_1(P)$ і $c_2(P)$ – корені бікватратного дисперсійного рівняння:

$$\Phi(P)c^4 - 2\alpha_{\perp}\beta_{\star}Q(P)c^2 + \alpha_{\perp}^2\beta_{\star}^2 = 0; \quad (7)$$

$$\Phi(P) = 1 + (\alpha_{\perp}^2 + \alpha_{\parallel}^2)P^2 + [(\alpha_{\parallel}^2 - \alpha_{\perp}^2)(\alpha_{\perp}^2 - \beta_{\star}^2) + (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_{\parallel}^2)(\alpha_{\parallel}^2 - \beta_{\star}^2)]P^4 \quad (8)$$

$$\Phi(P) = (\alpha_{\perp}^2 + \beta_{\star}^2 - [(\alpha_{\perp}^2 - \alpha_{\parallel}^2)(\alpha_{\parallel}^2 - 2\beta_{\star}^2) + (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha_{\perp}^2)\alpha_{\perp}^2]P^2)/(2\alpha_{\perp}\beta_{\star}) \quad (9)$$

$\zeta_{1,2}(P) = \sqrt{c_{1,2}^{-2}(P) - P^2}$ – вертикальна компонента вектора повільності хвилі; $\alpha_{\perp}, \alpha_{\parallel}$ – швидкості позовжньої хвилі у напрямку осі симетрії і в площині, перпендикулярній до осі симетрії; $\beta_{\star}$ – швидкість поперечної хвилі вздовж осі симетрії або в площині, перпендикулярній до осі симетрії.

Для розрахунків функції сейсмічного джерела $\Psi(t)$ використовувався імпульс Берлаге:

$$\Psi(t) = Ate^{-\beta t} \sin \omega t \quad (10)$$

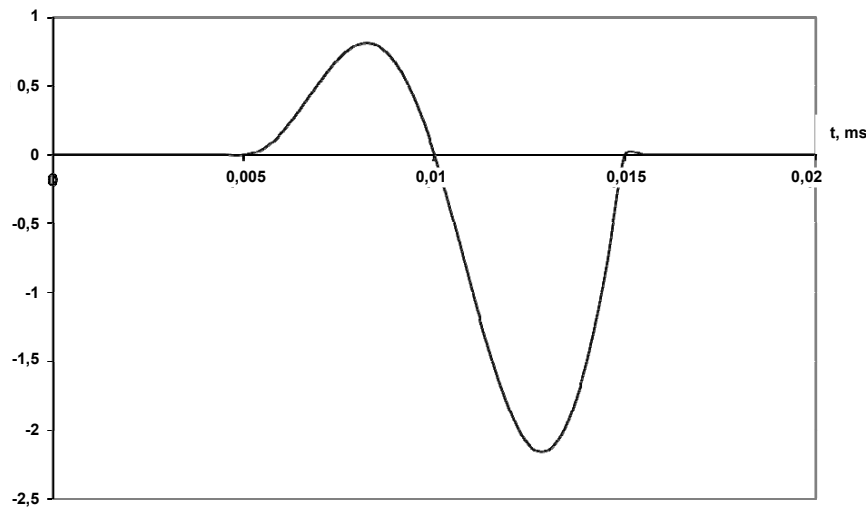


Рис. 1. Імпульс Берлаге і його параметри

При моделюванні задавалась частота $f = \frac{\omega}{2\pi}$ і величина $R = \Psi(t_2)/\Psi(t_0)$ – відношення другого максимуму при часі $t_2 = 5/(4f)$ до першого максимуму (при часі $t_0 = 1/(4f)$). Параметри β і R взаємозалежні, причому в визначають за формулою:

$$\beta = f \ln(5/R). \quad (11)$$

У формулу (10) входить нормуючий множник:

$$A = 4fe^{\beta/4f}, \quad (12)$$

величина якого забезпечує одиничну амплітуду першого максимуму імпульсу Берлаге $\Psi(t_0)=1$.

Для чисельних розрахунків ефективних пружних постійних моделі тріщинуватого геологічного середовища застосовувався метод умовних моментних функцій [2].

Розглядаються моделі тріщинуватого граніту з односторонньою орієнтацією сфероїдальних тріщин формату $b=10^{-3}$ вздовж осі z і об'ємною концентрацією $c_1=0.0005$.

Модуль об'ємного стиснення твердого скелету $K=51$ ГПа, а модуль зсуву скелету $G=30$ ГПа та густина скелету $\rho=2634$ кг/м³.

Результати чисельних розрахунків ефективних пружних постійних C_{mn} [ГПа] моделі тріщинуватого граніту:

89.2	29.2	27.1	0	0	0
89.2	27.1	0	0	0	0
	78.7	0	0	0	0
		28.4	0	0	0
			28.4	0	0
				30.0	0

Як видно із співвідношення пружних постійних: $C_{11}^* = C_{22}^*$, $C_{44}^* = C_{55}^*$, $C_{13}^* = C_{23}^*$ та приймаючи до уваги виконання співвідношення Коші $C_{11}^* - C_{12}^* = 2C_{66}^*$, можна зробити висновок, що матриця має поперечно-ізотропну симетрію. Величина коефіцієнта акустичної анізотропії 3.9 %.

Параметри анізотропії Томпсона [3] обчислювалися із співвідношень:

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}; \quad \delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})}; \quad \gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}}.$$

Величини швидкісних параметрів вздовж осі симетрії та в перпендикулярному напрямку знаходили із виразів:

$$\alpha_{\perp} = \sqrt{\frac{C_{33}^*}{\rho}}; \quad \alpha_{\parallel} = \sqrt{\frac{C_{11}^*}{\rho}}; \quad \beta^* = \sqrt{\frac{C_{44}^*}{\rho}}.$$

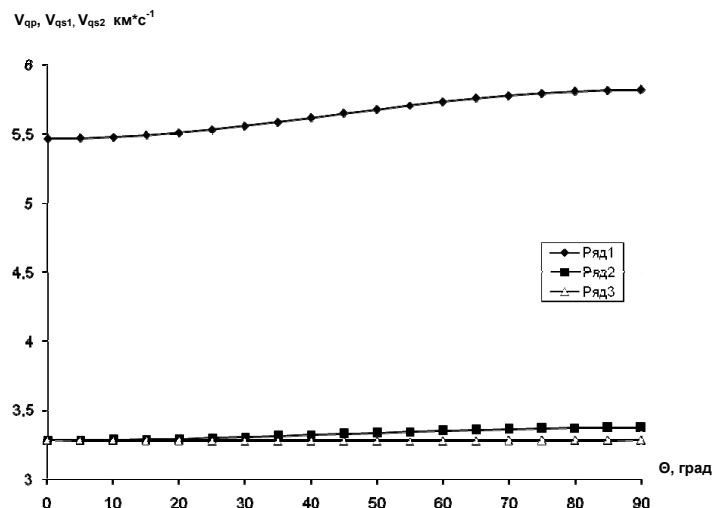


Рис. 2. Індикатриса квазіпоздовжньої V_{qp} (1) та квазіпоперечної "швидкої" V_{qs1} (2) і "повільної" V_{qs2} (3) пружних хвиль моделі тріщинуватий граніт

На рис. 2 наведені індикатрисы фазових швидкостей квазіпоздовжньої та квазіпоперечних "швидкої" та "повільної" пружних хвиль, які характеризують закономірності їх зміни в різних напрямках. Як видно швидкість

квазіпоздовжньої хвилі вздовж осі симетрії в моделі тріщинуватого граніту менша, ніж у перпендикулярному напрямку до цієї осі.

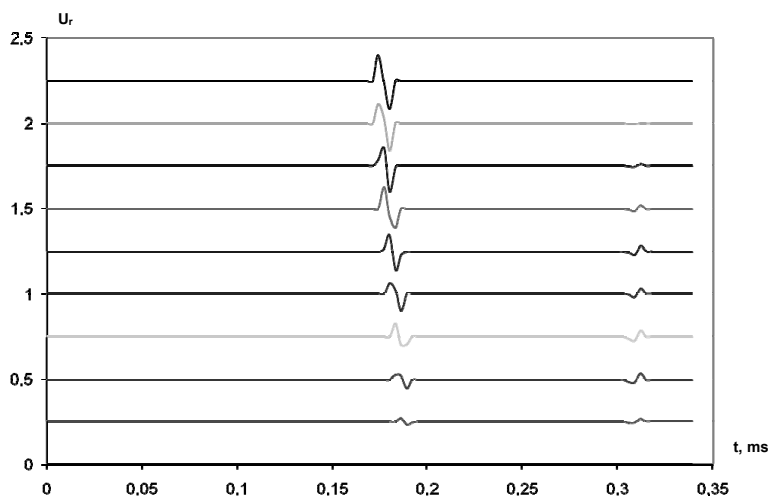


Рис. 3. Сейсмограми горизонтальної компоненти вектора пружних зміщень для різних напрямків розповсюдження хвилі (0° - 90°) моделі тріщинуватий граніт. Відстань $r=1000$ м, частота 100 Гц

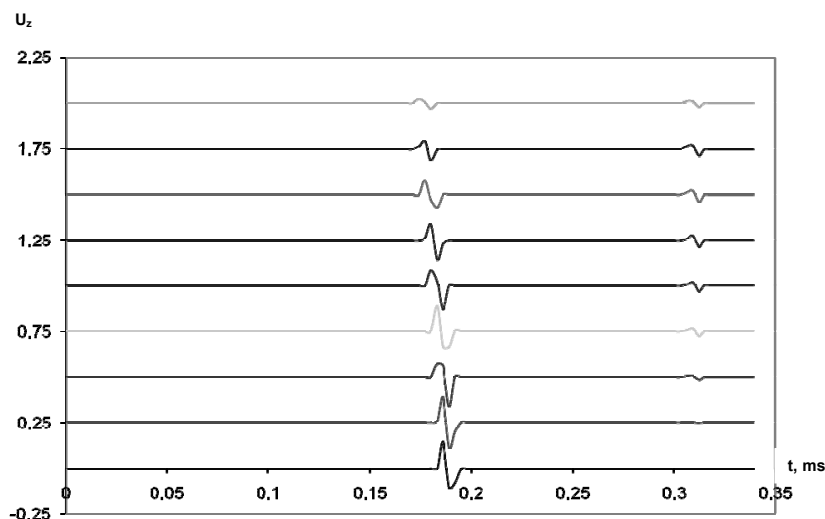


Рис. 4. Сейсмограми вертикальної компоненти вектора пружних зміщень для різних напрямків розповсюдження хвилі (0° - 90°) моделі тріщинуватий граніт. Відстань $r=1000$ м, частота 100 Гц

На рис. 3 і рис. 4 наведені результати чисельних розрахунків вертикальної U_z і горизонтальної U_x компонент вектора пружних зміщень хвиль, які збурюються джерелом типу "вибух" на відстань 1000 м. Кожна траса відповідає різним напрямкам розповсюдження хвилі від вертикального $\Theta=0^{\circ}$ до горизонтального $\Theta=90^{\circ}$. Як видно із наведених даних, чисто поздовжні хвилі розповсюджуються лише у вертикальному і горизонтальному напрямках.

На рис. 3 і рис. 4 ясно видно процес формування квазіпоперечних хвиль.

Для кутів $\Theta=30^{\circ}$ - 70° характерна найбільша інтенсивність поперечної SV-хвилі, яка однозначно вказує на наявність анізотропії, яка обумовлена орієнтованою вздовж осі з тріщинуватістю.

Висновки: Розроблений і реалізований алгоритм і програма чисельного моделювання повної хвильової

картини сейсмічної хвилі в анізотропному поперечно-ізоотропному середовищі для точкового джерела типу "вибух". Проведено математичне моделювання ефективних пружних постійних для моделі тріщинуватого граніту з однонаправленою системою тріщин. Одержані синтетичні сейсмограми вертикальної і горизонтальної компонент сейсмічних хвиль, які свідчать про можливість застосування методів сейсморозвідки для картування тріщинуватих зон.

1. Боков П.Н., Ионов А.М. Точное и асимптотическое решение для точечного источника в трансверсально-изотропной среде // Акустический журнал. – 2001. – Т. 47, №3. – С. 304-312.
2. Продайвода Г.Т., Вижва С.А. Математичне моделювання геофізичних параметрів. – К., 1999.
3. Thomsen L. Weak elastic anisotropy // Geophysics. – 1986. – V. 51, №10. – P.1954-1966.

Надійшла до редколегії 07.12.09

УДК 550.832.4, 550.834.08

В. Андрущенко, пров. інж.,
В. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, В. Бугрій, асп.

МОНІТОРИНГ ПРОЦЕСУ БУРІННЯ НА ОСНОВІ ВИКОРИСТАННЯ ВІБРОАКУСТИЧНИХ СВЕРДЛОВИННИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат.-наук, проф. Г.Т. Продайводою)

Розглянуто проблему підвищення ефективності комплексу свердловинних геофізичних досліджень шляхом впровадження методів отримання геолого-геофізичної та технологічної інформації в процесі буріння, проаналізовано сучасний стан технічного супроводу буріння нафтогазових свердловин. Наведено аналіз матеріалів випробування модуля виміру вібрацій бурового долота, практичне застосування отриманої інформації з метою вирішення геологічних задач та окреслено подальший напрямок досліджень.

Investigated the problem of effectiveness increase of complex geophysical researches via implementation of geological-geophysical and technological data accessing methods in boring process, examined the actual state of technical tracking in boring of oil-and-gas boreholes. Given the test data analysis of estimation module for bore bit vibration of accessed information with a purpose of solving geological problems and defined the further line of researches.

Вступ. У наш час для нафтогазової геології характерною є ситуація, коли об'єктом вивчення дедалі частіше стають невеликі локальні структури, розміщені на значних глибинах, що часто складно побудовані або ж представлені нетрадиційними пастками (зокрема, поклади не антиклінального типу та пов'язані з тектонічними порушеннями) [7]. Внаслідок цього, сучасне нафтогазове буріння являє собою економічно важливий і технологічно складний процес. Економічні фактори роблять задачу підвищення ефективності буріння, вивчення труднощів, що виникають, і пошуку шляхів до їх усунення важливим об'єктом як практичного, так і теоретичного розгляду [1]. Цінність досліджень процесу буріння разом із складністю і багатогранністю фізичних явищ, що пов'язані з ним, приводить до великої кількості наукових досліджень, присвячених даному питанню. На сьогодні при проведенні пошуково-розвідувальних робіт досить гостро стоїть задача підвищення ефективності комплексу свердловинних геофізичних досліджень. Одним з основних шляхів вирішення цієї проблеми є широке впровадження в практику геологорозвідувальних робіт методів одержання оперативної інформації про геологічну будову навіколосвердловинного простору безпосередньо під час буріння свердловини. Актуальність наукових пошуків у даному напрямку очевидна: по-перше, це дозволить підвищити точність геонавігації й значно скоротити час проходки свердловин, по-друге, одночасне вивчення гірських порід за даними комплексу геофізичних і геолого-технологічних

методів досліджень в процесі буріння в остаточному підсумку підвищить геологічну й економічну ефективність пошуків, розвідки й розробки вуглеводневих покладів. В останні роки було створено ряд новітніх технологій в галузі геофізичних досліджень надр, орієнтованих на одержання геофізичної й геолого-технологічної інформації в масштабі реального часу, що реєструється безпосередньо в процесі буріння свердловин [3]. До таких технологій відноситься вертикальне сейсмічне профілювання у процесі буріння (ВСП ПБ) – модифікація методу ВСП, що використовує в якості сейсмічного джерела працююче бурове долото і дозволяє вирішувати досить широкий спектр задач [2, 8].

Постановка задачі. На сучасному етапі метод ВСП ПБ має широке поширення за кордоном, де на основі досліджень вчених (Poletto F., Miranda F., Rector J., Widrow D., Marion B. та інші) створено ряд систем сейсмічних свердловинних досліджень у процесі буріння [9]. За станом десятиліття в Росії метод ВСП ПБ набув широкого розповсюдження завдяки працям Г.А. Шехтмана, А.В. Копчикова, А.О. Табакова, М.Б. Шнеєрсона, були розроблені методики реєстрації та обробки даних ВСП в процесі буріння, зокрема SDP (НБК "Геопроєкт"). У нашій країні на сьогоднішній день технологія вертикального сейсмічного профілювання в процесі буріння практично не використовується. Обов'язковим етапом при створенні подібної технології є вивчення особливостей пружних коливань джерела – бурового долота.

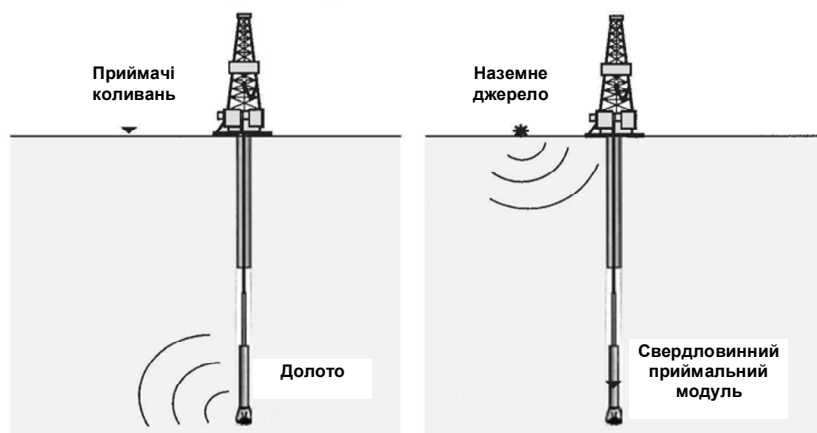


Рис. 1. Схема проведення сейсмічних досліджень при ВСП ПБ (а) та класичному вертикальному сейсмічному профілюванні (б)

Використання віброакустичного сигналу долота (як окремо, так і при кореляції з наземними сейсмічними дослідженнями) дозволяє вирішувати широкий спектр як технологічних, так і геолого-геофізичних задач [4]:

- ✓ Оцінка деформаційно-міцнісних характеристик пройдених порід
- ✓ Визначення поточних координат положення долота
- ✓ Прогнозування моменту підходу бурового інстру-

© Андрущенко В., Курганський В., Бугрій В., 2010

менту до елементів розрізу, що можуть ускладнювати процес буріння

- ✓ Вивчення швидкостей розповсюдження пружних хвиль для побудови геоакустичної моделі середовища
- ✓ Літологічне розчленування розрізу пройдених відкладів, прогнозування геологічного розрізу нижче вибою та в навколо свердловинному просторі.

У процесі дії долота на вибій свердловини формується квазівипадковий процес випромінювання пружних коливань в оточуюче середовище та розповсюдження цих коливань по буровій колоні. Реєстрація сигналу вібрацій колони на поверхні чи в безпосередній близькості від долота дозволяє отримати параметри коливань, що розповсюджуються від вибою в оточуюче середовище, а також інформацію про розбурюванні породи, режим буріння та стан долота. Сигнал, що розповсюджується в геологічному середовищі несе інформацію про структуру навколосвердловинного простору та розрізу нижче вибою свердловини і може бути зареєстрований наземними сейсмоприймачами. Використовуючи сигнал від бурової колони чи долота в якості опорного, можна перетворити ці записи в імпульсну форму шляхом формування функції взаємної кореляції сигналу і записів сейсмоприймачів (за аналогією з наземною вібраційною сейсмозвідкою). Отримані таким чином сейсмограми практично не відрізняються від сейсмограм оберненого ВСП з глибинним імпульсним джерелом [6].

Зауважимо також, що вібрація в бурінні являється досить складним процесом, що вимагає підвищеної уваги до її вивчення [5]. Досі не створена єдина експериментально підтверджена математична модель процесу буріння, не існує чіткого уявлення про той чи інший вид вібрації та причини, що їх викликають, мало досліджені властивості механічної системи "долото – бурова колона – вишка" [3].

У роботі [5] доведено низьку ефективність оцінки сигналу долота при використанні бурової колони в якості акустичного каналу зв'язку, пов'язану із значним спотворенням сигналу в діапазоні частот 40–300 Гц під час його проходження в колоні. Зважаючи на вище сказане, існує проблема точного визначення характеристик коливань, генерованих долотом, вирішення якої можливе при використанні свердловинних приладів, розміщених у безпосередній близькості до компоновки низу бурової колони (КНБК) та вибою свердловини.

Експериментальне випробування модуля реєстрації вібрації долота. Для дослідження характеристик віброакустичного сигналу, генерованого долотом, фахівцями механіко-математичного та геологічного факультетів КНУ імені Тараса Шевченка був створений свердловинний прилад "Вібро" (призначений для реєстрації вібрацій КНБК) та відповідне програмне забезпечення. Проведені лабораторні та дослідні випробування приладу в умовах реальних свердловин при різних режимах буріння з шарошкковим долотом засвідчують його ефективність при вирішенні задачі оцінки віброакустичного сигналу долота. Головною метою випробувань свердловинного вібрографа була оцінка збігу амплітудно-частотних характеристик приладу з рівнем реальних параметрів вібрацій свердловинного забійного інструменту в умовах буріння. Випробування проводилися під час проходження не обсадженої свердловини глибиною близько 4000 м на буровій в Полтавській області.

Були отримані чотирьохкомпонентні (3+дублювання однієї "горизонтальної" компоненти) записи вібрації бурового інструменту при різних режимах роботи – спуск приладу, буріння із зусиллями 7 та 16 тон, зупинка буріння та підйом приладу на поверхню (рис. 2-4).

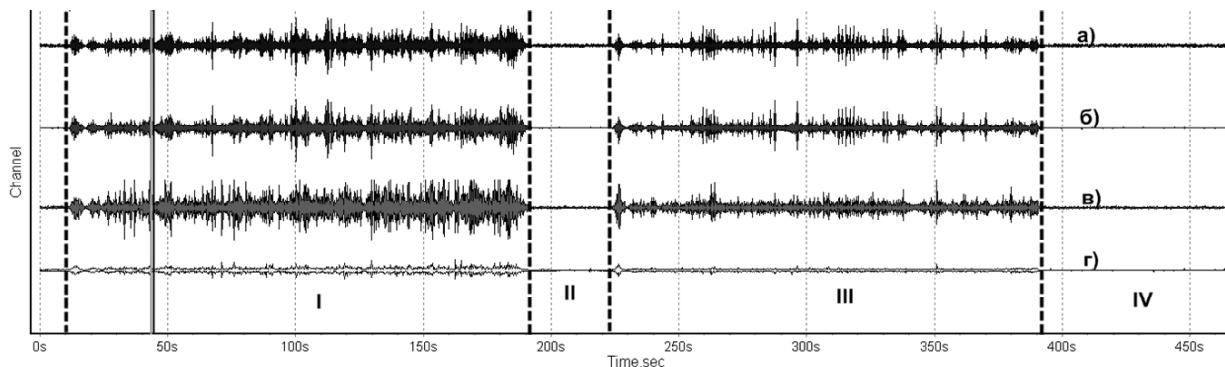


Рис. 2. Фрагмент чотирьохкомпонентного запису вібрації долота, шарошечне буріння (а – X1-компонента, б – X2-компонента, в – Y-компонента, г – Z-компонента) I – буріння з навантаженням 16 тон, II – зміна режиму буріння, III – буріння з навантаженням 7 тон, IV – зупинка буріння та підйом приладу на поверхню

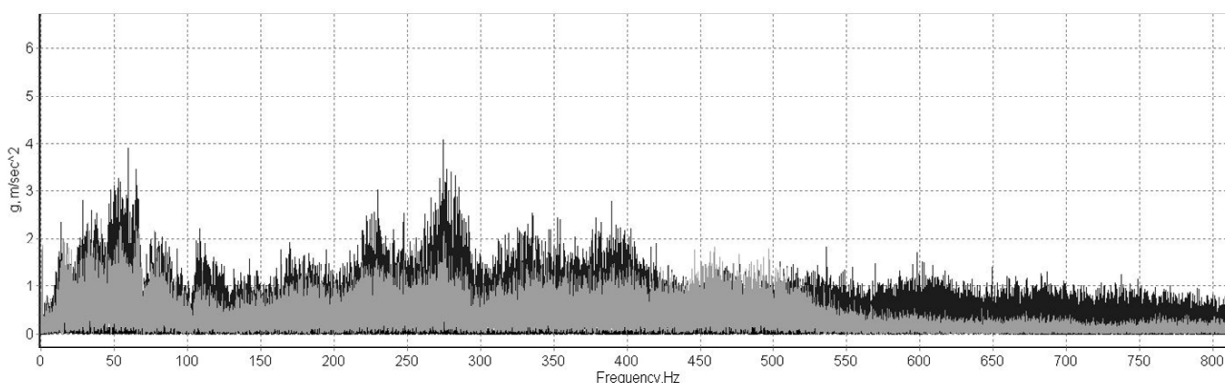


Рис. 3. Частотний спектр (4 компоненти) реалізації вібрації, шарошечне буріння із зусиллям 16 тонн

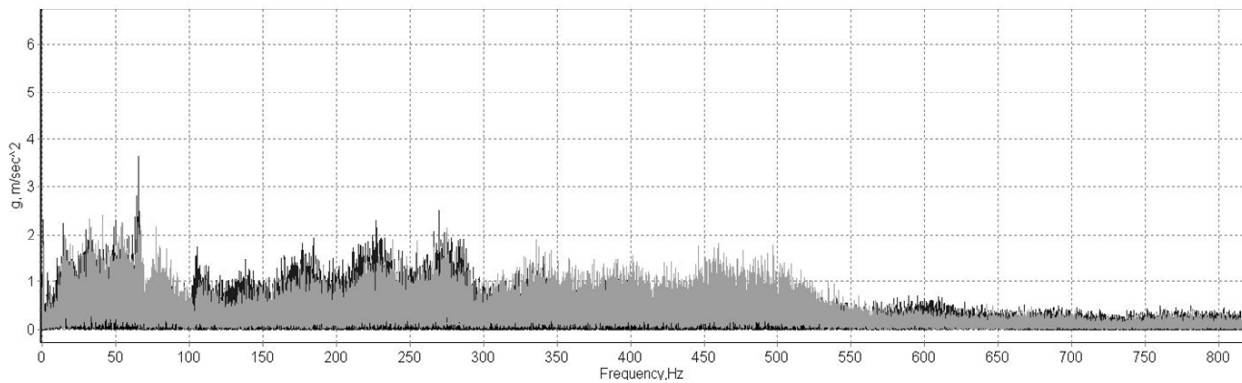


Рис. 4. Частотний спектр (4 компоненти) реалізації вібрації, шарошечне буріння із зусиллям 7 тонн

Аналіз отриманих результатів дає підстави стверджувати, що найбільш інформативними являються компоненти вібрації, що лежать у площині, перпендикулярній осі свердловини (X1, X2 та Y – компоненти), умовно "вертикальна" Z-компонента дозволяє оцінити рівень повздовжніх вібрацій КНБК та бурової колони та дає змогу контролювати правильність вибору параметрів буріння.

Як відомо з наукових досліджень [5], періодичні осьові переміщення корпусу долота при перекочуванні шарошок з зубця на зубець можна вважати імпульсною дією пари "зубець – порода" на колону бурових труб. Період коливань, в першому наближенні, можна представити так

$$T = \frac{2\pi}{Z_B \omega_B}, \quad (1)$$

де Z_B – кількість зубців периферійного вінця шарошки, ω_B – кутова швидкість шарошки.

Згідно з виразом (1) $T = 0,0019-0,0027$ с, що дає можливість розглядати взаємодію колони і вибою як ударну імпульсну дію та виокремити із сигналу окремі компоненти, наприклад, вібрацію при дії зубців шарошок на вибій свердловини (280 – 520 Гц).

У праці [4] відмічається наявність зв'язку параметрів вібрації із вибійними умовами, зокрема зміна амплітуди і форми коливань в процесі буріння пов'язується зі зміною твердості порід, що складають геологічний розріз. Також, експериментальним шляхом було встановлено (Симо-

нов В.І.), що амплітуда і форма сигналу від долота при бурінні м'яких порід близька до синусоїдальної. Буріння порід середньої твердості призводить до спотворення симетрії форми сигналу, а при бурінні найбільш твердих гірських порід в сигналі чітко простежуються короткі поодинокі сплески значної амплітуди (рис. 5.). Таким чином, віброакустичний сигнал дає змогу принаймні на якісному рівні провести розчленування порід пройдених свердловиною при бурінні (рис.6.).

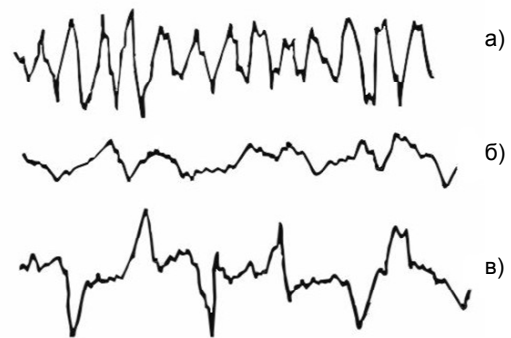


Рис. 5. Залежність форми сигналу вібрації від твердості порід (за Е.Е. Лук'яновим, В.В. Стрельченко)
а – м'які породи, б – середньої твердості, в – тверді породи

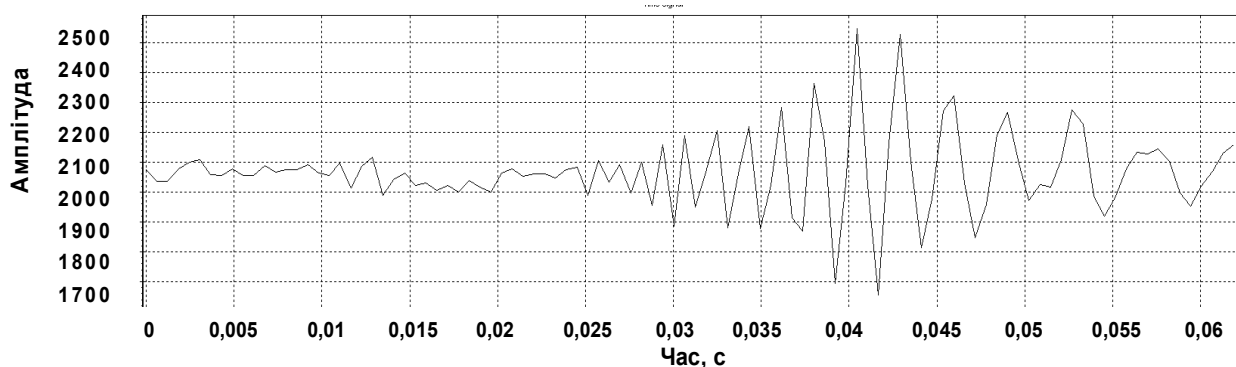


Рис. 6. Форма сигналу від шарошки при бурінні з навантаженням 7 тон

Висновки. Таким чином, можна стверджувати, що віброакустичний сигнал долота є інформативним джерелом при бурінні свердловин. Отримані в результаті проведених експериментів амплітудно-частотні характеристики віброакустичних коливань дають змогу виокремити із сигналу окремі компоненти, провести на якісному рівні класифікацію пройдених долотом порід на основі їх міц-

нісних характеристик і таким чином створюють передумови для розчленування геологічного розрізу свердловини. Подальші дослідження варто акцентувати на створенні автоматизованої системи класифікації порід за формою сигналу та проведенні вимірювань для різних типів розрізу та використовуваних доліт (зокрема, досліджень з алмазним долотом). Важливою задачею є пода-

льша розробка методу ВСП ПБ на основі сумісної реєстрації віброакустичного сигналу модулем "Вібро" та пружних коливань наземною сейсмостанцією. Вирішення зазначеної проблеми дозволить розширити перелік вирішуваних геолого-геофізичних задач і перейти від досліджень розрізу свердловини до вивчення будови та параметрів навоколосвердловинного простору.

1. Ветюков Ю.М. Крутильно-продольные колебания буровой колонны с долотом режущего типа: Дис. к. т. н.: 01.02.06: Санкт-Петербург, 2004. 2. Гогоненков Г.Н., Табаков А.А. Современное состояние и перспективы развития метода ВСП. Мат. конф. "Гальперинские чтения". – М., 2001. 3. Кураанский В.Н. Промысловая геофизика как составная часть геоинформационной системы // НТВ "Каротажник".

Тверь. 2005. Вып.130-131. С.135-140. 4. Лукьянов Э.Е., Стрельченко В.В. Геолого-технологические исследования в процессе бурения. – Москва. Нефть и газ. 1997. 5. Мальярчук Б.М. Поширення хвиль у буриний колоні як періодичній структурі. Нафтова та газова промисловість. – 2005. – №2. С. 22-23. 6. Михальцев А.В., Шехтман Г.А., Федотов С.А. Способ обращенного вертикального сейсмического профилирования. Патент Российской Федерации № 2066469. <http://ru-patent.info/20/65-69/2066469.html> 7. Силаев В.А. Сквжинная сейсморазведка. Метод глубинного сейсмического торпедирования. – Пермь, – 2002. 8. Шехтман Г.А. Состояние и перспективы развития модификаций метода ВСП. Мат. конф. "Гальперинские чтения". – М., 2001. 9. Poletto F., Miranda F. Seismic While Drilling: Fundamentals of Drill-Bit Seismic for Exploration, Handbook of geophysical exploration, Seismic exploration series, Vol. 35, Elsevier, 2004. 10. Rector J.W., Marion B.P. The use of drill-bit energy as a downhole seismic source // Geophysics, v. 56, N 5, 1991.

Надійшла до редколегії 25.11.09

УДК 550.34

О. Кендзера, канд. фіз.-мат. наук, Ю. Семенова, геофізик I к.

ВРАХУВАННЯ АМПЛІТУДНО-ЧАСТОТНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ҐРУНТОВОЇ ТОВЩІ ПРИ СЕЙСМІЧНОМУ МІКРОРАЙОНУВАННІ БУДІВЕЛЬНОГО МАЙДАНЧИКА В М. ОДЕСІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. С.А. Вижвою)

При проектуванні сейсмостійких споруд виникає необхідність оцінити вплив ґрунтових умов на майданчик. В даній роботі для розрахунку впливу локальних інженерно-геологічних умов будівельного майданчика по вул. Французький бульвар 60/1 в м. Одеса, на якому проектується спорудження оздоровчого комплексу, визначалися теоретичні амплітудно-частотні характеристики середовища на основі сейсмогеологічної вертикально-неоднорідної моделі розрізу.

At designing of aseismic buildings there is a necessity of an estimation of influence of soil conditions on site. In this work for calculation of influence of local engineering-geological conditions of a building site along the French boulevard street in Odessa on which the building of an improving complex is projecting, was defined theoretical amplitude-frequency characteristics of environment on the basis of seismogeological vertically-non-uniform model of a cut.

Метою сейсмічного мікрорайонування будівельних майданчиків є прогноз поведінки ґрунтів при можливому сильному землетрусі для попередження руйнування будівель і споруд при землетрусах [1, 2]. Незважаючи на велику кількість робіт в цій галузі, прогноз поведінки ґрунтів при сильних сейсмічних впливах залишається однією з найактуальніших проблем сейсмології [3].

Коло задач, що вирішуються при сейсмічному мікрорайонуванні, є досить широким [1, 2]: від дослідження морфологічних особливостей будівельного майданчика, встановлення наявності тектонічних порушень, їх кінематики, наявності сучасної активізації тектонічних структур в межах майданчика і поблизу від нього; сейсмічного профілювання, з метою вивчення внутрішньої будови середовища для застосування методу сейсмічних жорсткостей; дослідження літологічного складу ґрунтів, їх фізичних параметрів, – до вивчення реально спостережених приростів (відносно еталонного пункту) рівня сейсмічних коливань за даними інструментальної реєстрації віддалених та близьких землетрусів, вибухів і мікросейсм.

Відомо, що реакція ґрунту на сейсмічні хвилі різних типів від близьких і віддалених землетрусів є складною [1, 2]. Вона залежить від спектрального складу коливань в сейсмічних хвилях і від трансформуючого впливу середовища під досліджуванним майданчиком. На деяких частотах ґрунтова товща передає коливання майже без змін, а на інших – або підсилює їх, або поглинає. У зв'язку з цим прогнозування резонансних властивостей ґрунтів при розрахунку кількісних параметрів сейсмічних впливів є важливою і актуальною задачею.

Метою роботи є вибір адаптованої до умов України методики визначення амплітудно-частотних характеристик ґрунтової товщі під будівельними майданчиками при сейсмічному мікрорайонуванні.

Під резонансними властивостями ґрунтів розуміють їх здатність до суттєвого підсилення сейсмічних коливань на певних частотах. Амплітудний рівень і частота резонансних піків у спектрах коливань ґрунту залежать від спектру сейсмічних коливань випромінених з вогнища землетрусу, товщини шарів гірських порід під майданчиком, їх пружних і реологічних властивостей.

На рис. 1 зображена показова ілюстрація зміни резонансних властивостей ґрунтів зі зміною потужності рихлих відкладів. З рисунка видно, що зі збільшенням потужності абсолютні максимуми характеристик АЧХ зміщуються в область нижчих частот. Амплітудно-частотні характеристики зображені на рис.1 обчислені по алгоритму розрахунку коливань у пружному вертикально-неоднорідному горизонтально-шаруватому середовищі на півпросторі [4].

При вивченні резонансних властивостей ґрунтів необхідно як можна точніше знати швидкість поперечних хвиль в верхніх низькошвидкісних шарах, так як основні, найбільш високі піки на спектральних характеристиках пов'язані з розповсюдженням кратних хвиль саме в таких шарах. Зміна швидкостей поперечних хвиль в розрізі призводить до суттєвої зміни виду спектральних характеристик: змінюються резонансні частоти і амплітуди максимумів [4].

Серйозною проблемою при теоретичному розрахунку АЧХ ґрунтів під досліджуваними майданчиками є оцінка нелінійної поведінки ґрунтів при землетрусах. Розрахунками встановлено, що введення поглинання і нелінійного характеру співвідношень між деформаціями і напруженнями можуть суттєво змінити частотний склад сейсмічного сигналу. Це може бути продемонстровано співставленням на рис. 2 і 3 спектральних кривих трьохшарової товщі ґрунту, розрахованих у припущенні ідеальної пружності середовища (1) і з врахуванням поглинання і нелінійності (2) [5].

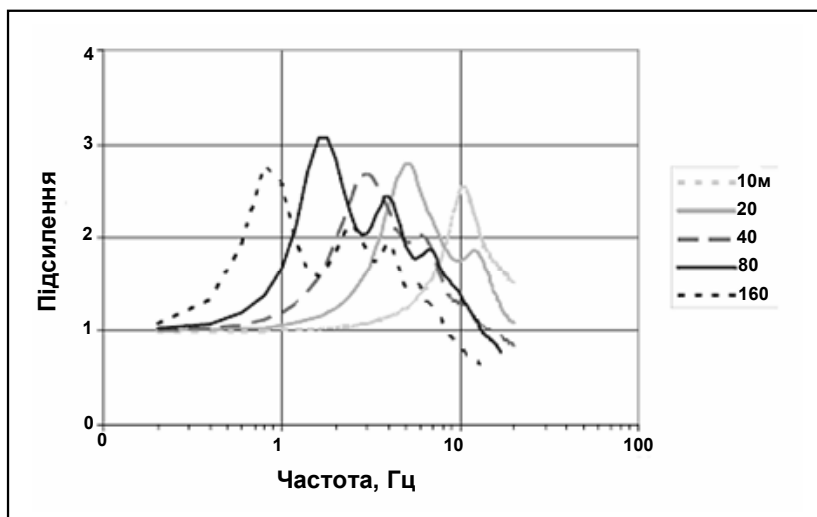


Рис. 1. Амплітудно-частотна характеристика для різних потужностей рихлих відкладів

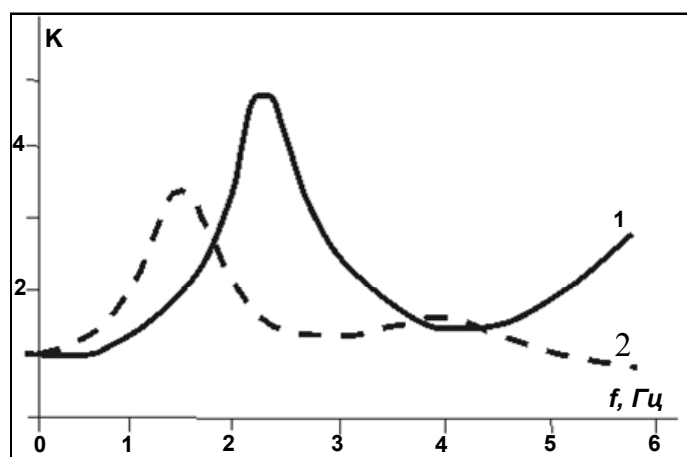


Рис. 2. Спектральна характеристика трьохшарової товщі ґрунту:
1 – ідеально пружне середовище, 2 – середовище з поглинанням

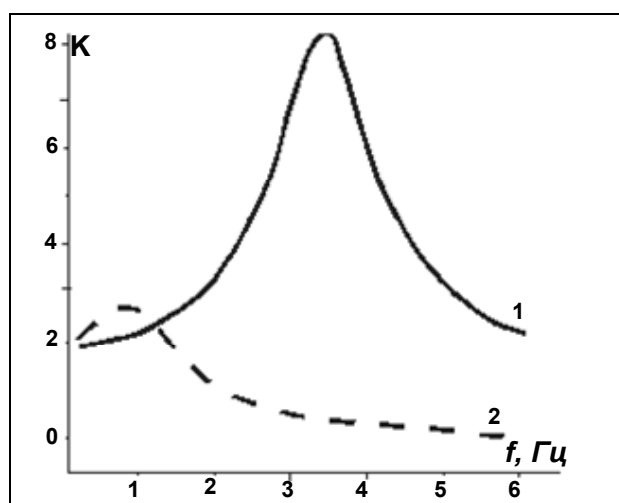


Рис. 3. Спектральна характеристика:
1 – ідеально пружного середовища, розрахованого при падаючому сигналі з амплітудою 0,05g,
2 – нелінійного середовища при падаючому сигналі з амплітудою 0,35g

В даній роботі для розрахунку впливу локальних інженерно-геологічних умов будівельного майданчика оздоровчого комплексу по вул. Французький бульвар

60/1 в м. Одеса визначалися теоретичні амплітудно-частотні характеристики середовища на основі сейсмо-геологічної горизонтально-шаруватої моделі розрізу з

вертикальною мінливістю пружних властивостей. Для розрахунків використовувався програмний комплекс EduShake [6, 7]. Цей комплекс дозволяє, за даними про розподіл фізичних параметрів в середині вертикально неоднорідного (шаруватого) середовища із загасанням, розраховувати частотні характеристики середовища.

Одним з найпоширеніших методів отримання відносних (відносно еталонного пункту спостережень) амплітудно-частотних характеристик (АЧХ) середовища під різними пунктами будівельного майданчика є реєстрація мікросейсмічних коливань [8], визначення їх амплітудних спектрів і розрахунок відношень спектрів до спектрів синхронних записів мікросейсм на еталонному пункті, до якого віднесено фонову розрахункову бальність будівельного майданчика. Точність визначення відносної АЧХ буде тим більшою, чим ближчим є спектр перешкод (мікросейсм) до спектру білого шуму. Для визначення АЧХ середовища під досліджуваними пунктами будівельного майданчика широко застосовуються також методи їх теоретичного розрахунку для відповідних моделей ґрунтової товщі. Розрахункові методи останнім часом широко використовуються в комплексі з інструментальними.

В наш час загальноприйнятими вважаються два методи розрахунку шаруватих середовищ:

1. *Метод скінчених елементів*. Цей метод дозволяє розраховувати коливання для середовищ з негоризонтальними границями але проблематичною є побудова їх надійних моделей.

2. *Матричний метод*. В цьому методі середовище апроксимується ідеально пружними або поглинаючими горизонтально-шаруватими моделями. Такі моделі дозволяють достатньо просто отримувати надійні амплітудно-частотні характеристики середовища, навіть, при мінімальних апіорних даних про геологічне середовище. Для розрахунків використовується матричний метод Томпсона-Хаскела. Практичні програми розрахунку АЧХ середовищ вперше були розроблені Л.І. Ратниковою [4]. Теоретичні основи врахування не пружного поглинання в шаруватому середовищі розроблені в роботах І.Ішібаші та Х. Сіда з співавторами [9,10]. Вважається, що середовище складається з серії однорідних плоскопаралельних пружних шарів вільної потужності. Розраховується комплексна частотна характеристика середовища при падінні поперечної хвилі під

заданим кутом. Розрахунок характеристики проводиться за допомогою рекурентної матричної формули, яка пов'язує зміщення і напруження на довільних границях розділу шарів [11, 12]. Послідовне застосування цієї формули зводить задачу до рішення системи лінійних рівнянь з чотирма невідомими (зміщеннями на поверхні або в внутрішній точці шаруватого середовища і коефіцієнтами відбиття хвиль в на півпросторі). Цей алгоритм узагальнений на випадок слабо поглинаючих пружних середовищ. В зв'язку з тим, що поглинаючі властивості гірських порід вивчені в значно меншій мірі і з меншою надійністю, чим швидкісні, тобто не встановлено надійних експериментальних залежностей декрементів поглинання від частоти, літології, пористості і глибини залягання порід, при розрахунках можуть бути використані різні моделі механізму поглинання в середовищі. Часто передбачається лінійна залежність коефіцієнтів поглинання від частоти або залежність, яка описується лінійно-непружною моделлю Г.І. Гуревича [13].

Ця модель поглинаючого середовища має наступні особливості:

а) в межах розглядаючого діапазону частот швидкості та декременти поглинання зростають з збільшенням частоти;

б) зростання декрементів поглинання з частотою завжди більше ніж зростання відповідних швидкостей (відносно їх значення на опірній частоті);

с) відношення декрементів поглинання поздовжніх та поперечних хвиль для заданого відношення швидкостей не може бути довільним, а знаходиться в деяких межах, які залежать від величини V_p/V_s ;

д) якщо на будь-якій частоті декременти поглинання хвиль Р і S однакові, то вони однакові на всіх частотах.

Вхідні дані для побудови АЧХ середовища під будівельним майданчиком оздоровчого комплексу по вул. Французький бульвар 60/1 в м. Одеса, були взяті з моделі інженерно-геологічного розрізу середовища під ним, побудованої на основі даних розвідувального буріння свердловин. Модель є вертикально-неоднорідною горизонтально-шаруватою і описується наступними параметрами: кількість встановлених шарів, їх літологічний склад та потужність, густина ґрунтів в кожному із шарів, середні пластові швидкості поперечних сейсмічних хвиль для кожного шару та рівень ґрунтових вод (табл. 1).

Таблиця 1. Модель середовища під будівельним майданчиком оздоровчого комплексу по вул. Французький бульвар 60/1 в м. Одесі

№№ п/п	Літологічний склад	Інтервал глибин $H, м$	Швидкість сейсмічних хвиль		Декременти поглинання сейсмічних хвиль		Густини порід $\rho, г/см^3$
			Поздовжньої $V_p, м/сек$	Поперечної $V_s, м/сек$	Поздовжньої u_p	Поперечної u_s	
1	Насипний шар	0-1,6	300	120	1,5	1,5	1,4
2	Суглинок легкий, твердий	1,6-7,0	420	300	0,5	0,7	1,8
3	Суглинок тяжкий з уламками вапняку	7,0-17,0	550	320	0,3	0,5	1,9
4	Глина сіро-зелена легка з уламками вапняку	17,0-28,0	800	450	0,2	0,3	1,9
4	Глина сіро-зелена легка	28,0-38,0	900	600	0,1	0,2	2,0
5	Глина легка	38,0-46,0	1200	700	0,1	0,2	2,2
6	Глина, вапняк-ракушняк	46,0-90,0	1800	900	0,08	0,1	2,2
7*	Вапняки, глина	90,0-171,0	1400	1000	0,06	0,12	2,2
8*	Крейдоподібний мергель	171,0-871,0	1800	1200	0,06	0,06	2,4
9*	Пісковики, аргілітоподібні глини	871,0-1471,0	3000	1600	0,01	0,03	2,6
10*	Граніти, біотитові гнейси	1471,0 – ∞	5000	3200	0,01	0,03	2,9

Примітка: * позначені параметри взяті для подібних умов на інших майданчиках Одеського регіону

З використанням вище приведених вхідних даних і шести різних записів сильних землетрусів з використан-

ням програмного комплексу EduShake були розраховані

значення шести реалізацій АЧХ середовища під будівельним майданчиком і побудована їх обвідна (рис. 4).

Обвідна амплітудної частотної характеристики середовища під будівельним майданчиком в м. Одесі, вул. Французький бульвар 60/1 була використана для моделювання впливу локальних ґрунтових умов при

побудові розрахункових акселерограм, необхідних для врахування потенційно можливих сейсмічних впливів (динамічних) при проектуванні сейсмостійкої 24-поверхової будівлі оздоровчого комплексу з апартаментами та паркінгом.

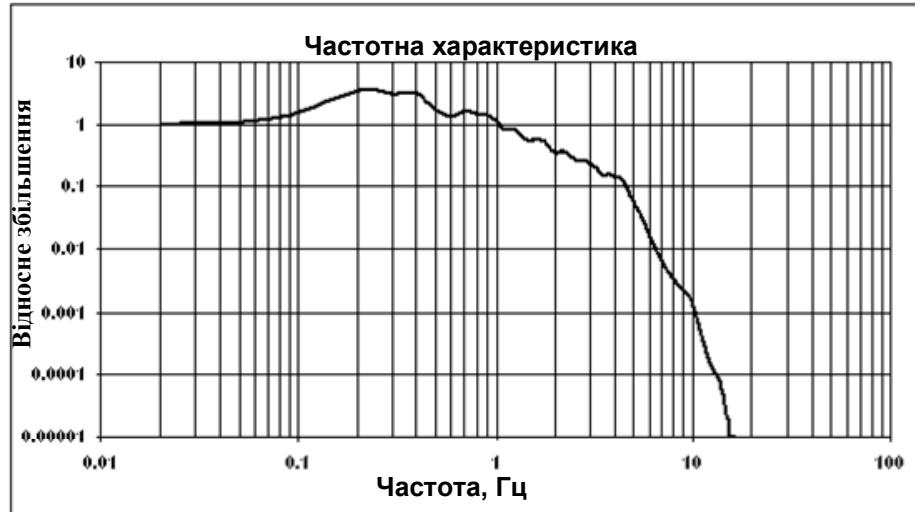


Рис. 4. Обвідна АЧХ середовища, що моделюється вертикально-неоднорідним шаруватим середовищем з поглинанням під будівельним майданчиком в м. Одесі по вул. Французький бульвар, 60/1

Представлена на рис. 4 обвідна АЧХ середовища під будівельним майданчиком, що моделюється вертикально-неоднорідним шаруватим середовищем з поглинанням (див. табл. 1), буде використана при побудові розрахункових акселерограм для проектування сейсмостійкого будинку в м. Одесі по вул. Французький бульвар, 60/1. Наявність частотних характеристик, які максимально адекватно відображають вплив ґрунтової товщі під майбутньою спорудою, дозволяють значно зменшити її вартість шляхом прийняття відповідних проектних заходів з недопущення збігу власної частоти проекрованої споруди з частотою максимуму частотної характеристики.

1. Сейсмическое микрорайонирование / Под ред. С.В.Медведева // М., 1977. 2. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию / Отв.ред. О.В.Павлов – М., 1988. 3. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. (Part A – IASPEI_Handbook_CD1, Part 2 – IASPEI_Handbook_CD2 and CD3)/ Mi-

chael F. Diggles – IASPEI, 2002. 4. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. – М., 1973. 5. Крамнин П.И., Чернов Ю.К., Штейнберг В.В. Ускорения колебаний скальных и рыхлых грунтов при сильных землетрясениях. – В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып.19. М., 1978. 6. Idriss I.M. and Seed H.B. Seismic Response of Horizontal Soil Layers. – Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 94, No. SM4, July, 1968. – Pp. 1003-1031. 7. Schnabel P.B. Lysmer J. and Seed H.B.. SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. – Report No. UCB. EERC-72/12. University of California, Berkeley. December, 1972 – 102 p. 8. Сейсмическое микрорайонирование (под ред. Павлова О.В. и Порожина В.А.). – М., 1984. 9. Ishibashi I. Discussion to "Effect of soil plasticity on cyclic response," by M. Vucetic and R. Dobry, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 118, No. 5, 1992. – Pp. 830-832. 10. Seed H.B., Wong R.T., Idriss I.M. and Tokimatsu K. Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils," Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 112, No. 11, 1986. – Pp. 1016-1032. 11. Haskell N.A. The dispersion of surface waves multilayered media. – Bull. Seismol. Soc. America, 1953, 43, N1. 12. Thomson W.T. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. – J. Appl. Phys., 950, 21, 89. 13. Гуревич Г.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М., 1974.

Надійшла до редколегії 18.12.09

УДК 550.837

М. Рева, канд. фіз.-мат. наук,
В. Онищук, асп., І. Онищук, канд. геол. наук

ПРО ЗАСТОСУВАННЯ ДИПОЛЬНИХ УСТАНОВОК ДЛЯ ДОСЛІДЖЕННЯ АНІЗОТРОПНИХ ГЕОЕЛЕКТРИЧНИХ РОЗРІЗІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. С.А. Вижвою)

В статті приведений розв'язок задачі про електричне поле диполя в анізотропному середовищі. Показана значно більша чутливість дипольних екваторіальних установок, стосовно фіксації наявності анізотропії, у порівнянні з традиційно використовуваними симетричними установками.

The article brought solution of the problem of electric dipole field in the anisotropic medium. Much greater sensitivity of the dipole equatorial settings is shown, for fixing the availability of anisotropy, in comparison with traditionally used symmetric settings.

В практиці електрометричних досліджень при вивченні зсувних процесів та моніторингу небезпечних геологічних явищ часто використовують кругове електропрофілювання з метою дослідження анізотропії гірських масивів. Це пояснюється тим, що напружено-

деформований стан середовища, безперечно, тісно пов'язаний з його анізотропією. Однак, ця анізотропія може бути слабо вираженою (наприклад, початковий етап розвитку зсуву) і симетричні установки АМNB, які

зазвичай використовують для кругових електропрофілювань, не завжди мають достатню чутливість для фіксації наявності анізотропії. В цьому відношенні дипольні установки, вочевидь, мають значно більші перспективи, хоча вони, практично, для виконання кругових профілювань не застосовуються. В даній роботі представлений розв'язок задачі про електричне поле дипольного джерела в анізотропному півпросторі та наведений розрахунок кругових діаграм для дипольних екваторіальних кругових профілювань і їх порівняльний аналіз з круговими діаграмами традиційно використовуваних симетричних кругових профілювань.

Відомо [1, 3] що потенціал U електричного поля однопольного точкового джерела зі струмом I , розташованого на поверхні однорідного анізотропного півпростору (триосна анізотропія) в системі декартових координат (x, y, z) , координатні напрямки якої співпадають з головними напрямками анізотропії, виражається:

$$U(x, y, z) = \frac{I\sqrt{\rho_x\rho_y\rho_z}}{2\pi} \cdot \frac{1}{\sqrt{\rho_x x^2 + \rho_y y^2 + \rho_z z^2}}, \quad (1)$$

де ρ_x, ρ_y, ρ_z – питомі електричні опори вздовж головних напрямків анізотропії.

Потенціал електричного поля дипольного джерела U_D визначиться за правилом

$$U_D = -(\vec{dl} \cdot \text{grad}U) = -dl \left(\frac{\partial U}{\partial x} \cos\alpha_l + \frac{\partial U}{\partial y} \cos\beta_l + \frac{\partial U}{\partial z} \cos\gamma_l \right), \quad (2)$$

де $\vec{dl}$ – лінійний векторний елемент диполя: $\vec{dl} = dl \cdot \vec{dl}^0$; $dl = AB$ – розмір живильного диполя AB ; $\vec{dl}^0 = \cos\alpha_l \vec{i} + \cos\beta_l \vec{j} + \cos\gamma_l \vec{k}$ – орт лінійного векторного елементу $\vec{dl}$ (напрямок моменту диполя); $\cos\alpha_l, \cos\beta_l, \cos\gamma_l$ – направляючі косинуси вектора $\vec{dl}$; U – потенціал електричного поля однопольного точкового джерела (ф.1). В результаті маємо:

$$U_D = \frac{I\sqrt{\rho_x\rho_y\rho_z}}{2\pi} \cdot \frac{\rho_x x \cdot \cos\alpha_l + \rho_y y \cdot \cos\beta_l + \rho_z z \cdot \cos\gamma_l}{[\rho_x x^2 + \rho_y y^2 + \rho_z z^2]^{3/2}}, \quad (3)$$

На практиці, зазвичай, розглядається двохоносна анізотропія, спричинена мікросхаруватістю осадової товщі, мікросланцюватістю чи мікротріщинуватістю гірських масивів, або ж направленою дією на них тиску. Припустимо, тепер, що ми маємо двохоносно-анізотропний півпростір з кутом падіння шаруватості θ (рис. 1). Просторова система координат вибирається таким чином, що вісь x спрямована на поверхні землі вздовж простягання анізотропного півпростору, вісь y – по падінню, вісь z – перпендикулярно шаруватості (рис. 1).

Тоді для такого двохоносно-анізотропного півпростору $\rho_x = \rho_y = \rho_t$ – є тангенціальний питомий опір (опір в напрямку вздовж нашарування), а $\rho_z = \rho_n$ – нормальний питомий опір (опір в напрямку, перпендикулярному нашаруванню), і співвідношення (3) в просторовій системі координат (x, y, z) набуде вигляду:

$$U_D = \frac{I_0 \rho_m}{2\pi} \cdot \frac{x \cdot \cos\alpha_l + y \cdot \cos\beta_l + \lambda^2 z \cdot \cos\gamma_l}{[x^2 + y^2 + \lambda^2 z^2]^{3/2}}, \quad (4)$$

де $\rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_t}$ – середньоквадратичний питомий опір, $\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_t}$ – коефіцієнт анізотропії двохоносно-анізотропного середовища.

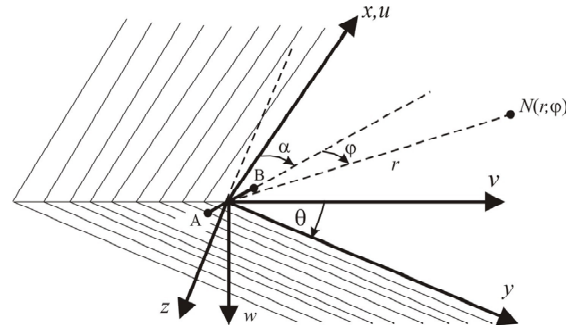


Рис. 1. Модель двохоносно-анізотропного півпростору з просторовою та поверхневою системами координат

У співвідношенні (4) перейдемо до поверхневих декартових координат u і v , в яких напрямки u співпадає з напрямком простягання анізотропного півпростору, тобто з напрямком x просторової системи координат, а напрямком v зорієнтований поперек простягання анізотропної пачки (рис. 1). Для цього скористаємося очевидними замінами: $x=u$; $y=v \cdot \cos\theta$; $z=v \cdot \sin\theta$. В результаті співвідношення (4) у поверхневій системі координат запишеться:

$$U_D = \frac{I_0 \rho_m}{2\pi} \cdot \frac{u \cos\alpha_l + v (\cos\beta_l \cos\theta - \lambda^2 \sin\theta \cos\gamma_l)}{[u^2 + v^2 (\cos^2\theta + \lambda^2 \sin^2\theta)]^{3/2}} \quad (5)$$

В подальшому задача полягає у визначенні направляючих косинусів $\cos\beta_l$ та $\cos\gamma_l$ через кут $\alpha = \alpha_l$ (кут між віссю диполя AB і напрямком простягання u анізотропної товщі) і кут падіння θ анізотропного середовища відносно поверхні землі. Для цього введемо в розгляд додаткову просторову систему координат (u, v, w) , де вісь w ортогональна денній поверхні (рис. 1). В даній системі координат орт моменту диполя виразиться:

$$\vec{dl}^0 = \cos\alpha \vec{e}_u + \sin\alpha \vec{e}_v \quad (6)$$

де $\vec{e}_u$ і $\vec{e}_v$ – орти координатних напрямків u і v . Відповідно, орти координатних напрямків z і y просторової системи координат (x, y, z) в системі координат (u, v, w) виразяться:

$$\vec{e}_z = \cos(\theta + \pi/2) \vec{e}_v + \cos\theta \vec{e}_w = -\sin\theta \vec{e}_v + \cos\theta \vec{e}_w \quad (7)$$

$$\vec{e}_y = \cos\theta \vec{e}_v + \cos(\pi/2 - \theta) \vec{e}_w = \cos\theta \vec{e}_v + \sin\theta \vec{e}_w \quad (8)$$

Використавши (6-8), визначимо $\cos\beta_l$ і $\cos\gamma_l$:

$$\cos\beta_l = (\vec{e}_y \cdot \vec{dl}^0) = \cos\theta \cdot \sin\alpha, \quad (9)$$

$$\cos\gamma_l = (\vec{e}_z \cdot \vec{dl}^0) = -\sin\theta \cdot \sin\alpha \quad (10)$$

Підставивши (9) і (10) у (5), отримаємо в точках денної поверхні значення потенціалу U_D електричного поля дипольного джерела, заземленого на поверхні двохоносно-анізотропного середовища, у вигляді:

$$U_D = \frac{I_0 \rho_m}{2\pi} \cdot \frac{u \cos\alpha + v \sin\alpha (1 + \lambda_{\pi}^2)}{[u^2 + v^2 (1 + \lambda_{\pi}^2)]^{3/2}}, \quad (11)$$

де $\lambda_{\pi} = \sqrt{\lambda^2 - 1} \cdot \sin\theta$ – коефіцієнт "позірної анізотропії".

Виразимо поверхні координати u і v точки N , в якій визначається потенціал, в полярній системі координат (r, φ) , прив'язаній до орієнтованого дипольного джерела AB (рис. 1):

$$u = r \cos(\alpha + \varphi); \quad v = r \sin(\alpha + \varphi), \quad (12)$$

де φ – кут між радіусом-вектором r на точку N , в якій визначається потенціал електричного поля, і віссю дипольного джерела (полярний кут установки). Підставивши (12) в (11), маємо наступне співвідношення для потенціалу електричного поля в полярній системі координат:

$$U_D = \frac{I_0 \rho_m}{2\pi r^2} \cdot \frac{\cos\varphi + \lambda_{\pi}^2 \sin\alpha \sin(\alpha + \varphi)}{[1 + \lambda_{\pi}^2 \sin^2(\alpha + \varphi)]^{3/2}}. \quad (13)$$

Знаючи потенціал електричного поля дипольного джерела, розташованого на поверхні двоохосно-анізотропного півпростору, визначимо радіальну E_r та азимутальну E_φ компоненти вектора напруженості електричного поля:

$$E_r = -\frac{\partial U_D}{\partial r} = \frac{I_0 \rho_m}{\pi r^3} \cdot \frac{\cos \varphi + \lambda_{\Pi}^2 \sin \alpha \sin(\alpha + \varphi)}{\left[1 + \lambda_{\Pi}^2 \sin^2(\alpha + \varphi)\right]^{3/2}}, \quad (14)$$

$$E_\varphi = -\frac{1}{r} \frac{\partial U_D}{\partial \varphi} = \frac{I_0 \rho_m}{2\pi r^3} \cdot \frac{F_1(\alpha, \varphi) + F_2(\alpha, \varphi)}{\left[1 + \lambda_{\Pi}^2 \sin^2(\alpha + \varphi)\right]^{5/2}}, \quad (15)$$

де

$$F_1(\alpha, \varphi) = \left[\sin \varphi - \lambda_{\Pi}^2 \sin \alpha \cos(\alpha + \varphi) \right] \cdot \left[1 + \lambda_{\Pi}^2 \sin^2(\alpha + \varphi) \right],$$

$$F_2(\alpha, \varphi) = 3\lambda_{\Pi}^2 \sin(\alpha + \varphi) \cos(\alpha + \varphi) \left[\cos \varphi + \lambda_{\Pi}^2 \sin \alpha \sin(\alpha + \varphi) \right].$$

При практичному застосуванні дипольних установок в методах опору найбільш технологічними і вживаними із них є дипольна осьова та дипольна екваторіальна градієнт-установки. Підставивши в (14) і (15) значення азимутального кута для осьової установки $\varphi=0$, а для екваторіальної установки $\varphi=\pi/2$, отримаємо осьову E_{oc} та екваторіальну $E_{екв}$ складові напруженості поля у вигляді:

$$E_{oc} = \frac{I_0 \rho_m}{\pi r^3} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \lambda_{\Pi}^2 \sin^2 \alpha}}, \quad (16)$$

$$E_{екв} = \frac{I_0 \rho_m}{2\pi r^3} \cdot \frac{1 + \lambda_{\Pi}^2 - 2\lambda_{\Pi}^4 \sin^2 \alpha \cos^2 \alpha}{\left[1 + \lambda_{\Pi}^2 \cos^2 \alpha\right]^{5/2}}. \quad (17)$$

Для визначення позірних опорів, вимірюваних осьовою та екваторіальною установками, необхідно прономувати співвідношення (16) і (17) по нормальних значеннях напруженостей осьової $E_{oc,0}$ та екваторіальної $E_{екв,0}$ компонент (під нормальними значеннями розуміємо напруженості поля дипольного джерела в однорідному півпросторі з питомим опором $\rho_0=1$ Ом·м). Для осьової та екваторіальної компонент електричного поля дипольного джерела їх нормальні значення виражаються:

$$E_{oc,0} = \frac{I_0 \rho_0}{\pi r^3}; \quad E_{екв,0} = \frac{I_0 \rho_0}{2\pi r^3}. \quad (18)$$

Отже, поділивши (16) і (17) на відповідні норми (18), врахувавши при цьому, що $\rho_0=1$ Ом·м, отримаємо співвідношення, які виражають собою залежність позірних опорів, вимірюваних осьовою ($\rho_{П,oc}$) та екваторіальною ($\rho_{П,екв}$) установками, від кута α :

$$\rho_{П,oc}(\alpha) = \frac{\rho_m}{\sqrt{1 + \lambda_{\Pi}^2 \sin^2 \alpha}}, \quad (19)$$

$$\rho_{П,екв}(\alpha) = \rho_m \cdot \frac{1 + \lambda_{\Pi}^2 - 2\lambda_{\Pi}^4 \sin^2 \alpha \cos^2 \alpha}{\left[1 + \lambda_{\Pi}^2 \cos^2 \alpha\right]^{5/2}}. \quad (20)$$

Фактично вирази (19) і (20) представляють собою рівняння кругових діаграм позірних опорів, вимірюваних на поверхні двоохосно-анізотропного півпростору дипольними осьовою (19) та екваторіальною (20) установками. Кругові діаграми виражені як функції кута α – кута між напрямком простягання анізотропної пачки та напрямком вісі дипольного джерела (рис. 1).

Для екваторіальної установки кругову діаграму можна також виразити як функцію кута $\psi = \alpha + \pi/2$ – кута між напрямком простягання анізотропної товщі та напрямком лінії екватора дипольної установки (рис. 2). Тоді

рівняння (19) для позірного опору у вигляді функціональної залежності від кута ψ запишеться у вигляді:

$$\rho_{П,екв}(\psi) = \rho_m \cdot \frac{1 + \lambda_{\Pi}^2 - 2\lambda_{\Pi}^4 \sin^2 \psi \cos^2 \psi}{\left[1 + \lambda_{\Pi}^2 \sin^2 \psi\right]^{5/2}}. \quad (21)$$

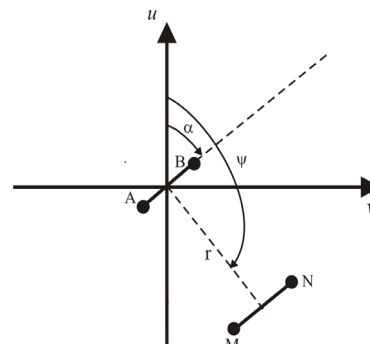


Рис. 2. Дипольна екваторіальна установка в системі поверхневих і полярних координат

Аналіз кругової діаграми (19) для осьової дипольної установки свідчить про те, що вона є тотожною круговій діаграмі, яку отримують традиційно використовуваною симетричною чотириелектродною установкою АМНВ [1-3]: Ця діаграма представляє собою еліпс, велика піввісь а якого спрямована вздовж простягання анізотропної товщі і кількісно дорівнює її середньоквадратичному опору ($a=\rho_m$), а мала піввісь b зорієнтована поперек простягання і кількісно дорівнює: $b = \rho_m / \sqrt{1 + \lambda_{\Pi}^2}$.

Кругова діаграма для екваторіальної установки (вирази 19 і 21) описується дещо більш складним співвідношенням. Нами була розрахована низка діаграм дипольного екваторіального (ДЕКП) та симетричного (СКП) кругових профілювань для різних значень коефіцієнта "позірної анізотропії" (різних значень коефіцієнта дійсної анізотропії λ і кута падіння анізотропної товщі θ). Результати деяких розрахунків у порівнянні з круговими діаграмами для установок радіального типу представлені наведеному нижче рис. 3.

На наведеному рисунку суцільною лінією зображені кругові діаграми симетричного кругового профілювання (СКП), пунктирною – дипольного екваторіального кругового профілювання (ДЕКП) у функціональній залежності від кута α , лінією з кружками – кругові діаграми ДЕКП у функціональній залежності від кута ψ . Останні являють собою ті ж самі кругові діаграми, що і в функціональній залежності від кута α , але з ортогональною до них орієнтацією (повернені на кут $\pi/2$).

Порівняльний аналіз кругових діаграм СКП і ДЕКП свідчить про те, що кругові діаграми ДЕКП фіксують значно суттєвіші варіації позірного опору в залежності від орієнтації установок. В цілому виконані розрахунки дипольного екваторіального кругового профілювання (ДЕКП) для різних параметрів анізотропії та порівняння їх із діаграмами звичайних симетричних кругових профілювань (СКП), приводять до наступних висновків:

1. Витягнута вісь кругової діаграми ДЕКП, побудованої в функції кута α (кута між напрямком простягання анізотропного середовища та напрямком живильного і приймального диполів) спрямована поперек простягання анізотропної товщі, на відміну від симетричного кругового профілювання (СКП), де вона співпадає з напрямком простягання, що створює певний "парадокс анізотропії". В той же час витягнута вісь кругової діаграми позірного опору, побудованої в функції кута ψ (кута між напрямком простягання та екваторіальною лінією дипольної установки), спрямована в напрямку простягання анізотропного

півпростору, тобто так само, як і при симетричному чи дипольному осьовому круговому профілюванні.

2. Чутливість дипольних екваторіальних кругових профілювань відносно фіксації наявності анізотропії значно вища від симетричних кругових профілювань. Ця обставина, а також з урахуванням того, що глибинність досліджень дипольних екваторіальних установок

така ж, як і симетричних, надає дипольним екваторіальним круговим профілюванням суттєві переваги при вивченні напружено-деформованого стану гірських масивів в процесі моніторингу небезпечних геологічних процесів. Ці переваги, безперечно, повинні бути використані в практиці експериментальних досліджень.

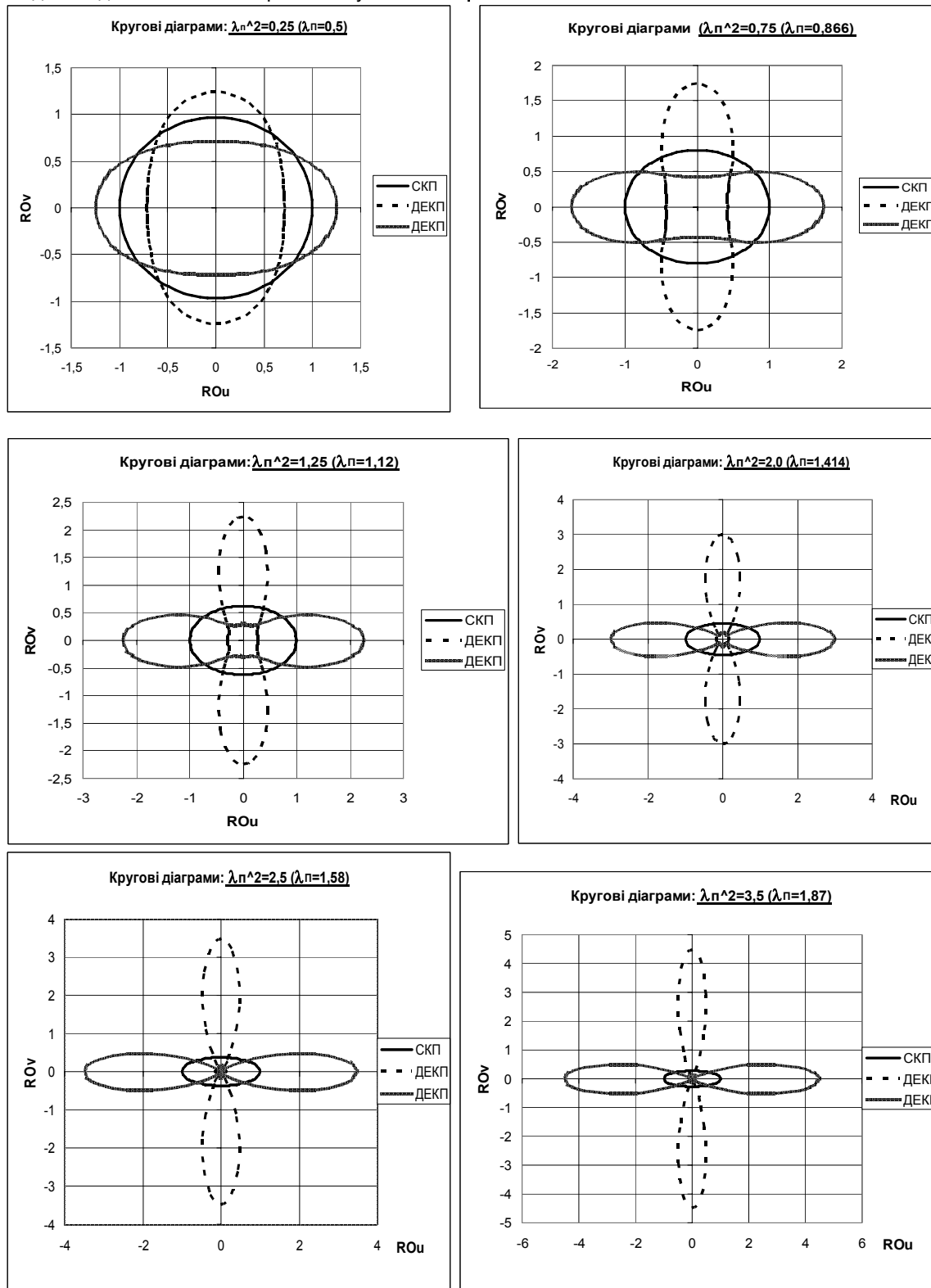


Рис. 3. Приклади діаграм дипольних екваторіальних кругових профілювань у порівнянні із діаграмами симетричних кругових профілювань при різних значеннях коефіцієнта "позірної анізотропії"

1. Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей применяемых в электроразведке. – Л. 1972. 2. Рева Н.В. Об исследовании анизотропных геоэлектрических разрезов дипольными установками. // Мат. по

геологии, гидрогеологии, геохимии и геофизике Украины и РСФСР, 1977. – Вып. 13. 3. Хмелевской В.К. Электроразведка. – М., 1984.

МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ СИСТЕМ ОРІЄНТАЦІЇ ТРІЩИН І КАВЕРН НА АНІЗОТРОПІЮ ПРУЖНИХ І АКУСТИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ КАРБОНАТНИХ КОЛЕКТОРІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайводою)

Розглядаються результати математичного моделювання ефективних пружних постійних і акустичних властивостей карбонатних колекторів із різними системами орієнтації тріщин і каверн. Розраховано вплив пустотного простору на значення швидкостей пружних хвиль, інтегральних та диференціальних коефіцієнтів анізотропії. Показано, що вони суттєво відрізняються для моделей із однією, двома та трьома системами орієнтації пустот.

The results of mathematical modelling of effective elastic constants and acoustic properties of carbonate reservoirs with different systems of crack and cavern orientation are examined. Pore space influence on the value of velocity of elastic waves, integral and differential coefficients of anisotropy are calculated. Their substantial difference for models with one, two and three orientation emptiness is shown.

Вступ. Математичне моделювання ефективних пружних і акустичних властивостей складнобудованих порід-колекторів можливе лише при застосовуванні більш досконалих моделей, які б адекватно відображали їх властивості і структуру, а також деформаційні процеси, що в них відбуваються.

Постановка проблеми. Для кількісної оцінки впливу пустотного простору на ефективні пружні постійні і акустичні властивості складнобудованих порід-колекторів застосовуються методи теорії механіки стохастичного середовища [1-7]. Існує ряд наближених методів розв'язку цієї задачі, що дозволяють розраховувати ефективні геофізичні параметри реального геологічного середовища з певним наближенням. Найпростішими із них є методи усереднення властивостей по макрооб'єму, які відомі як методи Фойгта і Реусса. Вони дають відповідну верхню і нижню межу можливих значень ефективних геофізичних параметрів. Ця межа може бути надзвичайно широкою. Побудову більш вузької межі можна здійснити, якщо скористатися варіаційним методом (методом Хашіна-Штрікмана) [4]. До найбільш відомих методів, які дозволяють покращити наближення ефективних геофізичних параметрів можна віднести методи регуляризації структури, методи стохастичних диференціальних рівнянь, методи варіального розвинення і самоузгодження, метод умовних моментів [4]. Метод варіального розвинення ґрунтується на припущенні, згідно якому напружено-деформований стан пружного тіла, з множиною взаємодіючих неоднорідностей, можна розглядати у вигляді суми простих взаємодій з подальшим ускладненням характеру взаємодії між ними. Метод самоузгодження базується на заміні реальної взаємодії багаточисленних структурних елементів між собою взаємодією кожного структурного елемента з оточуючою його матрицею, яка має невідомі ефективні постійні.

Найбільші можливості при практичній реалізації мають методи, які базуються на теорії випадкових полів [4, 6, 8]. Тензорні поля геофізичних параметрів реального геологічного середовища і характеристики його напружено-деформованого стану представляють собою випадкові поля. Тому задачу визначення ефективних пружних постійних можна звести до розв'язку стохастичних рівнянь рівноваги. Такий підхід дозволяє розраховувати ефективні пружні властивості моделей, максимально наближених до реальних структур реального геологічного середовища з довільними властивостями структурних елементів і без будь-яких обмежень на їх концентрацію.

Метою роботи є аналіз впливу тріщинуватості із різними системами орієнтації тріщин і каверн на ефективні пружні постійні і акустичні властивості карбонатних колекторів.

При математичному моделюванні для вирішення поставленої задачі використовувався *метод умовних моментних функцій* із застосуванням розрахункової схеми Морі-Танака [7-9].

Особливо великі зміни параметрів анізотропії об'ємних пружних хвиль спостерігаються в складнобудованих карбонатних колекторах. Для чисельних розрахунків ефективних фазових швидкостей пружних хвиль в анізотропних колекторах використовується рівняння Гріна-Крістоффеля [8]:

$$(\Gamma_{ij}^* - \rho^* v^* \delta_{ij}) < U_i > = 0 \quad (1)$$

де $\Gamma_{ij}^* = C^*_{ijkl} n_j n_k$ – тензор Крістоффеля; C^*_{ijkl} – ефективні пружні постійні анізотропного карбонатного колектора; v^* – ефективна фазова швидкість; n_j – компоненти вектора хвильової нормалі; ρ^* – щільність; $< U_i >$ – вектор пружних зміщень; δ_{ij} – тензор Кронекера.

Для розв'язку задачі знаходження анізотропних параметрів середовища довільної симетрії використовується модифікований метод Якобі [96]. В цьому методі задача обчислення значень фазових швидкостей та векторів пружних зміщень, якщо відомий приведений ефективний тензор пружних постійних, зводиться до знаходження власних векторів і власних значень тензору Крістоффеля $\Lambda^*_{ij} = C^*_{ijkl} n_j n_k / \rho^*$.

Тобто необхідно знайти таку систему координат, в якій тензорна матриця Крістоффеля діагональна. Для цього вводять допоміжну повернуту систему координат x_i вісь x_3 якої співпадає з напрямком вектору хвильової нормалі $\vec{n}$.

Орієнтація двох інших осей не має принципового значення. Формула перетворення, що забезпечує перехід від робочої системи координат x_i до власної системи координат x_i має вигляд:

$$x_i = N_{ij} x'_j, \quad (2)$$

де матриця перетворення N_{ij} виражається через тригонометричні функції кутів сферичної системи координат:

$$N_{ij} = \begin{pmatrix} \cos \varphi \cos \theta & \cos \varphi \sin \theta & -\sin \varphi \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ \sin \varphi \cos \theta & \sin \varphi \sin \theta & \cos \varphi \end{pmatrix}, \quad (3)$$

де θ – азимутальний кут, φ – полярний кут сферичної системи координат.

Тоді можна записати формулу перетворення приведенного тензору Крістоффеля до допоміжної системи координат:

$$\Gamma_{ij} = N_{ip} N_{jq} \Lambda^*_{pq}. \quad (4)$$

Шукають матрицю A_{ij} , яка приведе тензорну матрицю Γ_{ij} до діагонального вигляду:

$$\Gamma'_{ij} = A_{ip} A_{jq} \Gamma_{pq} = \delta_{ij} \lambda. \quad (5)$$

Вона визначається з умови, згідно якій враховується, яка з недіагональних компонент матриці Γ'_{ij} є максимальною. Якщо, наприклад, максимальним є діагональна компонента матриці Γ_{12} , то обертання навколо осі x_3 здійснюють за допомогою матриці:

$$A_{ij} = \begin{pmatrix} \cos \psi & -\sin \psi & 0 \\ \sin \psi & \cos \psi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad (6)$$

$$\text{де } \psi = \frac{1}{2} \arctg \frac{2\delta_{12}}{\delta_{22} - \delta_{11}}.$$

Величина кута ψ визначається на кожному кроці ітерації в залежності від того, навколо якої осі координат здійснюється обертання системи координат.

Це приводить до явного вигляду першого наближення для фазових швидкостей:

$$\langle v_{qp} \rangle^2 = g^2 \Gamma_{11} + h^2 \Gamma_{22} + \Gamma_{33} + 2gh \Gamma_{12} + 2g \Gamma_{13} + 2h \Gamma_{23}, \quad (7)$$

$$\langle v_{qs}^{(1)} \rangle^2 = (\Gamma_{11} - 2g \Gamma_{13} + g^2 \Gamma_{33}) \cos^2 \varphi + (\Gamma_{22} - 2h \Gamma_{23} + h^2 \Gamma_{33}) \sin^2 \varphi + (h \Gamma_{13} + g \Gamma_{23} - gh \Gamma_{33} - \Gamma_{12}) \sin 2\varphi, \quad (8)$$

$$\langle v_{qs}^{(2)} \rangle^2 = (\Gamma_{22} - 2h \Gamma_{23} + h^2 \Gamma_{33}) \cos^2 \varphi + (\Gamma_{11} - 2g \Gamma_{13} + g^2 \Gamma_{33}) \sin^2 \varphi + (h \Gamma_{13} + g \Gamma_{23} - gh \Gamma_{33} - \Gamma_{12}) \sin^2 \varphi, \quad (9)$$

де

$$g = (\Gamma_{23} \Gamma_{12} - \Gamma_{13} (\Gamma_{22} - \Gamma_{33})) / \Gamma_{10}, \quad h = (\Gamma_{13} \Gamma_{12} - \Gamma_{23} (\Gamma_{11} - \Gamma_{33})) / \Gamma_{10}, \quad (10)$$

$$\Gamma_{10} = (\Gamma_{11} - \Gamma_{33}) (\Gamma_{22} - \Gamma_{33}) - \Gamma_{12}^2.$$

Вектор пружних зміщень в допоміжній системі координат

$$\langle U_i^{(V)} \rangle = A_{vi}, \quad (11)$$

а в робочій системі координат

$$\langle U_i^{(V)} \rangle = A_{vp} N_{pi} \quad (12)$$

Тут $v = 3$ відповідає квазіповздовжній хвилі, а $v = 1, 2$ - квазіпоперечним.

Якщо точність першого наближення недостатня, ітераційний процес продовжується. Обертання здійснюється, виходячи із компонент одержаної матриці Γ'_{ij} .

Для кількісної оцінки пружної анізотропії використовується диференціальний A_d коефіцієнт пружної анізотропії, величина якого характеризує відхилення пружних властивостей заданого пружного анізотропного середовища від найближчого до нього ізотропного середовища для довільного напрямку хвильової нормалі. Диференціальний коефіцієнт пружної анізотропії обчислюється за формулою:

$$A_d = \sqrt{\frac{(\Lambda^2)_c - (\Lambda_m^2)_c}{(\Lambda_m^2)_c}} \times 100\%, \quad (13)$$

$$\text{де } (\Lambda^2)_c = \Lambda_{11}^2 + \Lambda_{22}^2 + \Lambda_{33}^2 + 2(\Lambda_{12}^2 + \Lambda_{13}^2 + \Lambda_{23}^2),$$

$$(\Lambda_m^2)_c = \Lambda_{m11}^2 + \Lambda_{m22}^2 + \Lambda_{m33}^2 + 2(\Lambda_{m12}^2 + \Lambda_{m13}^2 + \Lambda_{m23}^2),$$

$$\langle \Lambda \rangle_c = \langle \Lambda_{11} \rangle + \langle \Lambda_{22} \rangle + \langle \Lambda_{33} \rangle.$$

Для класифікації текстур на аксіальні і планальні типи використовувалась характеристична поверхня акустичного тензора $\mu_{ij}^* = C_{ijij}^* / \rho^*$ [95, 96, 103]. Оскільки тензор μ_{ij}^* - додатньо визначений симетричний тензор другого рангу, то його характеристична поверхня є еліпсоїд. Якщо відомі його власні значення, то можна обчислити параметри акустичної лінійності $L_\mu = \mu_g / \mu_m$ і акустичної сланцюватості $S_\mu = \mu_m / \mu_p$. Тут μ_g , μ_m , μ_p - відпові-

дно, найбільше, проміжне і найменше власні значення ефективного акустичного тензора μ_{ij}^* .

Коефіцієнт акустичної анізотропії A_μ обчислювався за формулою:

$$A_\mu = \left[\frac{\frac{1}{3}[(\mu_g - \mu_m)^2 + (\mu_m - \mu_p)^2 + (\mu_g - \mu_p)^2]}{\mu_g^2 + \mu_m^2 + \mu_p^2} \right]^{1/2} \cdot 100\%. \quad (14)$$

В статті розглядаються **результати математичного моделювання** ефективних пружних постійних і акустичних властивостей карбонатних колекторів із різними системами орієнтації тріщин і каверн (табл. 1).

Таблиця 1. Типи моделей карбонатних колекторів із різними системами орієнтації тріщин і каверн та їх параметри

Тип моделі	Параметри моделі
TR1	"тріщинний вапняк" (сухі тріщини $\alpha=10^{-4}$, $c x_3$, $K_{TP}=0,01\%$)
TR2	"тріщинний вапняк" (водонасичені тріщини $\alpha=10^{-4}$, $c x_3$, $K_{TP}=0,01\%$)
KV1	"кавернозний вапняк" (сухі каверни $\alpha=2100$, $c x_3$, $K_{KB}=2\%$)
KV2	"кавернозний вапняк" (водонасичені каверни $\alpha=2100$, $c x_3$, $K_{KB}=2\%$)
TRKV1	"кавернозно-тріщинний вапняк" (сухі тріщини $\alpha=10^{-4}$, $c x_3$, $K_{TP}=0,01\%$, сухі каверни $\alpha=2100$, $c x_3$, $K_{KB}=2\%$)
TRKV2	"кавернозно-тріщинний вапняк" (водонасичені тріщини $\alpha=10^{-4}$, $c x_3$, $K_{TP}=0,01\%$, водонасичені каверни $\alpha=2100$, $c x_3$, $K_{KB}=2\%$)
TR2-1	"тріщинний вапняк" (сухі тріщини $\alpha=10^{-4}$, дві системи тріщин $c x_1-0,001$, $c x_3-0,001$, $K_{TP}=0,02\%$)
TR2-2	"тріщинний вапняк" (водонасичені тріщини $\alpha=10^{-4}$, дві системи тріщин $c x_1-0,001$, $c x_3-0,001$, $K_{TP}=0,02\%$)
KV2-1	"кавернозний вапняк" (сухі каверни $\alpha=2100$, дві системи каверн $c x_1-0,001$, $c x_3-0,001$, $K_{KB}=2\%$)
KV2-2	"кавернозний вапняк" (водонасичені каверни $\alpha=2100$, дві системи каверн $c x_1-0,001$, $c x_3-0,001$, $K_{KB}=2\%$)

Закінчення табл. 1

Тип моделі	Параметри моделі
TR3-1	"тріщинний вапняк" (сухі тріщини $\alpha=10^{-4}$, три системи тріщин $c x_1-0,0002, c x_2-0,0003, c x_3-0,0005, K_{тр}=0,1\%$
TR3-2	"тріщинний вапняк" (водонасичені тріщини $\alpha=10^{-4}$, три системи тріщин $c x_1-0,0002, c x_2-0,0003, c x_3-0,0005, K_{тр}=0,1\%$
НКТ1	"гранулярно-кавернозно-тріщинний вапняк" із сухими пустотами $K_{кв}=4,4\%, \alpha=2100, c x_3-0,007, \alpha=891, c x_3-0,0018, \alpha=69, c x_3-0,0088, \alpha=13,76, c x_3-0,0268; K_{тр}=4,84\%$, довільна орієнтація, $\alpha=0,999-0,00657, \alpha=0,3433-0,01485, \alpha=0,026-0,02701; K_{тр}=1,32\%, \alpha=0,0058, c x_1-0,0086, \alpha=0,0001, c x_2-0,0036, \alpha=0,00001, c x_3-0,000972$.
НКТ2	"гранулярно-кавернозно-тріщинний вапняк" із водонасиченими пустотами $K_{кв}=4,4\%, \alpha=2100, c x_3-0,007, \alpha=891, c x_3-0,0018, \alpha=69, c x_3-0,0088, \alpha=13,76, c x_3-0,0268; K_{тр}=4,84\%$, довільна орієнтація, $\alpha=0,999-0,00657, \alpha=0,3433-0,01485, \alpha=0,026-0,02701; K_{тр}=1,32\%, \alpha=0,0058, c x_1-0,0086, \alpha=0,0001, c x_2-0,0036, \alpha=0,00001, c x_3-0,000972$.

Матриця моделей представляла собою твердий скелет із хаотично орієнтованими зернами кристалів кальциту.

Модель "тріщинуватого вапняку" представляє собою одну систему однонаправлено орієнтованих короткою віссю c вздовж осі x_3 сухих (TR1) і водонасичених (TR2) сфероїдальних тріщин формату $\alpha = 0,0001$ із концентрацією $c_1 = 0,0001$. Як видно із одержаних чисельних розрахунків (табл. 2) орієнтація 0,01% сухих тріщин спричиняє значну акустичну анізотропію 23,04%, а їх насичення водою зменшує її майже на 20%. В той же час орієнтація 2% однонаправлених сухих і водонасичених каверн формату $\alpha = 2100$ (моделі KV1, KV2) індуціює акустичну анізотропію, величина якої трохи більше 1%. Моделі із однонаправленою орієнтацією тріщин і каверн мають поперечно-ізотропну пружну симетрію ($C^*_{11} = C^*_{22}, C^*_{44} = C^*_{55}, C^*_{13} = C^*_{23}$), але однонаправлена орієнтація тріщин має планальну поперечно-ізотропну симетрію – $C^*_{11} > C^*_{33}, C^*_{66} > C^*_{44}, C^*_{12} > C^*_{13}$, а однонаправлена орієнтація каверн – аксіальну поперечно-ізотропну симетрію – $C^*_{11} < C^*_{33}, C^*_{66} < C^*_{44}, C^*_{12} > C^*_{13}$. Для сухих і водонасичених "кавернозно-тріщинних вапняків" із однонаправленою орієнтацією каверн і тріщин характерна планальна поперечно-ізотропна симетрія

Порівняння моделей "тріщинуватого вапняку" із двома і трьома системами тріщин показало (табл. 2), що наявність систем тріщин змінює пружну симетрію текстури колектора і величину коефіцієнта акустичної анізотропії. Зокрема, модель "тріщинуватого вапняку" (TR2-1) із двома системами тріщин має аксіальну поперечно-ізотропну симетрію і величину коефіцієнта акустичної анізотропії 25,2 %.

В той же час модель "тріщинуватого вапняку" (TR3-1), в якій три системи тріщин, має планальну ромбічну симетрію і величину коефіцієнта акустичної анізотропії 18,8 %, незважаючи на те, що її коефіцієнт тріщинної пористості 0,1 %, а моделі TR2-1 набагато менший – 0,02 %.

Водонасичення тріщин суттєво зменшує величину коефіцієнта акустичної анізотропії. При наявності двох систем тріщин змінюється і співвідношення між ефективними пружними постійними. Причому, пружні постійні вздовж координатних осей паралельних орієнтації системам тріщинуватості набагато менші ніж пружні постійні вздовж осей, що перпендикулярно цим напрямкам. (для моделі TR2-1: $C^*_{22} > C^*_{11} = C^*_{33}, C^*_{55} < C^*_{44} = C^*_{66}$,

$C^*_{13} < C^*_{12} = C^*_{23}$). В моделі "тріщинуватий вапняк" (TR3-1) із трьома системами тріщин: $C^*_{11} > C^*_{22} > C^*_{33}, C^*_{44} < C^*_{55} < C^*_{66}, C^*_{12} > C^*_{13} > C^*_{23}$. Тобто пружні постійні найбільші в напрямках, вздовж яких найменша концентрація орієнтованих тріщин.

В моделях "вапняків" із різними типами пористості співвідношення між пружними постійними визначаються типом пористості і співвідношеннями між їх концентраціями однонаправлено орієнтованих тріщин. Зокрема, в моделі "гранулярно-кавернозно-тріщинний вапняк" (НКТ-1) із співвідношеннями $K_{тр} : K_{кв} : K_t = 4,84\% : 2,2\% : 1,32\%$ і широким спектром форматів пустот від $\alpha=2100$ до $\alpha = 10^{-5}$, що однонаправлено орієнтовані, величина коефіцієнту акустичної анізотропії більше за 72,76 %. Пружна симетрія текстури аксіальна ромбічна. При водонасиченні акустична анізотропія різко зменшується до 8,37 %.

Із розв'язку рівняння (1) випливає, що у будь-якому напрямку хвильової нормалі розповсюджуються три фазові швидкості із ортогональними векторами поляризації: v_1^* – квазіповздовжня хвиля, вектор поляризації якої утворює найменший кут із напрямком вектора хвильової нормалі; v_2^* – "швидка" квазіпоперечна хвиля; v_3^* – "повільна" квазіпоперечна хвиля.

Акустична анізотропія карбонатного колектора проявляється у азимутальній залежності фазової швидкості від напрямку хвильової нормалі та розщепленні хвиль поперечної поляризації і відхиленні вектора пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі. Причому, фазові швидкості не співпадають із променевими і груповими швидкостями.

Для кількісної оцінки впливу анізотропії карбонатного колектора на розповсюдження пружних хвиль застосовується цілий набір параметрів анізотропії пружних хвиль:

а) вказівна поверхня фазових швидкостей квазіповздовжньої хвилі;

б) вказівна поверхня різниці між фазовими швидкостями "швидкої" і "повільної" квазіпоперечних пружних хвиль, що характеризує інтенсивність явища розщеплення поперечних хвиль вздовж заданого напрямку хвильової нормалі (рис. 1);

с) диференціальний коефіцієнт пружної анізотропії, що характеризує на скільки анізотропія середовища відрізняється від найближчого до нього ізотропного середовища.

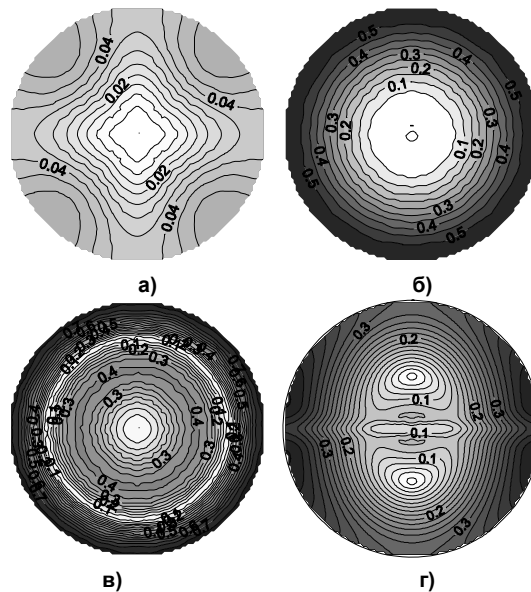


Рис. 1. Стереопроєкції ізоліній параметрів різниці між фазовими швидкостями "швидкою" і "повільною" квазіпоперечних пружних хвиль для моделей: а) – "водонасичений кавернозний вапняк", б) – "газонасичений кавернозно-тріщинний вапняк", в) – "водонасичений тріщинний вапняк", г) – "водонасичений гранулярно-кавернозно-тріщинний вапняк"

Індикатиси фазової швидкості квазіпоперечної хвилі із однаковими сухими і водонасиченими тріщинами характеризуються найменшими значеннями вздовж напрямку орієнтації тріщин. Величини фазової швидкості квазіповздовжньої хвилі не залежать від азимутального кута. В напрямку, який співпадає із орієнтацією тріщин, різниця між "швидкою" і "повільною" квазіпоперечними хвилями близька до нуля. Тобто явище розщеплення поперечних хвиль відсутнє. В цьому ж напрямку величина диференціального коефіцієнту пружної анізотропії дорівнює нулеві (рис. 1).

Найбільші фазові швидкості квазіповздовжніх хвиль і інтенсивність розщеплення квазіпоперечних хвиль спостерігається у площині, яка перпендикулярна напрямку орієнтації тріщин.

Наявність двох систем тріщин суттєво змінює характер просторових змін параметрів анізотропії пружних хвиль (моделі TR2-1, TR2-2), які розрізняються для сухих і водонасичених тріщин. Найбільша фазова квазіповздовжньої швидкості спостерігається в напрямку, що перпендикулярний площині, в якій розташовані локалізовані напрямки локалізації тріщин ($c_{\parallel x_1}$ і $c_{\parallel x_3}$) однакової концентрації. В площині локалізації орієнтованих тріщин (x_1x_3) спостерігаються найменші значення фазової швидкості квазіповздовжньої хвилі. При водонасиченні число напрямків із екстремальними значеннями фазових швидкостей квазіпоперечних хвиль зростає до 9. Значно ускладнюється характер інтенсивності розщеплення квазіпоперечних хвиль.

В моделі "тріщинуватий вапняк" із трьома ортогональними системами сухих і водонасичених тріщин (TR3-1, TR3-2) індикатриса квазіповздовжніх хвиль змінюється. Мінімальні швидкості квазіпоперечних хвиль спостерігаються вздовж напрямків орієнтації тріщин. В цих же напрямках спостерігається і найбільш інтенсивні ефекти розщеплення квазіпоперечних хвиль. Тобто, різниця між "швидкою" і "повільною" квазіпоперечними хвилями найбільша вздовж локалізованих напрямків орієнтації сухих тріщин. При водонасиченні максимальні ефекти розщеплення поперечних хвиль зміщуються і локалізуються в

напрямах під кутом $30-40^\circ$ до напрямків орієнтації тріщин і знаходяться в цих же координатних площинах.

В моделі "кавернозний вапняк" з однаковими сухими і водонасиченими кавернами (TRKV-1, TRKV-2) максимальна величина фазової швидкості квазіповздовжньої хвилі спостерігається вздовж напрямків орієнтації каверн. Найбільш інтенсивні ефекти розщеплення квазіпоперечних хвиль спостерігаються в локалізованих напрямках, орієнтованих під кутом 45° до орієнтації каверн.

В складнобудованих "гранулярно-кавернозно-тріщинний вапняк" із сухими і водонасиченими порами, тріщинами і кавернами (моделі НКТ1, НКТ2) індикатиси фазових швидкостей квазіповздовжніх хвиль відображають, в першу чергу, характер просторової орієнтації мікротріщин. Вздовж напрямків орієнтації фазові швидкості квазіповздовжніх хвиль – мінімальні. Вздовж напрямків орієнтації сухих тріщин спостерігаються і найбільш інтенсивні ефекти розщеплення квазіпоперечних хвиль. При водонасиченні ці напрямки зміщуються від напрямку орієнтації водонасичених тріщин на кут $30-35^\circ$. Вздовж цих напрямків спостерігається і найбільші величини диференціальних коефіцієнтів пружної анізотропії.

При аналізі результатів моделювання визначено, що орієнтація сухих тріщин спричиняє значну акустичну анізотропію (до 23,04 %), а їх насичення водою зменшує її майже на 20 %. Порівняння моделей "вапняків" із різними системами тріщин показало, що наявність систем тріщин змінює пружну симетрію текстури колектора і величину коефіцієнта акустичної анізотропії (симетрію – від поперечно-ізотропної до планальної ромбічної і величину коефіцієнта акустичної анізотропії від 1 до 18,8 %). Пружні постійні найбільші в напрямках, вздовж яких концентрація орієнтованих тріщин є найменшою. Встановлено, що в напрямку, який співпадає із орієнтацією однакових тріщин, явище розщеплення поперечних хвиль відсутнє, величина диференціального коефіцієнту пружної анізотропії дорівнює нулю, а найбільше розщеплення квазіпоперечних хвиль спостерігається у площині, яка перпендикулярна напрямку орієнтації тріщин, на відміну від "кавернозного вапняку",

де найбільш інтенсивні ефекти спостерігаються в локалізованих напрямках, орієнтованих під кутом 45° до орієнтації каверн.

В площині локалізації двох систем орієнтованих тріщин (x_1x_3) спостерігаються найменші значення фазової швидкості квазіповздовжньої хвилі. Значно ускладнюється характер інтенсивності розщеплення квазіпоперечних хвиль із трьома ортогональними системами сухих і водонасичених тріщин. При водонасиченні максимальні ефекти розщеплення поперечних хвиль зміщуються і локалі-

зуються в напрямках під кутом $30-40^{\circ}$ до напрямків орієнтації тріщин і знаходяться в цих же координатних площинах. В складнобудованих вапняках індикатрис фазових швидкостей квазіповздовжніх хвиль відображають характер просторової орієнтації мікротріщин.

При водонасиченні ці напрямки зміщуються від напрямку орієнтації водонасичених тріщин на кут $30-35^{\circ}$. Вздовж таких напрямків спостерігаються і найбільші величини диференціальних коефіцієнтів пружної анізотропії.

Таблиця 2. Результати математичного моделювання параметрів анізотропії пружних хвиль карбонатних колекторів із різними системами орієнтованих тріщин і каверн

Тип моделі	С*, ГПа									ρ*, кг/м³	А _р , %	Тип пружної симетрії, текстури
	С* ₁₁	С* ₂₂	С* ₃₃	С* ₄₄	С* ₅₅	С* ₆₆	С* ₁₂	С* ₁₃	С* ₂₃			
TR1	120,45	120,45	53,490	27,42	27,42	42,28	35,90	18,61	18,61	2,7117	23,04	Планальна поперечно-ізоотропна
TR2	129,57	129,57	128,88	27,42	27,42	42,29	45,02	44,84	44,84	2,7116	3,77	Планальна поперечно-ізоотропна
KV1	121,79	121,79	126,20	40,61	40,61	39,84	42,84	42,50	42,50	2,658	1,20	Аксіальна поперечно-ізоотропна
KV2	121,87	121,87	126,20	40,61	40,61	39,84	43,14	42,56	42,56	2,678	1,18	Аксіальна поперечно-ізоотропна
TRKV1	79,71	79,71	35,73	15,59	15,59	23,47	32,81	18,00	18,00	2,694	23,2	Планальна поперечно-ізоотропна
TRKV2	94,69	94,69	94,67	15,59	15,59	23,47	47,80	47,70	47,70	2,696	2,84	Планальна поперечно-ізоотропна
TR2-1	51,85	114,34	51,85	27,41	20,28	27,41	15,45	8,01	15,45	2,711	25,8	Аксіальна поперечно-ізоотропна
TR2-2	128,77	129,47	128,77	27,41	20,28	27,41	44,76	44,56	44,75	2,712	2,06	Аксіальна поперечно-ізоотропна
KV2-1	120,67	117,94	120,67	38,23	38,97	38,23	42,25	41,53	42,25	2,604	0,83	Планальна поперечно-ізоотропна
KV2-2	120,76	118,07	120,76	30,23	38,97	38,23	42,64	41,60	42,39	2,643	0,82	Планальна поперечно-ізоотропна
TR3-1	32,09	23,74	15,61	7,61	8,80	11,38	1,91	1,28	0,97	2,709	18,81	Планальна ромбічна
TR3-2	127,28	129,59	125,44	7,91	8,80	11,38	43,34	42,95	42,77	2,710	1,59	Планальна ромбічна
HKT1	30,23	2,10	0,98	0,53	0,72	1,72	0,19	0,08	0,01	2,424	72,76	Аксіальна ромбічна
HKT2	62,25	68,62	78,12	0,53	0,73	1,72	17,5	16,72	18,08	2,530	8,37	Аксіальна ромбічна

Висновки. Таким чином, досліджені ефективні пружні постійні і акустичні властивості карбонатних колекторів (тріщинуватого, кавернозно-тріщинуватого та гранулярно-кавернозно-тріщинуватого вапняків) із однією, двома та трьома системами орієнтації тріщин і каверн.

Вплив тріщинуватості та кавернозності впливово відзначається на значеннях швидкостей пружних хвиль, інтегральних та диференціальних коефіцієнтах анізотропії. Надбана інформація може бути використана як попереднє наближення при вивченні структури пустотного простору та ємнісних властивостей реальних складнобудованих карбонатних порід-колекторів при складанні математичних моделей карбонатних порід та проведенні інтерпретації сейсмоакустичних даних.

1. Аракчеев Н.Т., Бондарь В.В., Могилевич М.В. Способ определения пористости трещинно-кавернозных карбонатных пород // Б.И. – 1981. –

№ 11 – Ас 635843. 2. Продайвода Г.Т., Вижва С.А. Математичне моделювання геофізичних параметрів. К., 1999. 3. Вижва С.А., Безродна І.М. Визначення структури пустотного простору складнобудованих геологічних середовищ при вирішенні задач промислової геофізики та геофізичного моніторингу небезпечних геологічних процесів // Геоінформатика. – 2003. – №1. 4. Klimentos T., McCann C. Relationship among compressional wave attenuation, porosity, clay content and permeability in sandstones // Geophysics, 1990, vol. 5. Федорин А.С. Влияние ориентированной системы трещин на анизотропию скоростей распространения упругих волн в твердых телах (исследование горных пород) // Докл. АН УССР. Сер. А. Физ. мат. науки. – 1975. – № 9. Петровский А.П. Информационное обеспечение и модельные представления интегральной интерпретации геолого-геофизических данных при изучении нефтеразносных структур // Геофиз. журн. – 2004. – 26, N 3. 7. Cheng C.H., Toksoz M.H. Inversion of seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock // Geophys. Res. 8. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. – Новосибирск, 2000. 9. Mori T., Tanaka K. Average Stress in Matrix and Average Elastic Energy of Materials with misfitting inclusions // Acta Metallurgica, 1973, v. 21.

Надійшла до редколегії 25.11.09

УДК 550.34

О. Тополук, інж. І к., О. Трипільський, д-р геол.-мінералог. наук

ХАРАКТЕР МІГРАЦІЇ ЕПІЦЕНТРІВ ЗЕМЛЕТРУСІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. С.А. Вижвою)

Проаналізовано просторово-часовий характер міграції епіцентрів помірних і сильних землетрусів центральної частини Карпатського регіону. Показано, що з року в рік відстань між епіцентрами сильних і середніх землетрусів поступово зростає, а самі епіцентри мігрують у північно-західному напрямку.

Spatial-time character of the moderate and strong epicenter earthquakes migration in the central part of the Carpathian region were analyzed. It is shown that distance between epicenters of the strong and moderate earthquakes from year to year gradually increase and epicenters itself migrate in north-west direction.

Вивчення просторово-часового розподілу сейсмічності в межах сейсмоактивних регіонів має важливе значення для з'ясування особливостей сеймотектонічних процесів та для обґрунтованого підходу до виконання сейсмічного районування.

У роботі досліджується й аналізується характер міграції сильних та помірних землетрусів центральної частини Карпатського регіону.

На сьогоднішній день накопичено значний досвід подібних досліджень у різних регіонах земної кулі. Наведемо деякі приклади.

У межах Кримсько-Чорноморського регіону помірні за інтенсивністю морські землетруси мають своєрідний "човниковий" характер як по широті, так і по довготі, мігруючи орієнтовно з південного заходу на північний схід [1]. Вогнища найсильніших кримських землетрусів протягом

останніх 100 років мігрували уздовж південного узбережжя Криму на захід при середній швидкості приблизно 2 км/рік [2]. Встановлено також фундаментальну властивість сейсмічності у період підготовки сильних землетрусів: монотонне стягування епіцентрів більш слабких поштовхів до зони майбутньої сильної події [3].

В результаті сейсмологічних досліджень на півночі Євразії було встановлено, що у районі острова Шпіцберген міграція вогнищ слабких землетрусів ($M=2.8-3.5$) у часі відбувається по колу проти годинникової стрілки від напрямку на північ [4]. Це дозволило дослідникам висловити припущення щодо існування кільцевої структури з лівозсувним зміщенням [4].

Вивчення протягом певного часу афтершоків найсильнішого на острові Сахалін Монеронського землетрусу 5 вересня 1971 р. показало, що вони спочатку групувалися у північно-східній частині острова, а на останніх етапах – у південно-західній. Аналіз цих даних показав, що афтершоки сильних землетрусів Сахаліну зміщуються у часі, мігруючи з північного сходу на південний захід [5].

З метою вивчення просторово-часового розподілу землетрусів було обрано центральну частину Карпатського регіону у межах $47^{\circ} \text{N} - 49^{\circ} \text{N}$ та $21^{\circ} \text{E} - 25^{\circ} \text{E}$ (рис. 1). Для найбільш інтенсивних (умовно – сильних) землетрусів аналізу підлягала одна подія на рік (при

M_{max}), для помірних землетрусів до аналізу долучалися кілька близьких за інтенсивністю зареєстрованих протягом одного року землетрусів, які потім були осереднені до однієї події. Обробці підлягали сильні та помірні землетруси, зареєстровані протягом 1970 – 2005 рр. усього отримано по 35 значень для сильних та помірних землетрусів – по одному на рік.

Відокремлені таким чином епіцентри сильних та помірних землетрусів виносились на карту, окремо для сильних (рис. 1) та для помірних (рис. 2) землетрусів. Далі було проаналізовано просторово-часовий розподіл отриманих даних. Аналіз полягав у вивченні характеру та тенденції міграції вогнищ землетрусів з року в рік.

Розподіл епіцентрів сильних землетрусів (скорочено землетрусів) по площі характеризується наступними особливостями.

З 35 землетрусів, позначених на карті, 16 розташовані в межах Закарпатського внутрішнього прогину, 10 – в межах Паннонського серединного масиву, 5 – на території складчастої області Карпат, 3 – Передкарпатського прогину і 1 – у північній частині гір Апусені. Таким чином, Закарпатський внутрішній прогин характеризується як найбільшою кількістю землетрусів, так і переважно скупченим розташуванням, особливо, в центральній частині регіону.

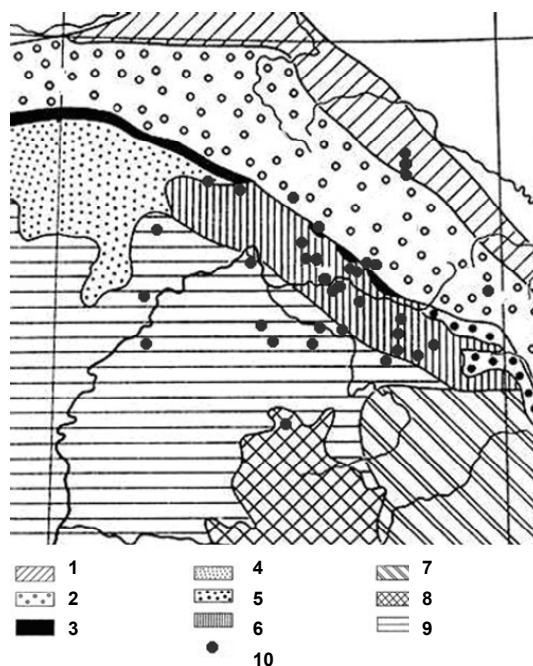


Рис. 1. Розподіл епіцентрів сильних землетрусів, зареєстрованих у межах центральної частини Карпатського регіону у 1970 – 2005 рр. 1 – Передкарпатський прогин; 2 – Складчасті Карпати; 3 – Пеннінська зона; 4 – центральна зона древніх ядер Західних Карпат; 5 – Мармаронський масив; 6 – Закарпатський внутрішній прогин; 7 – Трансильванська западина; 8 – гори Апусені; 9 – Паннонський серединний масив; 10 – епіцентри землетрусів

Протягом 1970 – 2005 рр. землетруси, зареєстровані на території Закарпатського внутрішнього прогину, мігрують у північно-західному та зворотному напрямках за деякого переважання північно-західного напрямку.

Якщо умовно поділити всі 35 землетрусів на декілька груп, то можна помітити, що міграція землетрусів у кожній з них має певні характерні особливості. Наведемо приклади.

У 1970 – 1973 рр. епіцентри землетрусів мігрують у протилежних напрямках вздовж простягання Закарпатського внутрішнього прогину.

У 1974 – 1976 рр. епіцентри землетрусів майже не мігрують, розташовуючись у межах Передкарпатського прогину, після чого у 1977 – 1978 рр. повертаються на

територію Закарпатського внутрішнього прогину, де мігрують зовсім незначно.

Починаючи з 1979 р., епіцентри землетрусів починають мігрувати з року в рік на все більші відстані, займаючи значні території. Особливо це стосується періоду 1999 – 2005 рр.

У цьому процесі спостерігається наступна закономірність: якщо в межах однієї з груп епіцентри мігрують в якомусь із напрямків, то у наступній групі напрямок міграції змінюється переважно на протилежний.

Ця закономірність нагадує Кримсько-Чорноморський регіон, де помірні за інтенсивністю морські землетруси мають "човниковий" характер. На відміну від Кримсько-Чорноморського регіону, де землетруси мігрують з пів-

денного заходу на північний схід [2], сильні землетруси центральної частини Карпатського регіону переважно мігрують з південного сходу на північний захід. Але в обох випадках землетруси мігрують у напрямках, майже паралельних простяганню Карпатських та Кримських гір.

Міграція епіцентрів помірних землетрусів відбувається, переважно, подібним чином. Однак, слід зазна-

чити, що ареал їх розташування незрівнянно менший, і абсолютна більшість епіцентрів (29 з 35) зареєстрована у Закарпатському внутрішньому прогині і лише 6 – за його межами. Така відмінність може бути пояснена тим, що для сильних землетрусів аналізу підлягали координати однієї події на рік, а для помірних – осереднені координати кількох подій.

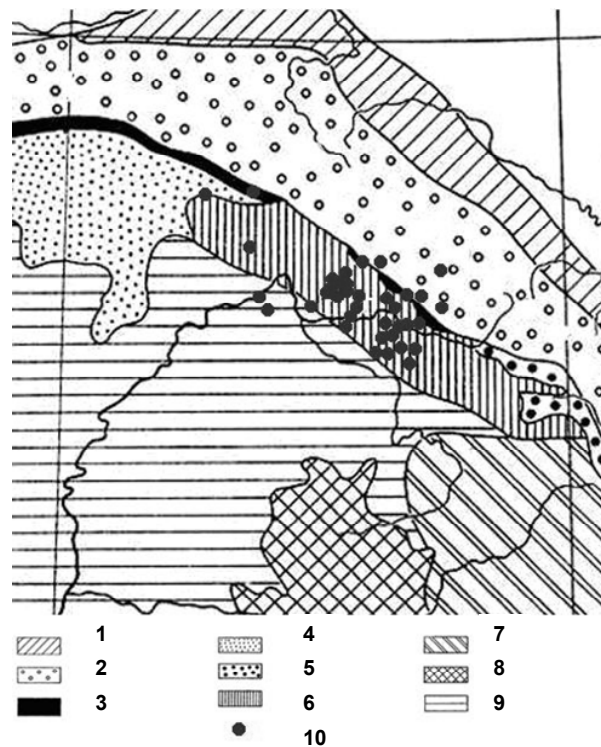


Рис. 2. Розподіл епіцентрів помірних землетрусів, зареєстрованих у межах центральної частини Карпатського регіону у 1970 – 2005 рр. 1 – Передкарпатський прогин; 2 – Складчасті Карпати; 3 – Пеннінська зона; 4 – центральна зона древніх ядер Західних Карпат; 5 – Мармаронський масив; 6 – Закарпатський внутрішній прогин; 7 – Трансильванська западина; 8 – гори Апусені; 9 – Паннонський серединний масив; 10 – епіцентри землетрусів

Незважаючи на це, тенденція поступового зміщення епіцентрів помірних землетрусів у північно-західному напрямку зберігається.

Нами проаналізовано особливості міграції епіцентрів сильних та помірних землетрусів з інтервалом між подіями, рівним одному року.

На рис. 3 наведено графіки, які характеризують міграцію зазначених землетрусів з року в рік. Графіки осереднені прямими лініями за способом найменших квадратів. Незважаючи на значні щорічні зміни відстані між епіцентрами сильних і осереднених помірних землетрусів, прослідковується поступове зростання цих відстаней з часом. Для сильних землетрусів це зростання дорівнює 2,6 км/рік, для помірних – приблизно удвічі менше, тобто 1,2 км/рік. Ця різниця пояснюється, напевне, тим, що для помірних землетрусів щороку оброблялися кілька подій, які потім було представлено однією подією з осередненими координатами.

Порівняємо отримані результати з особливостями міграції слабких землетрусів Кримсько-Чорноморського регіону. Як раніше вже зазначалося, з посиланням на роботу [3], у цьому регіоні у період підготовки сильних землетрусів епіцентри більш слабких поштовхів монотонно стягуються (мігрують) до зони майбутньої сильної події. На відміну від цього, в межах центральної частини Карпатського регіону помірні землетруси з часом не

стягуються до якоїсь однієї зони, а поступово збільшують ареал своєї реєстрації. Якщо припустити, що фундаментальна властивість сейсмічності у період підготовки сильних землетрусів [3] може бути застосована також до досліджуваного регіону, то можна дійти попереднього висновку, що в його межах не зареєстровано ознаки, що можуть свідчити про підготовку сильного землетрусу. Вірогідність цього висновку може бути підвищена, якщо довести можливість ототожнення та порівняння особливостей міграції слабких землетрусів Кримсько-Чорноморського та Карпатського регіонів.

Переважаюча частина землетрусів (як помірних, так і сильних) реєструється в межах Закарпатського внутрішнього прогину, причому напрямок міграції епіцентрів сильних землетрусів значною мірою контролюється простяганням цієї структури.

Незважаючи на позірну хаотичність просторово-часового розподілу епіцентрів землетрусів в межах центральної частини Карпатського регіону, протягом 1970 – 2005 рр. прослідковується загальна тенденція поступового їх зміщення у північно-західному напрямку. Така тенденція, можливо, є наслідком просторового перерозподілу напружень між окремими частинами регіону та відбиває єдиний тектонічний процес зміни стану глибинного середовища.

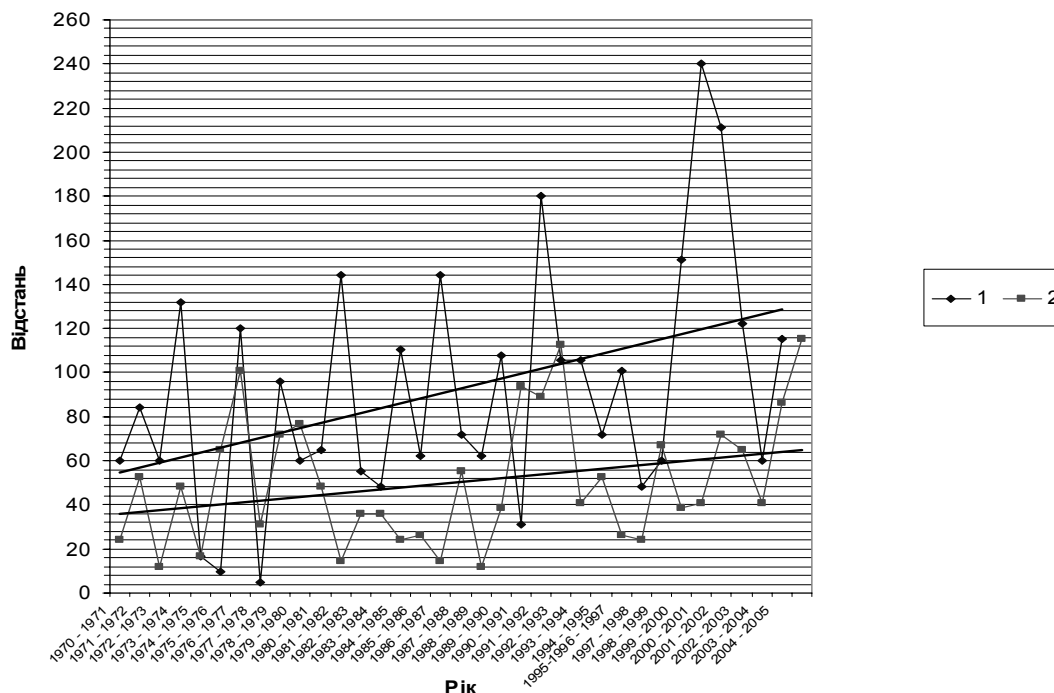


Рис. 3. Графіки величин міграції з року в рік епіцентрів сильних (1) та помірних (2) землетрусів. Прослідковується поступове зростання з часом відстаней між епіцентрами як сильних, так і помірних землетрусів

У подальшому слід проаналізувати можливі причинно-наслідкові просторові зв'язки між характером міграції епіцентрів землетрусів, геологічною будовою, глибинними розломами, геофізичними полями та сучасними вертикальними рухами земної кори досліджуваного регіону.

1. Кульчицкий В.Е., Пустовитенко Б.Г., Скляр А.М. Разрушительные крымские землетрясения 1927 г.: уроки и некоторые следствия // Геофиз. журн. – 2002. – 24, №6. – с. 49 – 74. 2. Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Некоторые закономерности миграции очагов землетрясений Крыма за последние 100 лет // Геофиз. сборник АН УССР. – 1975. –

вып. 65. – с. 81 – 87. 3. Каменобродский А.Г., Пустовитенко Б.Г., Поречнова Е.И. Пространственно-временное распределение эпицентров слабых толчков как индикатор подготовки сильных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1987. – №10. – с. 3 – 13. 4. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Современная геодинамическая модель севера Евразии // Геофизика XXI столетия: 2006 год, М. – 2007. 5. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Ершов В.В. Сильные землетрясения Сахалина: миграция и цикличность афтершоков по латерали и глубине// Геофизика XXI столетия: 2006 год, М. – 2007.

Надійшла до редколегії 24.11.09

УДК 550.384:634.4

К. Бондар, канд. геол. наук,
І. Віршило, канд. геол. наук, Т. Гордієнко, ст. лаб.

МАГНІТОСТРАТИГРАФІЯ ТА АНІЗОТРОПІЯ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ ВОДНОМЕХАНІЧНИХ ВІДКЛАДІВ КАРСТОВОЇ ПЕЧЕРИ АТЛАНТИДА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. мінералог. наук, проф. М.І. Толстим)

Досліджені петромагнітні й палеомагнітні характеристики розрізу глин. Виявлена магнітна анізотропія відкладів, обумовлена течією. Зафіксована палеомагнітна границя між зонами оберненої і прямої полярності у розрізі. Встановлено, що відклади розрізу не молодші 780 тис. р., раннього плейстоцену.

A section of clay deposits in Atlantida cave is examined using palaeomagnetic and petromagnetic methods. The magnetic anisotropy of deposits is proved to be caused by water flow. A sharp boundary between magnetozones of reversed and direct polarity has been found. The age of deposits is proved to be below Matuyama/Brunhes boundary.

Вступ. Формування й існування карстових порожнин перебуває в тісному зв'язку з тектонічними й гідрогеологічними умовами в регіоні. Своєрідними носіями інформації про геологічне минуле печери виступають різні вторинні відклади, що накопичуються на дні порожнини. Часто ці відклади придатні для палеомагнітного дослідження, а отже існує можливість датування навіть палеонтологічно "німих" товщ.

У нашій роботі представлені результати дослідження магнітної стратиграфії розрізу водномеханічних глинистих відкладень печери Атлантида, розташованої в

межах Придністровського карстового району Подільсько-Буковинської карстової області (Україна) [1].

У сучасній науковій літературі описані численні магнітостратиграфічні дослідження уламкових і хемогенних печерних відкладів [2, 3], натічних утворень [4, 5] і пухких відкладень привідних залив [6, 7]. Слід зазначити, що наш розріз раніше вже вивчався палеомагнітним методом [8], однак ми визнали за необхідне його повторне дослідження з використанням сучасної високочутливої магнітної апаратури.

Об'єкт дослідження. Печера Атлантида утворилася у гіпсах тираської світи, що відноситься до середньо-

баденського під'ярусу ($N_1bd^1_2$). Товща, що перекриває, представлена ратинськими вапняками (відносяться до тієї ж світи) й товщею глин сарматського віку ($N_1s^1_2$) [1]. Границя баденій-сармат, згідно Стратиграфічного кодексу України, датується 13,6 млн. років [9].

Досліджуваний розріз закладений у галереї "Глобус" магістрального поверху печери. Шурфом глибиною 4,5 м відкриті шаруваті світло-сірі тонкі й алевритові глини, що залягають на гіпсовій підлозі печери.

Відбір зразків і петромагнітні вимірювання. Оскільки глини утворюють субгоризонтальні шари нерівної потужності, зведена глибина опробування всієї товщі склала 3 м. З шурфа було відібрано 332 орієнтованих зразки для вивчення петромагнітним і палеомагнітним методами. Відбір проводився ручним способом по 3...4 зразки з кожних 3...8 см вертикальної

потужності розрізу. Елементи орієнтування зразків фіксувалися гірським компасом.

У лабораторних умовах вивчені наступні петромагнітні характеристики. Магнітна сприйнятливість (k) вимірювалась на капабриджі KLY-2 (Geofizyka, Чехія). Також уздовж розрізу вивчена природна залишкова намагніченість (NRM) й ідеальна намагніченість (ARM), створена у змінному полі 100 мТл при постійному полі 0,5 мТл. Вимірювання виконані на криогенному магнітометрі 2G Enterprises.

В цілому глини характеризуються низькими значеннями k , NRM і ARM, у верхній частині розрізу спостерігається підвищення магнітних характеристик (рис. 1).

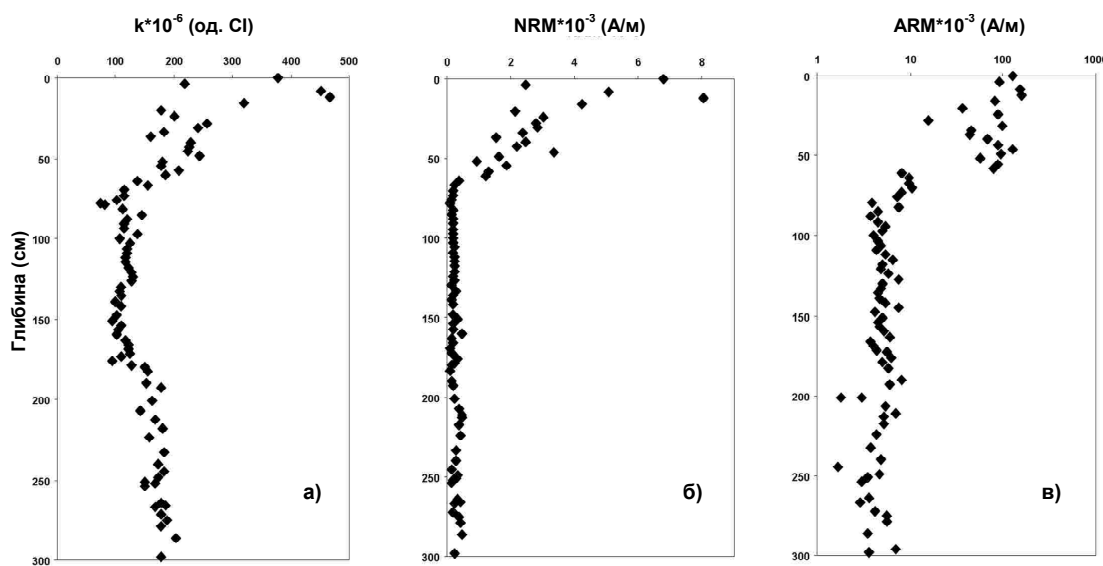


Рис.1. Розподіл магнітних властивостей глин по глибині розрізу

Анізотропія магнітної сприйнятливості (АМС). Вимірявши АМС зразків за стандартною методикою на капабриджі KLY-2, ми оцінили ступінь анізотропії (P) відкладів. Цей параметр дозволяє диференціювати розріз за характером упорядкованості зерен магнітних мінералів і відтворити умови осадження уламкового матеріалу [10]. Параметр форми (T) характеризує форму магнітних зерен як витягнуту, сферичну або дископодібну [11]. Стереографічне представлення еліпсоїда АМС надає уявлення про орієнтацію магнітних часток у гірській породі. Домінуючий тип анізотропії визначається за відношеннями $L=K_1/K_2$ – ступінь лінійної анізотропії та $F=K_2/K_3$ – ступінь площинної анізотропії, де K_1 -максимальна, K_2 -середня, а K_3 - мінімальна вісь еліпсоїда анізотропії.

P більшої частини досліджених зразків (>70%) не перевищує 1,01. Лише у верхній частині розрізу ступінь анізотропії наближається до 1,02 (інтервал 0...85 см) (рис. 2 а). Переважає лінійна анізотропія, оскільки коефіцієнт кореляції між P та L становить $R^2=0.75$ (рис. 2 б). Орієнтація осей K_1 еліпсоїда АМС (рис. 3) показує, що середній азимут максимальних осей стано-

вить 280° і відповідає азимуту простягання магістральної галереї "Глобус" (Сх-Зх). Мінімальні вісі K_3 значно, більше, ніж на 20° , відхиляються від субвертикального положення уздовж напрямку ПнПнЗх-ПдПдСх, що може свідчити про наявність вторинних структур, пов'язаних з деформацією [12]. У глинах присутні магнітні частки різної форми з деяким переважанням витягнутих, голкоподібних зерен ($0<T<1$) (рис. 2, в)

Наявність чіткої границі між ізотропним і анізотропним шаром на глибині 88 см свідчить про зміну умов осадконакопичення, появу спрямованої дії зовнішніх сил, наприклад, водних потоків, при формуванні водно-механічних відкладів цього інтервалу. Дослідниками [1] тут зафіксований перехід від спокійних, слабопроточних умов (швидкість потоку <0,1 см/с) до режиму підвищеної активності водного середовища. На цій підставі можемо стверджувати, що магнітні зерна у верхній частині розрізу зорієнтувалися за течією, у субширотному напрямку, в якому закладена галерея Глобус. В нижній частині розрізу анізотропія майже відсутня. Крім того, відклади зберегли сліди вторинної деформації південно-південно-східного напрямку.

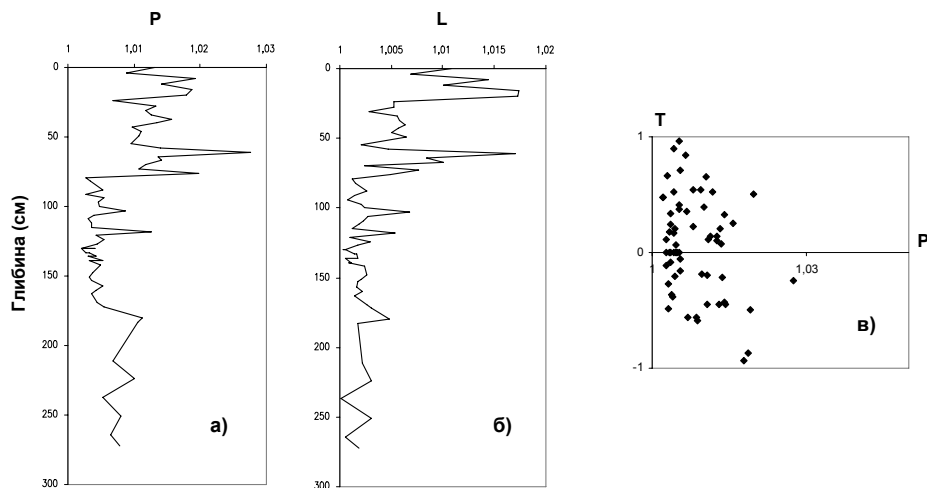


Рис. 2. Розподіл параметрів АМС по глибині розрізу (а,б) і параметр форми магнітних часток (в)



Рис. 3. Стереопроєкція осей АМС для зразків з верхньої частини розрізу

Палеомагнітні дослідження. Відомо, що NRM є векторною сумою первинної намагніченості, яка виникає в період формування відкладів, і вторинної намагніченості, якої ці відклади набувають пізніше. Якщо породи не зазнали хімічного перемагнічування після свого утворення, то вторинна намагніченість буде мати в'язку природу. Первинна намагніченість глин є, зазвичай, орієнтаційною і постседиментаційною і виникає внаслідок орієнтації магнітних часток за магнітним полем в процесі осадження у воді й знаходження у верхньому придонному шарі до ущільнення осаду.

Для розділення компонент намагніченості ми здійснили компонентний аналіз за даними розмагнічування зразків змінним магнітним полем інтенсивністю до 90 мТл. Результати розмагнічування пілотних зразків (16 шт.), представлені на діаграмах Зйдервельда, дозволили визначити поля для наступної магнітної чистки всієї колекції (рис. 4). На цьому ж рисунку розміщені залежності інтенсивності NRM від поля розмагнічування, які мають характерний вигляд для обернено і прямо намагнічених глин (рис. 4 б,г).

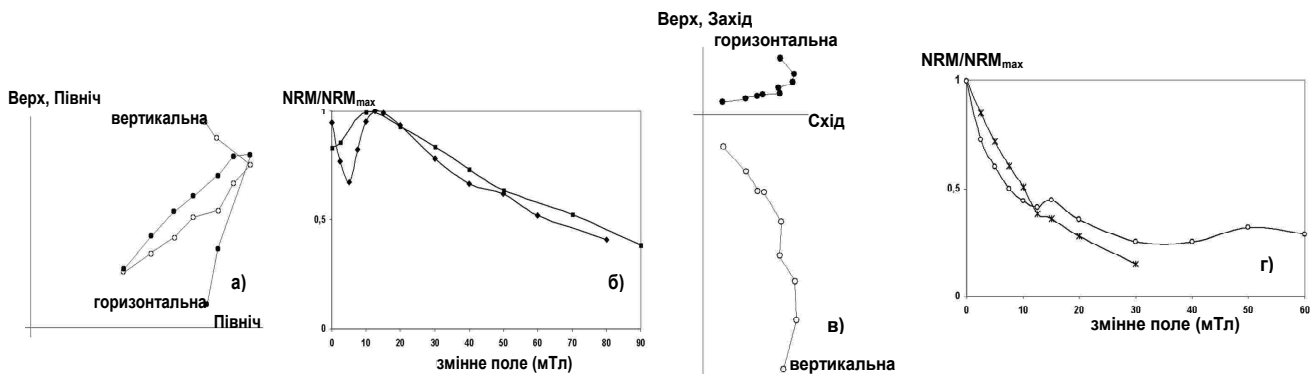


Рис. 4. Діаграми Зйдервельда та криві розмагнічування NRM змінним полем зразка 125-288 v (глибина 61 см) з зони оберненої полярності (а,б) і зразка 278 К з зони прямої полярності (в, г)

Характеристична намагніченість відкладів, отримана після впливу змінного поля 15...30 мТл, складає 30...85% NRM. Зміна її кутових параметрів по розрізу представлена на рис. 5 а,б.

Магнітне схилення D (рис.5 а) демонструє не тільки два граничних положення, які відповідають прямому й оберненому намагнічуванню відкладів, а подекуди має

проміжні значення. При цьому проміжні схилення близькі до азимуту простягання галереї "Глобус" і, водночас, до азимутів максимальних осей АМС з відповідного інтервалу глибин. Магнітне нахилення I (рис.5 б) дещо занижене по відношенню до нахилення магнітного поля і різко змінюється на протилежне на глибині 2,03 м.

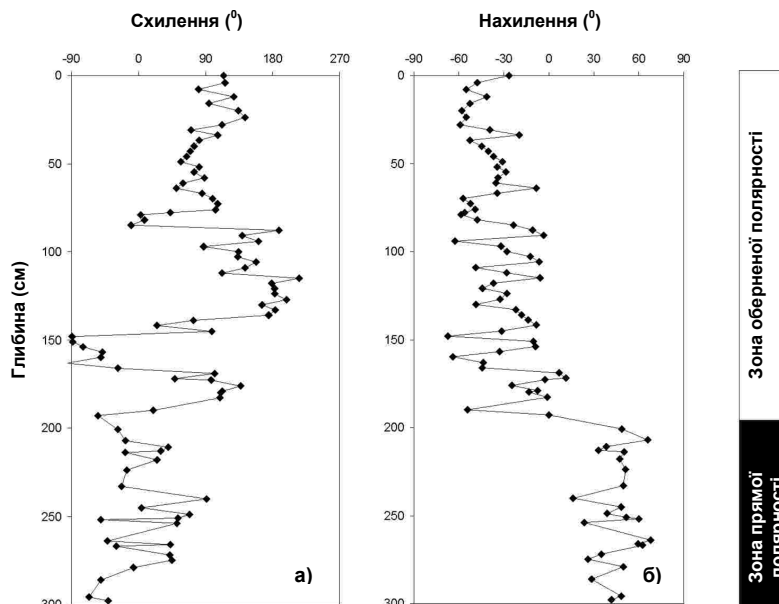


Рис. 5. Зміна схилення D (а) і нахилення I (б) характеристичної намагніченості по глибині розрізу та магнітна стратиграфія відкладів (в)

Причиною спотворення запису D у верхній частині розрізу (до 85 см) виступає переорієнтація магнітних часток під дією придонних течій у галереї, як ми це з'ясували, дослідивши АМС відкладів. Нахилення I більш чітко виражає магнітну стратиграфію відкладів, хоча для глин характерне "виположування" I внаслідок падіння витягнутих часток на горизонтальне дно.

Таким чином, породи розрізу розділяються на дві магнітозони: від 0 до 2,03 м – оберненої полярності, від 2,03 м до 3 м – прямої полярності (рис.5). Границя між ними різка і знаходиться всередині шару щільних тонких однорідних світло-сірих глин.

Обговорення результатів і висновки. Безперервний метод опробування відкладів по глибині і результати їх палеомагнітних досліджень дозволяють побудувати детальний магнітостратиграфічний розріз, який має високу роздільну здатність по часу. Безперервний палеомагнітний запис особливо важливий для опису інтервалів зміни полярності давнього геомагнітного поля.

Спробуємо співставити отриманий фактичний матеріал із результатами попередніх досліджень водномеханічних відкладів печери. Як за нашими даними, так і за даними роботи [8], глини, що виходять на поверхню печерних галерей, мають обернену намагніченість. Найбільш пізнім часом її виникнення може бути: 1) один з екскурсів всередині епохи прямої полярності Брюнес; 2) епоха оберненої полярності Матуяма. Часову границю між цими епохами вчені встановили біля 780 тис. років [13].

Перший варіант ми вважаємо малоімовірним з декількох причин. Формування такого потужного шару глинистих відкладів за час палеомагнітного екскурсу можливе тільки при високих швидкостях седиментації, як мінімум 20 см/тис. років при відсутності перерв в осадконагромадженні. За даними мікροстратиграфічно-

го вивчення розрізу [1] відомо, що перерви все-таки були, і водні умови декілька разів змінювалися субаеральними, а отже, швидкість накопичення окремих прошарків глин має бути ще вищою. У таких умовах, враховуючи те, що границя між магнітозонами фіксується всередині літологічно однорідного шару, вона не повинна бути різкою, а передбачає існування перехідної зони. Однак, зміна полярності по розрізу відбувається різко, що протирічить припущенню про такі високі швидкості седиментації. Крім того, останнім часом багатьма дослідниками ставиться під сумнів надійність виділення багатьох екскурсів епохи Брюнес і їх глобальний характер [14].

Таким чином, можемо стверджувати, що отриманий результат розміщує весь розріз *давніше* границі палеомагнітних епох Матуяма-Брюнес. Обернено намагнічена магнітозона може відноситись як до епохи Матуяма, так і до інших, більш ранніх, періодів оберненої полярності, що виділяються на палеомагнітних шкалах для неоген-четвертинного часу [14]. Також і знайдена нами границя може відповідати одній з багатьох інверсій, що фіксуються за світовими даними у міоцені-пліоцені.

Отже, глиниста товща була повністю сформована не пізніше раннього плейстоцену. Деформація відкладів розрізу у південно-південно-східному напрямку, діагностована за АМС, ймовірно, відбулася при піднятті північного краю Поділля в кінці раннього плейстоцену, коли активно формувалася долина Збруча [1], який на ділянці Гермаківка-Боришківці має відповідний напрямок.

Автори вдячні керівництву і співробітникам Геофізичного відділення Мюнхенського університету Людвіга-Максиміліана за надану можливість виконати магнітні вимірювання, а також керівникові Хмельницького спе-

леоклубу "Атлантида" О.П. Щербицькому за сприяння в проведенні польових досліджень.

1. Климчук А.Б., Рожжиков В.Я. Сопряженный анализ истории формирования пещерной системы (на примере пещеры Атлантида). Препринт ИГН АН УССР. – К., 1982. 2. Bosak P., Pruner P., Kadlec J., Magnetostratigraphy of cave sediments: Application and limits. Stud. Geophys. Geodet., 47 (2003), p.301-330. 3. Schmidt V.A. Magnetostratigraphy of sediments in Mammoth Cave, Kentucky. Science, 217, 827-829. 4. Martin K., 1991. Paleomagnetism of speleothems in Gardner Cave, Washington. Natl. Speleol. Soc. Bull., 52, 87-94. 5. Latham A., Schwarcz H.P. and Ford D.C., 1979. Paleomagnetism of stalagmite deposits. Nature, 280, 383-385. 6. Бондар К.М., Ридуш Б.Т. Запис палеокліматичних змін у голоцені-верхньому плейстоцені у пухких відкладах печери Еміне-Баір-Хосар за магнітними даними // Спелеологія і карстологія. – № 2. – Сімферополь. – 2009. 7. Поспелова Г.А., Голованова Л.В., Шаронова З.В., Семенов В.В. Палеомагнитные исследования отложений палеолитической стоянки в пещере Матузка (Северный Кавказ)

// Физика Земли. – 2006. – №7. 8. Бахматов В.Г., Лагутин К.П. Опыт палеомагнитного изучения пещерных отложений // Физическая география та геоморфология. – 1985. – вып. 32. -К. 9. Стратиграфічний кодекс України. – Національний стратиграфічний комітет України, К., 1997. 10. Tarling D.H., Hrouda E. The magnetic anisotropy of rocks. – London: Publ. by Chapman&Hall, 1993. 11. Jelinek, V., 1981, Characterisation of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79, 63-7. 12. Blink I., Magnetic susceptibility anisotropy and deformation of Quaternary sediments // Z. Dtsch.geol.Ges. – 1989. – 140. – P.393-403. 13. Champion D., Lanphere M., Kuntz M. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: discussion of short polarity reversals in the Brunhes and Late Matuyama polarity chrons// J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B10. P. 11667-11680. 14. Большаков В.А. Геомагнитные экскурсы – надежное средство корреляции геологических отложений? // Физика Земли, 2007, №9. 15. Cande S.C. and Kent D.V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys.Res., 100(B4), 6093-6095.

Надійшла до редколегії 25.11.09

УДК 551.252:552.08

С. Куровець, канд. геол. наук, Т. Здерка, асп., В. Сабан, студ.

ЩОДО ПИТАННЯ ВПЛИВУ МІКРОТРИЩИНУВАТОСТІ НА ОСОБЛИВОСТІ НАФТОВИЛУЧЕННЯ ІЗ ОЛІГОЦЕНОВИХ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ НАДВІРНЯНСЬКОГО НАФТОПРОМИСЛОВОГО РАЙОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.М. Карпенком)

Розглядається проблема впливу тріщинуватості порід-колекторів на експлуатацію покладів свердловинами. Встановлено, що мікротріщини олігоценівих порід-колекторів є флюїдопровідними каналами і забезпечують значні приливи нафти до свердловин. Запропонована ефективна схема відновлення дебітів вуглеводнів при експлуатації порово-тріщинних колекторів менілітової світи.

The problem of influence of fractured breeds-collectors on exploitation of oil beds is set. It is set that micro cracks of Oligocene breeds-collectors are the fluid flowing channels and provide the considerable waves of oil to the mining holes. The effective chart of hydrocarbons debits renewal is offered during exploitation of porous-crack collectors of menilit deposits.

На даний час більшість нафтових родовищ Передкарпатського прогину знаходиться на завершальній стадії розробки, що характеризується зменшенням частки активних видобувних запасів і відповідним збільшенням важковидобувних. Останні переважно приурочені до складнопобудованих колекторів, що характеризуються зональною і пошаровою неоднорідністю ємнісно-фільтраційних властивостей. Крім того, на пізній стадії розробки родовищ утворення значних промитих зон підвищеної тріщинуватості не дає змогу реалізувати енергію агента витіснення, що нагнітається у пласт, для вилучення залишкових запасів нафти.

Продуктивні горизонти менілітової світи представлені алевритистими дрібнозернистими, місцями середньозернистими пісковиками, рідше алевролітами з глинистим цементом. Коефіцієнт піщанистості становить переважно 9-12 %. Значення пористості змінюється від 4 до 17 %, проникності в межах від $0,1 \cdot 10^{-3}$ до $23 \cdot 10^{-3}$ мкм², іноді може становити навіть $43-50 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Проведені нами дослідження [5] показали, що для олігоценівих відкладів Передкарпатського прогину характерним є наявність двох типів колекторів:

- порового, що характеризується низькими значеннями проникності, переважно до $5 \cdot 10^{-3}$ мкм²;
- тріщинного, проникність якого на порядок вища у порівнянні з гранулярними колекторами (переважно $5-50 \cdot 10^{-3}$ мкм²).

Р.С. Копистянським [3] виконувались дослідження тріщинуватих кернів з порід карпатських нафтових родовищ оптичними методами. Встановлено, що найчастіше проникність тріщинуватих порід-колекторів становить $5-15 \cdot 10^{-3}$ мкм², рідше $25-55 \cdot 10^{-3}$ мкм², а в поодиноких випадках і більше.

Експериментально, методами гідродинамічних досліджень [11] встановлено, що проникність зразків керну палеогенових порід-колекторів, розбитих тріщинами, у залежності від величини діючого на них тиску, змінюється переважно від $5-25 \cdot 10^{-3}$ мкм², рідше досягаючи значення $50 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Аналіз роботи свердловин, що експлуатують олігocenові поклади, вказує на те, що максимальні видобутки нафти із них спостерігались на початку експлуатації протягом 1-2 років, а потім різко знижувались і продовжували працювати вже на цьому рівні з поступовим зниженням дебітів. Характерним прикладом є свердловина №2 Микуличинського родовища (рис. 1). При випробуванні нижньоменілітових відкладів з свердловини було одержано приплив нафти з дебітом $21-23$ м³/добу на штуцерах від 4 до 8 мм. Уже через рік після вводу свердловини в експлуатацію дебіт різко знизився до $4,5$ т/добу і продовжував поступово знижуватись.

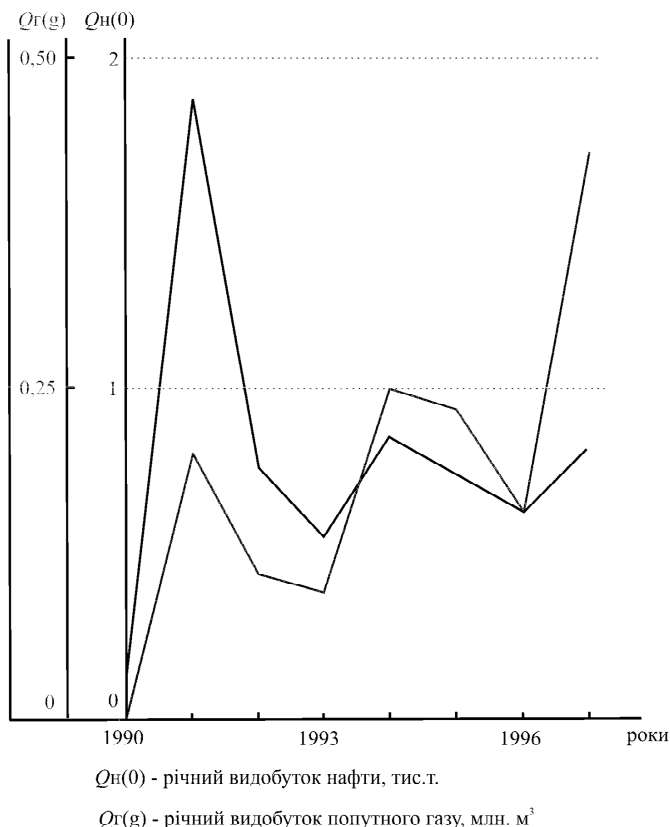


Рис. 1. Динаміка видобутку нафти і газу свердловиною 2 – Микуличин з олігоценного покладу

Як показує аналіз роботи свердловин [7], тріщини порід-колекторів порово-тріщинного типу ефективно працюють при депресіях на пласт до 3-5 МПа. У такому випадку у тріщини відбувається підтік нафти із прилеглої до них пористої матриці породи, що забезпечує стійкі дебіти і раціональну виробку запасів вуглеводнів з покладів.

Нами виконані розрахунки дебітів для інтервалів випробування горизонту клівських пісковиків у свердловині 2-Микуличин та підроговицького горизонту у свердловині 21-Микуличин згідно формули Дюпюї. Результати розрахунків показують, що для забезпечення припливів нафти у обсязі 21 м³/добу з розкритого інтервалу клівських пісковиків (-1542,6 – -1602,4 м), ефективна товщина колекторів у якому становить 23,2 м, середня проникність колекторів має досягати $2 \cdot 10^{-3}$ мкм². Для забезпечення припливу нафти з дебітом 8,5 м³/добу у свердловині 21-Микуличин з розкритого інтервалу підроговицького горизонту (-1506,6 – -1528,4 м) з ефективною товщиною 4,0 м проникність колекторів повинна становити $14,5 \cdot 10^{-3}$ мкм². Згідно [1] проникність порід-колекторів менілітової світи Микуличинського родовища змінюється від 0,1 до $1,0 \cdot 10^{-3}$ мкм². Відмінність розрахункових і фактичних значень проникності пов'язана, на наш погляд, саме з тріщинуватістю олігоценних порід-колекторів, що підтверджується дослідженнями шліфів [8].

Значні припливи нафти із порід-колекторів з низькими емнісно-фільтраційними властивостями отримано також і на Довбушанському родовищі. Початкові дебіти нафти при випробуванні інтервалу низькопористих колекторів туфіто-аргілітового горизонту у свердловині №11 становили до 400 м³/добу, а з піщано-аргілітового відповідно 37 м³/добу [2]. Колектори зазначених горизонтів характеризуються досить мінливими фільтраційними властивостями. Згідно [6], усі літологічні різновиди, якими складена продуктивна товща Довбушансько-

го родовища, несуть ознаки інтенсивної тектонічної та пошарової літогенетичної тріщинуватості. У процесі експлуатації свердловини, при зниженні пластового тиску дебіти нафти різко знижувались.

Гідродинамічні розрахунки [14] показують, що значні припливи нафти і газу у тріщинному колекторі можуть забезпечуватись широкорозвинутою системою мікротріщин, розкриття яких не перевищує 100 мкм. Ці ж розрахунки показують, що у випадку розкриття тріщин порядку міліметра, проникність колектора повинна становити десятки і навіть сотні дарсі.

В.Н. Майдебор [10] відзначає, що при густоті тріщин з розкриттям 100 мкм від 10 до 30 на 1 м та товщині продуктивного горизонту від 7 до 50 м дебіти свердловин можуть змінюватись від 150 до 2000 м³/добу.

Ф.І. Котяхов [4] стверджує, що при дослідженні порово-тріщинних колекторів, необхідно від тріщинної проникності відрізняти проникність тріщини, яка визначається кількістю рідини певної в'язкості, що протікає за одиницю часу через одиницю площі поперечного січення тріщини при певному градієнті тиску.

Тому дослідження ролі пошарових літогенетичних тріщин при розробці порово-тріщинних колекторів, а також підрахунок запасів нафти має не тільки теоретичне, а й практичне значення.

Мікроскопічні дослідження шліфів олігоценних порід-колекторів, виконані нами, дають змогу стверджувати, що хвилеподібні тріщини (дуже часто системи тріщин) з розкритістю до 0,09 мм, а інколи і більше (0,13 мм) є водночас значною емністю для вуглеводнів (рис. 2, 3). За даними [12] об'єм тріщинної пористості є значно меншим від міжзернової і складає не більше 20 % від загальної пористості породи.

Для порово-тріщинного колектора характерним є наявність високопроникних прошарків, що відповідають

зонам горизонтальних (пошарових) тріщин. Низькопроникні щільні прошарки пористої матриці породи-колектора перешаровуються з тріщинуватими зонами. При цьому у процесі фільтрації пластового флюїду до вибою свердловини можливі два варіанти:

- відбір флюїду з високопроникної частини пласта (зон тріщинуватості) компенсується підтоком із низькопроникної частини пласта (пористої матриці породи-колектора) за рахунок задовільної ємнісно-фільтраційної характеристики у поєднанні з достатньою їх товщиною;
- відбір флюїду з високопроникної частини пласта (зон тріщинуватості) не компенсується підтоком його з

низькопористої матриці породи-колектора, та відбувається змикання тріщин і відповідне зниження їх проникності, що зумовлює зниження рівня нафтовіддачі покладу та відповідно видобутку нафти експлуатаційними свердловинами.

А.В. Петухов [13] стверджує, що у складних колекторах порово-тріщинного та порово-каверно-тріщинного типів початковий дебіт свердловин залежить у першу чергу від густоти тріщин у породах-колекторах, а накопичений видобуток відображає певні зміни порового простору матриці породи-колектора.

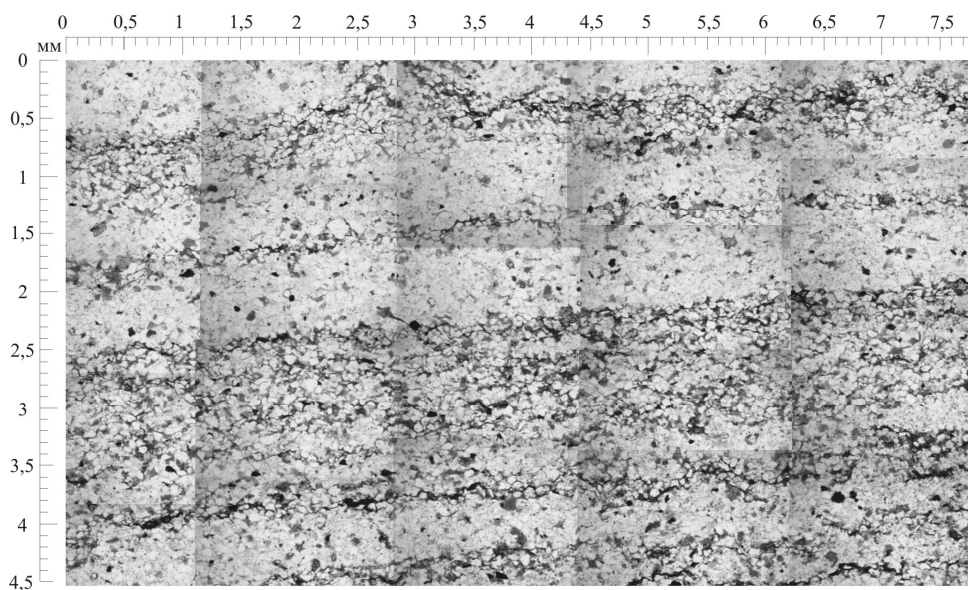


Рис. 2. Дрібнозернистий пісковик, розбитий системою пошарових літогенетичних тріщин. Свердловина 1–Монастирчани, інтервал 3711-3715 м

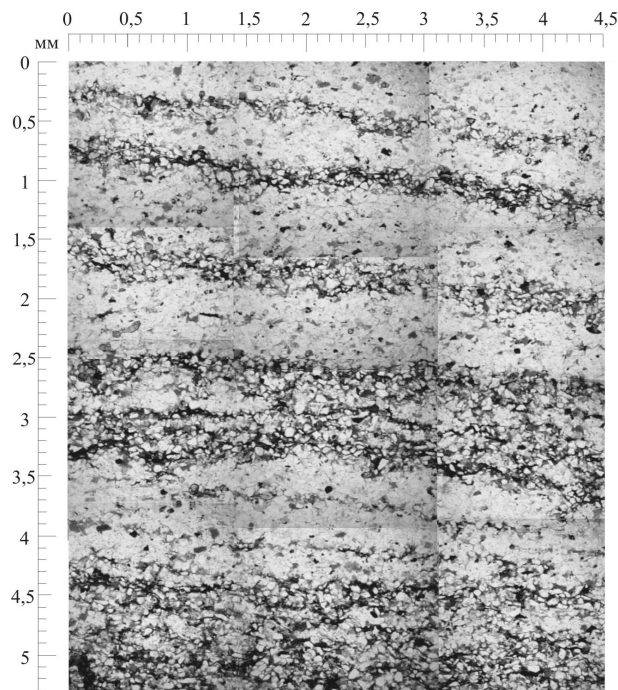


Рис. 3. Субгоризонтальні літогенетичні тріщини нашарування виповнені вуглеводневими компонентами. Свердловина 4–Микуличин, інтервал 2851-2854,8 м

Слід відмітити, що переважно у тріщинуватому пласті-колекторі досить важко визначити значення проникності матриці породи-колектора і системи тріщин окре-

мо. Хоча в умовах наявності системи однонаправлених тріщин можна визначити окремі складові проникності за

результатами замірів проникності паралельно і перпендикулярно до системи тріщин. Тоді,

$$K_{\text{пар}} = K_m + K_{\text{тр}}$$

$$K_{\text{перп}} = K_m,$$

де $K_{\text{пар}}$, $K_{\text{перп}}$ – коефіцієнт проникності, визначений паралельно і перпендикулярно до системи тріщин; K_m , $K_{\text{тр}}$ – відповідно проникність пористої матриці породи-колектора та тріщин.

Аналіз результатів петрофізичних дослідження кернів олігоценівих порід-колекторів Надвірнянського нафтопромислового району виконаних за такою методи-

кою вказує на значну роль пошарових тріщин у формуванні фільтраційних властивостей порід-колекторів. Найбільш характерні результати наведені у табл. 1.

При інтенсивному відборі нафти із тріщин породи-колектора пластовий тиск у привибійній зоні свердловини різко знижується. У результаті цього відбувається раптова зміна напруженого стану матриці порід-колекторів. Літогенетичні тріщини нашарування різко зникають і перестають бути каналами фільтрації для нафтових вуглеводнів.

Таблиця 1. Результати петрофізичних досліджень кернів олігоценівих порід-колекторів (за даними НДПІ ВАТ "Укрнафта")

Свердловина	Інтервал відбору керна, м	Літологічна характеристика	Проникність, мкм ²		
				⊥	$K_{\text{тр}}$
10-Довбушанка	3040	пісковик	25	3,6	21,4
53-Довбушанка	2621	алевроліт	92	0,02	91,98
53-Довбушанка	2621	пісковик	62	0,03	61,97
53-Довбушанка	2623	пісковик	70	0,88	69,12
53-Довбушанка	2623	пісковик	80	0,15	79,85
53-Довбушанка	2624	пісковик	87	0,01	86,99
53-Довбушанка	2624	пісковик	94	0,01	93,99
811-Пасічна	3925-3933	пісковик	2,13	1,3	0,83
50-Луква	1476-1486	пісковик	41,1	28,6	12,5
76-Луква	1443-1455	пісковик	4,151	0,1	4,141
7-Пд. Гвізд	3565-3571	пісковик	3,31	1,79	1,52

Дана проблема є актуальною, оскільки у такому випадку зникаються фільтраційні канали, що зумовлює неповне дренавання покладів. У кінцевому результаті зменшуються дебіти свердловин та нафтовіддача покладу загалом.

Застосування циклічної закачки води при одночасній експлуатації добувних свердловин не призводить до підвищення нафтовидобутку, оскільки по зонах тріщинуватості утворюються промиті зони, а на блоки матриці породи-колектора створюється перепад тиску, які переважно перевищують капілярні.

У такому випадку для підвищення нафтовилучення із порово-тріщинних колекторів необхідно зупинити відбір з експлуатаційних свердловин для того, щоб під дією капілярних сил вилучити нафту з порового простору. Нафта під дією капілярних сил почне витискатися у тріщини. Інакше промивання тріщин водою, що закачується, не дозволить вилучати нафту з пористих блоків.

Враховуючи наведене вище, можемо стверджувати, що для олігоценівих теригенних порід-колекторів Передкарпатського прогину слід застосовувати модель порово-тріщинної будови колектора, а не гранулярної, як це прийнято.

Дренавання нафтових покладів експлуатаційними свердловинами є досить складним процесом, від якого залежить ефективність та повнота вилучення вуглеводнів із порід-колекторів. Наявність відкритих тріщин у породах-колекторах, а особливо їх просторова орієнтація і взаємозв'язок між собою найбільше впливають на повноту дренавання покладів, а особливо на дебіти свердловин.

1. Атлас родовищ нафти і газу України / За заг. ред. М.М. Іванюти. – Львів, – Т.5 Західний нафтогазоносний регіон. 2. *Дистрянов В.М.* Особливості розреза продуктивної товщі олигоцена Довбушанського и Быстрицкого месторождений / *В.М. Дистрянов, Н.Н. Хома* // Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 1987 №24. 3. *Копилянський Р.С.* Вивчення тріщинуватості кернів з порід карпатських нафтових родовищ // Мат. з геології нафтогазоносних регіонів Української РСР. – К., 1961. 4. *Котяхов Ф.И.* Физика нефтяных и газовых коллекторов. М., 1977. 5. *Маевський Б.И.* Вплив мікротріщинуватості на особливості нафтовилучення із олігоценівих порід-колекторів південно-східної частини Передкарпатського прогину / *Б.И. Маевський, Т.В. Здерка, С.С. Куровець* // Нафтова і газова промисловість. – 2008. – № 6. 6. *Маевський Б.И.* До питання тектонічної тріщинуватості порід-колекторів Довбушансько-Быстрицкого родовища Передкарпатського прогину / *Б.И. Маевський, І.В. Храбатинко, М.С. Зінчук* // Питання розвитку газової промисловості України. Зб. наук. пр. УкрНДІГаз. – Вип. XXIX. – Х., 2001. 7. *Маевський Б.И.* Дослідження впливу тектонічної тріщинуватості продуктивних горизонтів Долинського нафтового родовища на характер продуктивності свердловин / *Б.И. Маевський, Г.Ю. Бойко, М.І. Манюк* // Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ. – 1997. – №34, Т.1. 8. *Маевський Б.И.* Дослідження особливостей нафтонасичення олігоценівих порід-колекторів Микуличинського нафтового родовища Передкарпатського прогину / *Б.И. Маевський, І.Т. Штурмак, Т.В. Здерка, Г.Д. Горванко, С.С. Куровець* // Нафтова і газова промисловість. – 2008 №1. 9. *Маевський Б.И.* Особливості ємнісно-фільтраційних властивостей олігоценівих порід-колекторів Передкарпатського прогину та їх вплив на характер нафтонасиченості і розподіл запасів вуглеводнів / *Б.И. Маевський, Т.В. Здерка, І.Т. Штурмак, М.В. Ляху* // Нафт. і газова пром-сть. – 2008. – №2. 10. *Майдебор В.Н.* Особенности разработки нефтяных месторождений с трещиноватыми коллекторами. М., 1980. 11. *Мончак Л.С., Омельченко В.Г.* Основы геологии нефти и газа: Підручник для вузів. – Івано-Франківськ, – 2004. 12. Особливості поширення алевро-псамітових утворень палеогенових відкладів у контексті перспектив нафтогазоносності Надвірнянського району нафтогазоагромадження / *О. Шерба, К. Григорчук, В. Гнідець, М. Шаповалов* // Перспективи нафтовидобування та збереження енергетичних ресурсів України: Зб. наук. праць. – Івано-Франківськ, – 2006. 13. *Петухов А.В.* Теория и методология изучения структурно-пространственной зональности трещинных коллекторов нефти и газа. – Ухта, – 2002. 14. *Ромм Е.С.* Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. – М., 1966.

Надійшла до редколегії 30.11.09

ГЕОІНФОРМАТИКА

УДК 550.8:556.3:004

С. Вижва, д-р геол. наук, І. Цюпа, інж. І к., І. Онишук, канд. геол. наук

ДИНАМІКА ПРОЦЕСІВ ПІДТОПЛЕННЯ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ НАЦІОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСУ "ЕКСПОЦЕНТР УКРАЇНИ" ЗА ДАНИМИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ*(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)*

Проведений аналіз сучасного стану та дано оцінку процесів підтоплення на території "Експоцентр України" з використанням геофізичних досліджень та сучасних ГІС-технологій. Побудовані карти ізоглибин залягання ґрунтових вод та динаміки зміни глибини залягання ґрунтових вод для різних періодів експлуатації.

The analysis of current state and an estimate flooding processes in "Expocentre of Ukraine" using modern geophysical and GIS technologies. Construct maps izohlybyn ground water and changes the dynamics of ground water for different periods of operation.

Вступ. В Україні підтоплення земель розвинене на території понад 540 міських населених пунктів й охоплює площу біля 200 тис. га (11 % від загальної площі цих населених пунктів). В зоні потенційно підтоплених територій знаходиться більше 150 тис. га забудованих територій. В цілому, за експертними оцінками, соціально-економічні збитки складають від 300 до 500 грн. на один гектар уражених територій у сільській місцевості, та 10-12 тис. грн. на один гектар територій міст. Більш ніж у 20 великих містах підтоплені площі перевищують 1000 га. Щорічні економічні збитки від підтоплення міських територій оцінюються у 2,2 млрд. грн [1, 2]. Результати моніторингових досліджень за 2008 р. свідчать про збереження тенденції до продовження розвитку процесів підтоплення. За останніми даними підтоплені, в різній мірі, майже всі забудовані території. На території м. Києва підтоплені землі складають 2 360 га (2,86 %) [3]. Підтоплення в місті Києві поширене на локальних ділянках. Підтоплені ділянки вздовж р. Либіді, низовини Подолу, райони Глибочицького яру і ДВРЗ, деякі історико-архітектурні пам'ятки, центральна частина національного комплексу "Експоцентр України" та ін.

На територіях міст і селищ вивчення та моніторинг режиму ґрунтових вод є обов'язковими. Спостереження за режимом підземних вод починаються в процесі вишукувань під будівництво (природний режим) і повинні тривати надалі, вже як моніторингові дослідження з метою визначення впливу різноманітних штучних факторів (витоків з різних трубопровідних систем, скидання стічних вод, навантажень від будинків та споруд, дії дренажів, регулювання поверхневого стоку та ін.) Завдання гідрогеологічного моніторингу надзвичайно різноманітні, але взагалі вони зводяться до виявлення особливостей природного й порушеного режимів, прогнозів та оцінки впливу різних техногенних і природних факторів на режим підземних вод міської території, пошуку підходів до управління навколишнім середовищем. На ділянках, де процеси підтоплення вже мають місце, завдання моніторингу режиму ґрунтових вод полягає у виявленні й оцінці складових водного балансу для проведення ефективних заходів щодо ліквідації наслідків цього негативного явища.

Постановка проблеми. В наш час підтоплення розглядається як процес, що призводить до комплексної зміни природних умов у результаті підйому рівня ґрунтових вод та зволоження ґрунтів зони аерації. При підтопленні змінюються не тільки рівні, але й гідрохімічний режим ґрунтових вод, вологісний і сольовий режими ґрунтів зони аерації, просядіння властивості ґрунтів, ґрунтоутворюючі процеси, властивості ґрунтів і пов'язана із цим трав'яниста й деревна рослинність, тваринний світ, мікроклімат [4].

Процеси підтоплення на забудованих територіях відбуваються в результаті одночасної дії різних режимотворюючих факторів або їхніх комплексів, які можна розділити на активні, що безпосередньо впливають на обводнювання ґрунтів території або підтоплення заглиблених приміщень (наприклад, інфільтрація витоків з комунікацій і споруд), і пасивні, що не впливають безпосередньо на підтоплення, але сприяють його виникненню (баражний ефект, відсутність водостоків). Активні й пасивні фактори в свою чергу поділяються на природні й техногенні [5].

В умовах міста техногенні фактори спричиняють найбільшу дію на довкілля і сприяють розвитку підтоплення. Серед них виділяються:

- ліквідація природного дренажу;
- втрати із водонесучих комунікацій систем водопостачання та каналізації;
- затримка поверхневих та підпір підземних вод будинками та спорудами (баражний ефект);
- відсутність добре обладнаних дренажів, зливостоків, споруд для відводу поверхневих вод.

Підтоплення на забудованих територіях під дією різних факторів у процесі будівництва й експлуатації приводить до техногенних змін водного режиму цих територій і фізико-механічних властивостей ґрунтів, що залягають у основах будинків і споруд, це, у свою чергу, може привести до нерівномірного осідання основ фундаментів, осіданню або набряканню ґрунтів залежно від їхніх типів і властивостей. Підтоплення найчастіше розвивається в слабопроникних, глинистих ґрунтах.

Існуюча на теперішній час система моніторингу ґрунтових вод у м. Києві неадекватна і здійснюється на територіях окремих об'єктів (підприємствах, діяльність яких пов'язана з негативним впливом на довкілля, окремих ділянках ландшафтів).

Метою даної роботи є встановлення динаміки процесів підтоплення на території центральної частини національного комплексу "Експоцентр України".

Результати моніторингу. Геологічний факультет Київського національного університету проводить моніторингові геоecологічні дослідження на території Київської міської агломерації. Одним із таких об'єктів дослідження є центральна частина території національного комплексу "Експоцентр України" (НКЕУ).

Для аналізу сучасного стану та виявлення тенденцій розвитку процесів підтоплення на території національного комплексу "Експоцентр України" у травні 2009 р. був проведений комплекс геолого-геофізичних моніторингових досліджень, що включав мікроелектрозондування (МЕЗ), сейсморозвідку методом заломлених хвиль (КМЗХ), георадарні дослідження по двох параметричних профілях та маршрутні обстеження.

Для вивчення процесів підтоплення була використана інформація загальної геолого-геофізичної бази даних, що створюється на геологічному факультеті КНУ імені Тараса Шевченка з використанням матеріалів інженерно-геологічних робіт інституту "Гіпроград", виконаних для забезпечення будівництва НКЕУ та геолого-геофізичних досліджень Дніпровської геолого-геофізичної експедиції, виконаних з метою вивчення підтоплення центральної частини НКЕУ (1987-1988 рр.) [5, 6].

За даними попередніх геолого-геофізичних досліджень встановлено, що територія центральної частини "Експоцентру України" схильна до підтоплення. Для неї характерна незначна потужність зони аерації, слабка водопроникність порід верхньої частини розрізу та близьке залягання водотриву. Господарська діяльність призвела до зміни природного водного режиму території, результатом якої став інтенсивний розвиток процесів підтоплення на території виставкового комплексу. Цьому сприяли планування території (ліквідація балок, ярів), втрати води в системі водопостачання і каналізації, наявність твердого покриття, що перешкоджає випаровуванню ґрунтових вод [6, 7, 8].

В результаті виконаних досліджень МЕЗ визначено питомий електричний опір порід верхньої частини розрізу (ВЧР) та побудовані геолого-геофізичні розрізи [9].

Величини електричного опору залежать від багатьох факторів, найбільш важливими з яких є мінеральний

склад ґрунтів, їх дисперсність, структурно-текстурні особливості, температура і ступінь зволоження.

За величинами питомого електричного опору можна визначити літологічний склад порід. Питомі електричні опори порід верхньої частини розрізу ділянки, що вивчається, змінюються в межах від 5,8 Ом·м до 732 Ом·м.

Виділено наступні типи порід:

- $\rho > 120$ Ом·м – піски
- $\rho = 60-120$ Ом·м – супіски
- $\rho = 30-60$ Ом·м – суглинки легкі
- $\rho = 15-30$ Ом·м – суглинки середні
- $\rho < 15$ Ом·м – суглинки важкі, глини.

Рівень ґрунтових вод найбільш чітко відбивається за даними КМЗХ. Перша контрастна границя від поверхні пов'язана з рівнем ґрунтових вод.

Величини швидкостей повздовжніх сейсмічних хвиль (V_p) змінюються від 365 м/с до 2750 м/с. Для порід неповністю водонасичених (зона аерації) характерні межі зміни швидкості 365-794 м/с, середнє значення $V_p = 630$ м/с. Для водонасичених порід характерні межі зміни швидкостей 795-2750 м/с, найбільш ймовірні швидкості 1500-2000 м/с, середнє значення $V_p = 1798$ м/с.

За результатами проведених досліджень побудована карта ізоглибин залягання ґрунтових вод (рис.1). Станом на травень 2009 р. глибина залягання ґрунтових вод в районі павільйонів №2, 4, 6, 8, 10 склала в середньому 2,5 – 3,0 м, в районі павільйону №12 – 2 м з поступовим зменшенням у напрямку саду до 1,5 м.

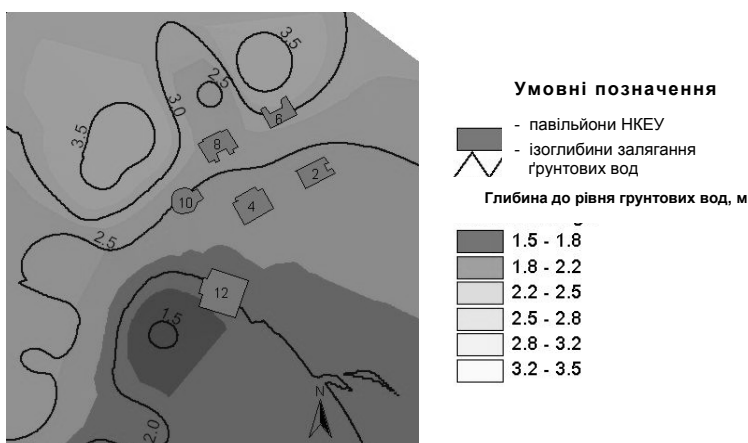


Рис. 1. Карта глибин залягання ґрунтових вод в центральній частині національного комплексу "Експоцентр України" станом на травень 2009 р.

У відповідності до критеріїв ДБН України "Інженерний захист від підтоплення ґрунтовими водами території та споруд" граничні глибини залягання рівня ґрунтових вод складають 1,0 – 1,5 м для зелених насаджень (фруктові дерева) та капітального будівництва з підвальними приміщеннями – не менше 1,0 м від підлоги підвалів. Глибина закладення фундаменту павільйонів експоцентру від 3,75 м до 4,2 м, тобто граничне значення глибини залягання ґрунтових вод 4,75 – 5,2 м. Отже, центральна частина НКЕУ знаходиться в підтопленому стані.

Для аналізу сучасного стану процесів підтоплення було застосовано математико-картографічний метод досліджень на основі ГІС. За допомогою Map calculator (Arc View GIS) були з'явлені карти ізоглибин залягання ґрунтових вод, побудованих на різні моменти часу (рис.2).

На рис. 2 представлено динаміку зміни глибин залягання ґрунтових вод з 1951 р. по 2009 р. (рис.2 а) та з 1988 р. по 2009 р. (рис.2 б). Від'ємні (додатні) значення вказують наскільки нижче (вище) була глибина заля-

гання ґрунтових вод на вказаний проміжок часу у порівнянні з 2009 р. Максимальні зміни відбулися на забудованій території експоцентру. У порівнянні з 1949-51 рр. в районі павільйонів № 2, 4, 6, 8, 10 глибина залягання ґрунтових вод змінилася на 5,5-6,4 м, а в районі саду – до 1-2 м.

За останні 20 років (у порівнянні з 1988 р.) рівень ґрунтових вод можна вважати стабілізованим на рівні 3-4 м в районі сільськогосподарських павільйонів № 2, 4, 6, 8, 10, 12 та 1,5-2 м на ділянці фруктового саду. Незначні зміни глибин залягання ґрунтових вод у порівнянні з 1988 р. знаходяться в межах сезонних коливань.

Таким чином, рівень ґрунтових вод в центральній частині виставкового центру можна охарактеризувати як стабільний (тенденція підйому рівня не прогресує). Глибина залягання ґрунтових вод залежить від геолого-гідрогеологічних, кліматичних особливостей забудованого району й штучних джерел підтоплення.

Висновки. Центральна частина НКЕУ знаходиться в підтопленому стані, зокрема, ділянка в межах

павільйонів № 2, 4, 6, 8, 10, 12. До потенційно підтоплюваної території відноситься район саду.

На даний час глибину залягання ґрунтових вод в центральній частині НКЕУ можна вважати стабілізованою на рівні 2,5 – 3,0 м в районі павільйонів, в районі саду – 1,5 м.

Основною причиною загального підвищення рівня ґрунтових вод на території "Експоцентру України" стала засипка балки, що проходила через центральний вхід

НКЕУ і виконувала функції природної дрени (дані реконструкції). Крім того, на території, що досліджується, має місце незначна глибина залягання водотривких горизонтів (моренні суглинки та строкаті глини), літологічна будова і рельєф сприяють накопиченню інфільтраційних вод, атмосферних опадів, тому в майбутньому можливе підвищення рівня ґрунтових вод у період інтенсивних опадів.

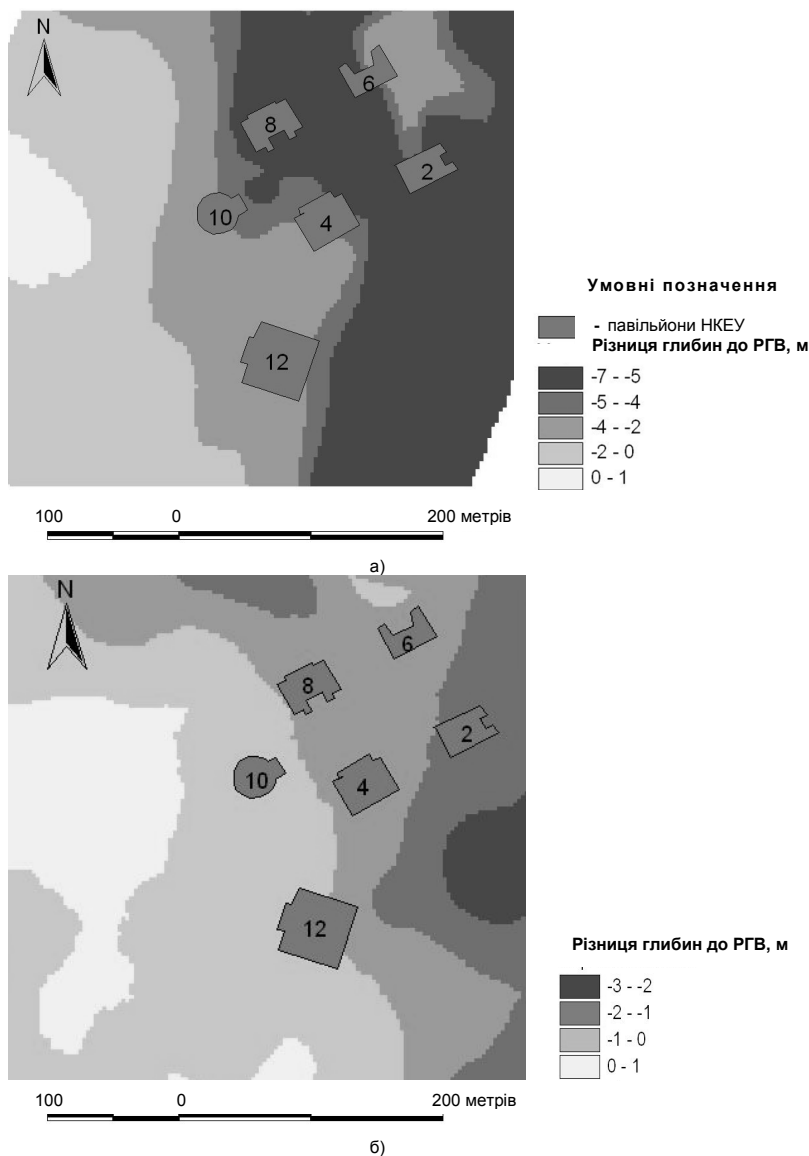


Рис. 2. Динаміка зміни глибин залягання ґрунтових вод в центральній частині національного комплексу "Експоцентр України": а) 2009 – 1951 рр., б) 2009 – 1988 рр.

1. Національна доповідь про стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2008 р. <http://www.mns.gov.ua/> 2. Інформаційний щорічник щодо активізації небезпечних екзогенних геологічних процесів на території України за даними моніторингу ЕГП. Вип. IV, К., 2007. 3. Комплексна програма ліквідації наслідків підтоплення територій в містах і селищах України. <http://zakon.rada.gov.ua/> 4. Районування ризиків підтоплення територій великих міст та агломерацій // Посібник до ДБН "Інженерний захист від підтоплення ґрунтовими водами територій та споруд". К., 2007. www.uwodgeo.org.ua 5. Проект ДБН В.1.1-...-200... "Інженерний захист від підтоплення ґрунтовими водами територій та споруд", "УкрВОДГЕО" м. Харків. <http://www.minregionbud.gov.ua/> 6. Миколенко Л.І., Кожан О.М. Створення бази даних для контролю за екологі-

чним станом природного середовища (на прикладі ділянки Експоцентру м. Києва). Мат. VI Міжн. наук. конф. "Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища", К., 2005. 7. Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических исследований по изучению подтопления в центральной части ВДНХ УССР, Киев, 1989. 8. Онищук І.І. Геоелектричне вивчення підтоплення центральної частини Національного комплексу "Експоцентр України". Вісн. Київ.ун-ту. Сер. Геологія. №21. – 2002, С. 61-63. 9. Вижва С.А., Цюпа І.В., Онищук І.І. Динаміка процесів підтоплення центральної частини національного комплексу "Експоцентр України" Мат. IX Міжн. наук. конф. "Моніторинг геологічних процесів", К., 2009.

Надійшла до редколегії 01.12.09

УДК 556.314:504.05(477-25)

О. Кошляков, канд. геол.-мінералог. наук,
Т. Кошлякова, асп.

**ЗМІНИ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІДЗЕМНИХ ВОД ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСУ
У ВІДКЛАДАХ ІВАНИЦЬКОЇ СВИТИ СЕРЕДНЬОЇ ТА ВЕРХНЬОЇ ЮРИ І ЗАГОРІВСЬКОЇ,
ЖУРАВИНСЬКОЇ, БУРОМСЬКОЇ СВІТ НИЖНЬОЇ ТА ВЕРХНЬОЇ КРЕЙДИ
В МЕЖАХ М. КИЄВА ПІД ВПЛИВОМ ЕКСПЛУАТАЦІЇ**

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. С.А. Вижвою)

Викладені методика та результати дослідження змін хімічного складу підземних вод водоносного комплексу у відкладах іваницької свити середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди під впливом тривалої експлуатації. Отримані результати дозволяють зробити висновок про тенденцію до погіршення якості підземних вод згаданого водоносного горизонту.

The methodology and results of underground water chemical composition changes investigation of water complex in deposits of the middle and upper Jura ivanytska svita and the lower and upper Chalk zahorivska, zhuravynska, buromska svitas under the influence of long-term exploitation are state. Obtained results allow to make a conclusion about tendency to worsening of the foregoing aquifer underground water quality.

Актуальність проблеми. Підземні води є одним з головних джерел питної води для міста Києва. З метою забезпечення населення цим природним ресурсом, починаючи з 1997 р., була створена широка мережа бюветних комплексів (близько 170). Підземні води надходять в систему водопостачання з водоносного комплексу у відкладах іваницької свити середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди ($J_2\text{-}3iv + K_{1-2}zg\text{-}br$) та водоносного горизонту у відкладах орельської свити середньої юри (J_2or). Назви водоносних горизонтів наведені за сучасною схемою стратифікації. Вони відповідають водоносному комплексу сеноман-келовейських відкладів та водоносному горизонту байських відкладів за попередньою схемою гідрогеологічної стратифікації. Якість підземних вод контролюється у водозабірних та спостережних свердловинах [2].

Зважаючи на важливість підземних вод для питного водопостачання Києва, актуальним є питання можливих змін якості питних підземних вод внаслідок тривалої експлуатації, яка відбувається з кінця XIX століття.

Дієвим підходом при цьому може бути використання прийомів математичної статистики, а також засобів ГІС.

Аналіз проблеми. При виконанні дослідження розглядався водоносний комплекс у відкладах іваницької свити середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди, який поширений повсюдно, крім місць переходу покривлі верхньоярської товщі у водотривки. У покривлі комплексу залягають відносно водотривкі мергельно-крейдові відклади верхньої крейди, в підошві – водотривкі глини та алевроїти середньої і верхньої юри. Водовмісні породи представлені різними стратиграфічними і літолого-фаціальними різновидами: вапняковмісними пісками дрібно- і тонкозернистими, нижче – середньо- і крупнозернистими, місцями гравелістими, із стяжіннями кременю, з лінзами пісковиків часто окремелених, з прошаками глин та алевроїтів. Глибина залягання водоносного комплексу змінюється від 53 м до 148 м. Гідродинамічні напори встановлюються на глибинах від 4 м до 142 м, відповідно, їх абсолютні відмітки складають 97,9 і 39,1 м. За хімічним складом підземні води водоносного комплексу у відкладах іваницької свити середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди гідрокарбонатні кальцієві і гідрокарбонатні кальцієво-натрієво-калієві. Вважається, що основне живлення комплексу здійснюється на вододільних просторах. Значна доля в

живленні належить водам, які перетікають із водоносних горизонтів, що залягають вище, навіть за наявності відносно водотривкої мергельно-крейдової товщі і водотривких відкладів київських мергелів. Про це свідчить досвід експлуатації водоносного горизонту. За даними режимних спостережень, при експлуатації цього комплексу відбулося помітне зниження гідродинамічних напорів у водоносних горизонтах еоценових і четвертинних відкладів. Розвантаження підземних вод комплексу відбувається в річки Дніпро, Десна, Ірпінь. В умовах, порушених експлуатацією, більша частина підземних вод розвантажується в межах водозаборів. Режим даного водоносного комплексу тісно пов'язаний з величиною водовідбору і положенням рівня води у Дніпрі. Зміни рівня у Дніпрі проявляється на гідродинамічних напорах підземних вод через 3-5 днів, що вказує на тісний зв'язок поверхневих вод з підземними [4].

Хімічний склад підземних вод вищезгаданого водоносного комплексу досліджувався головним чином двома організаціями – ДРГП "Північгеологія" та Інститутом колоїдної хімії та хімії води ім. А.В. Думанського НАН України. Проби води для аналізів, що виконувались ДРГП "Північгеологія", відбиралися із свердловин одразу після їх спорудження, що умовно можна вважати природним станом водоносного комплексу. Інститут колоїдної хімії та хімії води ім. А.В. Думанського НАН України використовував для цього бюветні свердловини, що знаходяться в умовах інтенсивної експлуатації. Встановлено, що підземні води водоносного комплексу у відкладах іваницької свити середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди відповідають вимогам Державних санітарних правил і норм (ДСанПін) №383 "Вода питна. Гігієнічні вимоги до якості води централізованого господарсько-питного водопостачання", окрім води у бюветі, що розташований на вул. Почайнинській. Проте аналіз змін хімічного складу підземних вод під впливом тривалої експлуатації не виконувався.

Методика та результати досліджень. Авторами виконаний попередній аналіз змін хімічного складу підземних вод у відкладах іваницької свити середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди під впливом тривалої експлуатації за допомогою засобів математичної статистики [1,6] та ГІС [5]. При цьому були використані значення загальної мінералізації води, твердості, вмісту іонів Cl^- , SO_4^{2-} , NH_4^+ на три періоди часу: кінець XIX –

початок XX століття, 1960-1980 роки, 2003 рік. Аналіз складався з трьох послідовних етапів.

На першому етапі досліджень наявні дані були проаналізовані з точки зору вимог Національного стандарту України "Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання. ДСТУ 4808:2007". Цей стандарт поширюється на джерела централізованого питного водопостачання та встановлює гігієнічні, екологічні та технологічні вимоги до вибирання нових і оцінювання наявних джерел централізованого водопостачання. Згідно з цим нормативним документом класифікація якості підземних вод України – джерел централізованого питного водопостачання – за гігієнічними та екологічними критеріями охоплює 71 показник, що застосовують для оцінювання якості питної води відповідно до санітарного законодавства, і має сім окремих груп: I група – 4 органолептичних показники; II група – 14 загальносанітарних показників хімічного складу води; III

група – 2 гідробіологічні показники; IV група – 6 мікробіологічних показників; V група – 2 паразитологічних показники; VI група – 9 показників радіаційної безпеки; VII група – 34 пріоритетних токсикологічних показники хімічного складу води (з них: 27 – неорганічних та 7 – органічних компонентів). Діапазон величин показників (критеріїв) якості води у класифікації поділено на чотири класи: 1 клас – відмінна, бажана якість води; 2 клас – добра, прийнятна якість води; 3 клас – задовільна, прийнятна якість води; 4 клас – посередня, обмежено придатна, небажана якість води.

Користуючись вищезгаданим стандартом, був проаналізований хімічний склад підземних вод водоносного горизонту у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди по величинах мінералізації, твердості, вмісту іонів Cl^- , SO_4^{2-} , NH_4^+ . Результати наведені в табл. 1

Таблиця 1. Якість води водоносного комплексу у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди згідно ДСТУ 4808:2007

Показники хімічного складу	За даними кінця XIX – початку XX століття	1960-1980 роки	2003 рік
Мінералізація	287,5-457,2 мг/дм ³ (1 клас)	362,2-677,7 мг/дм ³ (2 клас)	211-1378 мг/дм ³ (3 клас)
Твердість	4,19-10,5 мг-екв/дм ³ (4 клас)	3,25-8,25 мг-екв/дм ³ (3 клас)	3,2-17,8 мг-екв/дм ³ (4 клас)
Cl^-	2-55 мг/дм ³ (1 клас)	4,2-102,8 мг/дм ³ (1 клас)	1,4-221 мг/дм ³ (1 клас)
SO_4^{2-}	0,86-27,4 мг/дм ³ (1 клас)	0,8-61,7 мг/дм ³ (1 клас)	4-161 мг/дм ³ (1 клас)
NH_4^+	0,02-1,2 мг/дм ³ (3 клас)	0,1-1,2 мг/дм ³ (3 клас)	0,05-0,97 мг/дм ³ (3 клас)

З даних табл. 1 можна зробити загальний висновок про тенденцію до погіршення якості води згаданого водоносного комплексу внаслідок тривалої експлуатації, зокрема по таких показниках як мінералізація та жорсткість.

На другому етапі за допомогою математичної статистики перевірялась приналежність двох вибірок показників хімічного складу підземних вод (1960-1980 роки та 2003 рік) до однієї генеральної сукупності.

Зважаючи на те, що вибіркові розподіли величин мінералізації та твердості не суперечать нормальному закону розподілу, приналежність вибірових сукупностей до однієї генеральної сукупності перевірялась за допомогою дисперсійного аналізу (що базується на F-розподілі Фішера) та перевірки гіпотези про рівність середніх арифметичних (що базується на t – статистиці Ст'юдента).

Для решти компонентів хімічного складу підземних вод, вибіркові розподіли яких суперечать нормальному закону, був застосований непараметричний критерій Уїлкоксона (Манна-Уїтні). Критерій Манна-Уїтні є непараметричним еквівалентом t -критерію для перевірки гіпотези про рівність середніх двох вибірок [3].

В результаті було встановлено, що по всіх згаданих показниках хімічного складу підземних вод вибірки відрізняються, тобто вони взяті з різних генеральних сукупностей. З цього можна зробити висновок, що хімічний склад підземних вод водоносного комплексу за розглянутий період часу зазнав відчутних змін.

На третьому етапі для візуального порівняння результатів хімічного аналізу за допомогою засобів ГІС (середовище ArcView) був виконаний оверлейний аналіз картографічного розподілу за площею величини мінералізації підземних вод водоносного комплексу у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди в правобережній частині м. Києва. Для цього спочатку були побудовані ізолінії величини мінералізації станом на 1960 – 1980 роки та 2003 рік (рис. 1). При цьому був використаний відомий метод зворотних зважених відстаней. Потім на основі ізоліній були побудовані TIN- і GRID-поверхні мінералізації, а також GRID-поверхня їх різниці (рис. 2).

З рис. 2 можна зробити висновок про нерівномірний по площі характер зміни мінералізації підземних вод водоносного комплексу у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди.

Висновки. Отримані результати свідчать про тенденцію до погіршення якості підземних вод водоносного комплексу у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди внаслідок тривалої експлуатації, зокрема по таких показниках як мінералізація та твердість. Хімічний склад підземних вод згаданого водоносного комплексу за розглянутий період часу зазнав відчутних змін, а зміна мінералізації по площі має нерівномірний характер.

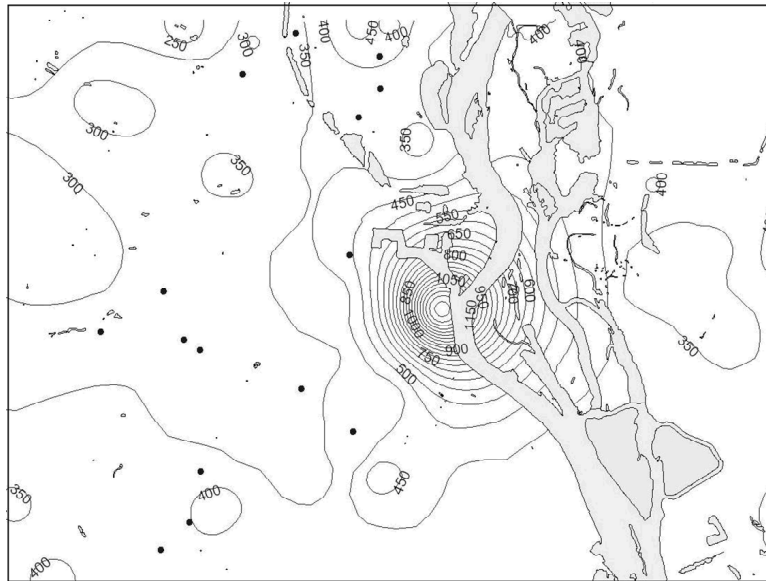


Рис. 1. Ізоліній мінералізації (мг/дм³) підземних вод водоносного комплексу у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди станом на 2003 рік

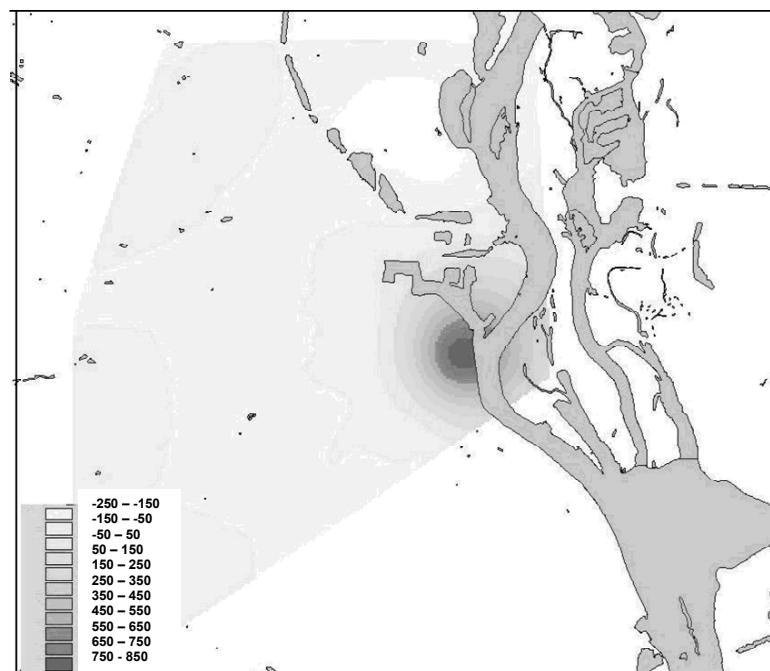


Рис. 2. GRID-поверхня різниці мінералізації (мг/дм³) підземних вод водоносного комплексу у відкладах іваницької світи середньої та верхньої юри і загорівської, журавинської, буромської світ нижньої та верхньої крейди

1. Браунли К. А. Статистическая теория и методология в науке и технике/Пер. с англ. М.С. Никелина; Под ред. Л.Н. Большова. – М., 1977. 2. Бювети Києва. Якість артезіанської води. – К., 2003. 3. Дзвіс Дж. С. Статистический анализ данных в геологии: Пер. с англ. В 2 кн. / Пер. В.А. Голубевой; Под ред. Д. А. Родионова. Кн. 1. – М., 1990. 4. Звіт за результатами робіт згідно договору №45/03 від 1 грудня 2003 року: розробка

схеми розвитку системи водопостачання м. Києва за рахунок підземних вод на період до 2020 року. – К., 2003. 5. Іщук О. О., Коржнев М. М., Кошляков О.Є. Просторовий аналіз і моделювання в ГІС: Навчальний посібник /За ред. акад. Д. М. Гродзинського. – К., 2003. 6. Кошляков О.Є. Гідрогеологічне моделювання: Підручник. – К., 2003.

Надійшла до редколегії 01.12.09

СТРУКТУРНА ТА ФУНКЦІОНАЛЬНА ТИПІЗАЦІЯ ВПЛИВІВ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ТА НЕБЕЗПЕЧНИХ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ НА ТРАНСПОРТНІ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННІ СИСТЕМИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.В. Шевчуком)

Розглянуто загальний характер впливу геологічного середовища та небезпечних геологічних процесів на транспортні природно-техногенні системи. У відповідності до природи впливу геологічного середовища на ці системи та механізму дії геологічних процесів виділено фізичний, фізико-хімічний, та хімічний типи впливів (з відповідними класами), пов'язані із властивостями геологічного середовища та процесами взаємодії різних компонентів природно-техногенних систем. Головними факторами та агентами, що викликають впливи різної природи, слід вважати гравітаційний, гідродинамічний, температурний, фізико-хімічний та біологічний. Визначено екзогенні процеси впливу на транспортні споруди, підпорядковані дії цих факторів. Охарактеризовано головні реологічні моделі геологічних середовищ, що є основою фізико-геологічного, математичного та інформаційного моделювання стану та поведінки транспортних природно-техногенних систем.

The general features of geological environment and hazardous geological processes influence on transport nature-technical systems has been described. According to the nature of this influence the physical, physical-chemical and chemical types and classes are defined. They are related to the behavior of the geological environment and processes of the interaction of different components of nature-technical systems. Gravitational, hydrodynamical, thermal, physical-chemical and biological factors and agents are the main factors caused the different influences. Exogenic processes influenced on the transport systems are defined. The main rheological models of the geological environments has been characterized. They are the base of the physical-geological, mathematical and information modeling of the state and behavior of the transport nature-technical systems.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Україна як незалежна держава має високий геополітичний потенціал із значними перспективами переходу до тривалого сталого розвитку. Однією із основних передумов цього розвитку та визначення стану природно-соціальної системи держави та окремих регіонів є безпечне функціонування природно-техногенних систем (ПТС) та їх надійність. ПТС є комбінованими системами, що являють собою просторово-часову композицію взаємодіючих компонентів штучних і природних об'єктів [14]. Формування та функціонування ПТС є результатом освоєння території, що обумовлено процесами взаємодії між техногенними об'єктами і природним середовищем, одним із компонентів якого є геологічне середовище. ПТС є відритими динамічними системами, що обмінюються речовиною і енергією, їх стан у процесі активного функціонування помітно змінюється у часі. Це – складні цілісні просторово-часові системи, що відображають сукупність форм взаємодії між природним середовищем та техногенними спорудами на різних стадіях їх функціонування. На сьогодні створено велику кількість класифікацій техногенного впливу на геологічне середовище і відповідно техногенних складових природно-техногенних систем, що базуються на різних принципах та підходах [1, 5, 12, 14 та ін.]. У більшості класифікацій техногенних впливів на геологічне середовище виділяють класи та підкласи техногенних впливів, які належать до найважливіших форм та рядів рухів матерії (фізичних, хімічних та біологічних) [3, 5, 7; 9, 10]. Техногенні процеси розглядаються різними авторами для об'єктів господарської діяльності та для районів з різними умовами. Так, Є. О. Яковлев розглядає ці процеси для районів діяльності АЕС та інших об'єктів; В.Ф. Котлов, В.І. Осипів із співавторами, А.Я. Гаєв, Г.Н. Карпов – для міського та підземного будівництва; Є.В. Піннекер, Н.І. Плотноков та А.А. Карцев – для вирішення гідрогеологічних завдань; Л.С. Гарагуля – для умов будівництва в районах криолітозони [1, 2, 4, 5; 9, 10]. Більшість класифікацій техногенних впливів, факторів та процесів побудовано на конкретному матеріалі, охоплюють окремі питання і розглядають або види господарської діяльності, або джерела впливу, або наслідки впливу на геологічне середовище [13].

Загалом більшість класифікаційних побудов стосується аналізу та класифікації переважно техногенних впливів на геологічне середовище, яке розглядається

як субстанція, що взаємодіє (нині чи у потенційному майбутньому) із різноманітними інженерно-господарськими спорудами. Визначення ж характеру впливів геологічного середовища на транспортні ПТС, що є багатофакторними і об'єднують різні типи та класи процесів, потребує окремих аналітичних досліджень та створення класифікаційних схем, що дозволять дослідити джерела цих впливів, їх механізми, інтенсивність, зони дії, і, як наслідок, визначити адекватні методи щодо захисту від їх негативного впливу.

Характеристика впливів геологічного середовища та небезпечних геологічних процесів на транспортні природно-техногенні системи. Транспортні ПТС, що належать до регіональної та спеціальної категорій ПТС, являють собою лінійні комунікативні системи, техногенною складовою в яких виступають нафтопроводи, газопроводи, етиленпроводи, автомобільні дороги, залізниці, лінії електропередач та кабельні системи на суходолі та морському середовищі. Транспортні ПТС – це, як правило, протяжні лінійні споруди, що перетинають або побудовані у різних ландшафтно-кліматичних зонах із різноманітними геолого-геоморфологічними умовами та відповідним проявом різнохарактерних геологічних процесів. Очевидно, що їх функціонування відрізняється від локальних та об'єктних промислових, сільськогосподарських, селітебних та рекреаційних ПТС у зв'язку із інженерно-геологічними умовами територій прокладення, значною протяжністю, а також особливим впливом геологічного середовища та небезпечних геологічних процесів. По-перше, вибір трас прокладення лінійних ПТС у більшості випадків унеможливорює врахування значної кількості варіантів з метою запобігання інтенсивному прояву складних геологічних умов та процесів. По-друге, у зв'язку із значною довжиною цих систем, є ризик впливу негативних геологічних процесів різного характеру, що передбачає обов'язковий комплексний аналіз геологічних факторів та відповідні засоби прогнозування цього впливу. Крім того, у загальній структурі аналізу й оцінюванні ризику в природно-техногенних системах одним із головних етапів є ідентифікація всіх джерел небезпеки та визначення подій, що можуть ініціювати виникнення аварій та надзвичайних ситуацій, а обґрунтування фізико-математичних моделей, розрахунок просторово-часових змін і прогнозування можливих наслідків аварій є одним із головних завдань [6, 11].

Дослідження, пов'язані з якісною та кількісною оцінкою впливу геологічного середовища та небезпечних геологічних процесів на транспортні ПТС, потребують обов'язкового детального аналізу цих впливів, їх структурної та функціональної типізації і класифікування. Масштаби прояву впливів геологічного середовища на техногенні споруди, їх особливості та інтенсивність залежать від багатьох чинників, що визначаються характером взаємодії та взаємозв'язків окремих компонентів у ПТС, ландшафтно-кліматичних, геолого-геоморфологічних умов та технологічних характеристик споруд.

У відповідності до природи впливу геологічного середовища на ПТС та механізму дії геологічних процесів виділяються такі типи впливів.

1. *Фізичний*, що обумовлений енергетичним впливом певних фізичних полів.

2. *Фізико-хімічний*, пов'язаний із фізико-хімічними властивостями породних комплексів та фізико-хімічними процесами взаємодії різних компонентів ПТС.

3. *Хімічний*, що включає у себе впливи хімічної природи, обумовлений хімічною взаємодією різних речовин і компонентів геологічного середовища як у межах породних комплексів, так і у межах підземних вод [12].

Всі процеси, що виділяються, не залежать від рангу та ієрархічного рівня ПТС, оскільки один і той же вид впливу може проявлятися на різних ієрархічних рівнях. Головною умовою виділення окремих типів та класів впливів є те, що кожний з них визначається певними якісними і кількісними параметрами, що обумовлює

розробку ефективних засобів його оцінки. Ці параметри повинні відображати особливості відповідного впливу та співвідноситись із джерелом, що його викликає.

Розглянемо кожний із типів впливу детальніше, визначаючи характер впливу та геологічний процес, що із ним взаємодіє.

Фізичний тип впливу об'єднує процеси фізичної природи, які є наймасштабнішими і найрізноманітнішими та здійснюються механічним шляхом. У межах цього впливу у залежності від типу фізичного поля, що діє на споруду, виділяються такі класи, як механічний, гідромеханічний, гідродинамічний, термічний, електромагнітний.

Механічний вплив передається на інженерні споруди на основі механічної взаємодії матеріальних тіл, яка є різною за своєю природою. Механічний вплив призводить до пошкодження та руйнування споруд та здійснюється силовим шляхом без гідромеханічних впливів. Механічні впливи на ПТС здійснюються за рахунок значної кількості екзогенних геологічних процесів, найвпливовішими з яких є гравітаційні процеси та кріогенні явища (рис. 1). Перша група процесів має гравітаційну природу, отже масові сили обов'язково беруть участь у їх формуванні. Вони виникають у реологічних різних середовищах (в'язких, пластичних, пружних), а з врахуванням зміни умов – пружно-в'язко-пластичних. Кріогенні явища різної генетичної природи пов'язані із механічним впливом сезонно- та багаторічно мерзлих порід та зміною їх реологічних характеристик.

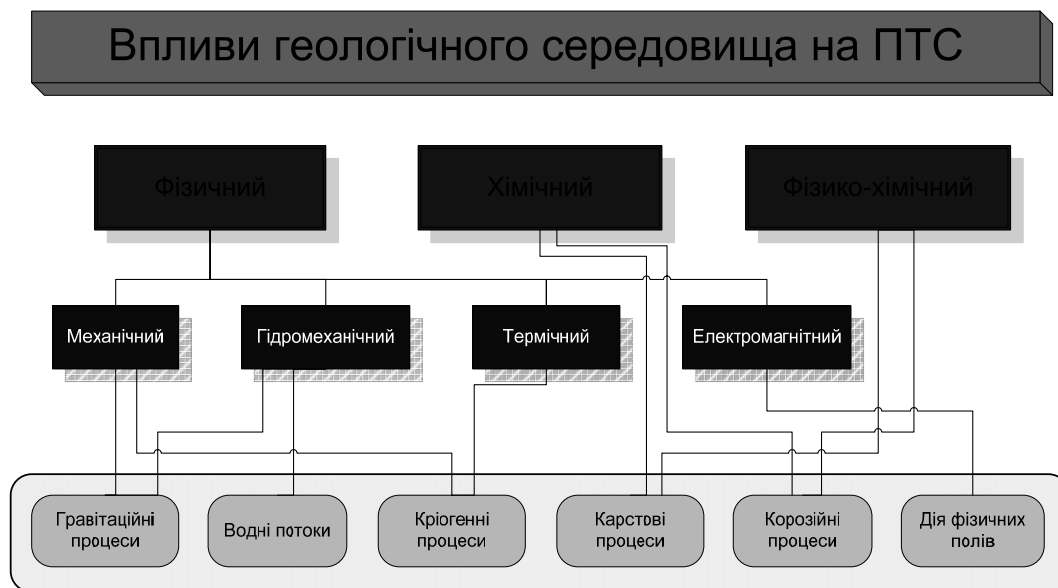


Рис. 1. Класифікація впливів геологічного середовища на транспортні природно-техногенні системи

Гідромеханічні впливи – це впливи, що здійснюються на основі гідромеханічних механізмів та викликаються рухом частинок у газоподібних та рідких середовищах, і у межах геологічного середовища пов'язані із процесами водної акумуляції та ерозії. Ці впливи також можуть бути викликані зміною рівня підземних вод та їх напором.

До наступного класу відносять впливи термічної природи, обумовлені дією теплових полів. Цей вплив є одним із провідних у межах кріолітозони, що безумовно діє на всі технологічні елементи ПТС унаслідок різкої зміни температурного режиму гірських порід та набуття ними різних теплофізичних властивостей, що істотно залежать від їх стану, літологічного складу та будови. Поза зоною поширення сезонно- та багаторічно мерзлих порід цей вплив позначається на стані та функціону-

ванні ПТС через процеси нагрівання та охолодження таких компонентів геологічного середовища, як ґрунти, поверхневі води тощо, однак не має такого катастрофічного впливу, як дія кріогенних явищ.

Електромагнітні впливи викликаються дією електричних, магнітних та електричних полів та можуть бути як тривалими, так і короточасними.

У класі фізико-хімічних впливів вирізняються процеси, обумовлені різноманітними поверхневими фізико-хімічними явищами, що відбуваються у гірських породах та підземних водах. Це такі процеси, як дифузія, вилугування, розчинення, адсорбція, капілярні явища тощо.

В основі хімічних впливів лежать обмінні та окисно-відновні реакції, а також реакції із формуванням комплексних сполук та ін. Це – хімічна взаємодія різних

речовин та компонентів геологічного середовища (породних комплексів та поверхневих і підземних вод) із інженерними спорудами.

Відмітним процесом, що істотно впливає на функціонування транспортних ПТС і має фізико-хімічну природу, є корозія. Він обумовлений, головними чином, електрохімічними реакціями окислення металу при взаємодії з вологою, при яких метал, видозмінюючись на іонному рівні, зникає з поверхні споруди (наприклад, трубопроводу). При захисті трубопроводів менш вразливими матеріалами (міді чи нержавіючої сталі) на початкових стадіях корозії формується тонка суцільна поверхнева оксидна плівка ("інертна плівка"), яка здатна формувати певний захист для споруди, однак також може зазнавати прориву унаслідок нерівномірного формування. Корозії зазнають заглиблені трубопроводи, на корозійні процеси яких впливає стан ґрунту, його хімічна складова, питомий електричний опір, аерація, вологість. Метал, що виконує функцію аноду відносно ґрунту (який виступає катодом), розкладається та переходить у розчин. Корозійні явища також можуть бути пов'язані із впливом хіміко-мікробіологічних факторів (так звана "біокорозія") [8]. Механізм біокорозії може бути пов'язаний із прямим впливом на швидкість анодної чи катодної реакції корозійного процесу, із форму-

ванням агресивних по відношенню до металів продуктів метаболізму, руйнуванням захисних плівок і покриттів та ін. Дія мікроорганізмів здатна призвести до утворення піттингів, які, у свою чергу, ініціюють розвиток стрес-корозійних тріщин.

Із хімічними впливами пов'язані також процеси карстоутворення, спричинені розчиненням чи вилугуванням тріщинуватих розчинних гірських порід під дією підземних чи поверхневих вод.

Окрему увагу слід звернути на процеси вивітрювання, що протікають у результаті єдиного і складно взаємопов'язаного фізичного, хімічного та хемобіогенного процесів. Власне процес вивітрювання не здійснює істотного впливу на транспортні ПТС, однак він є підготовчим та каталізуючим процесом до активізації та інтенсифікації інших небезпечних процесів і явищ, таких як гравітаційні зміщення, кріогенні впливи тощо.

Головними факторами та агентами, що викликають розглянуті впливи різної природи, відповідно слід вважати гравітаційний чинник (діє при формуванні всіх процесів), гідродинамічний, температурний, фізико-хімічний та біологічний. Екзогенні процеси впливу на транспортні ПТС, підпорядковані дії цих факторів, наведено на рис. 2.

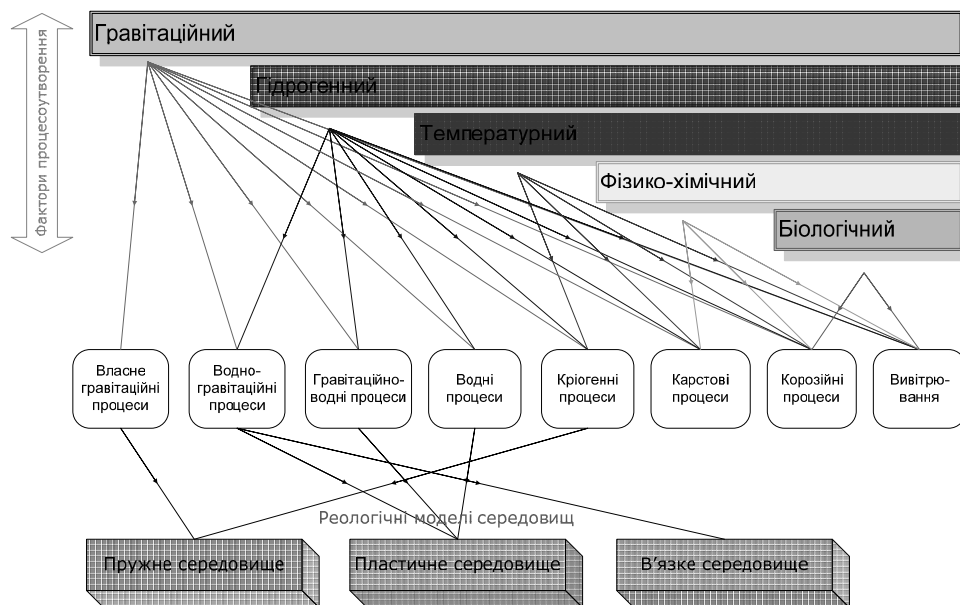


Рис. 2. Головні чинники формування небезпечних геологічних процесів у ПТС та реологічна характеристика середовищ

Безумовно, весь комплекс проблем, пов'язаних із впливом геологічного середовища та небезпечних геологічних процесів на транспортні ПТС, не обмежується наведеними фактами та даними, а є більш складним і багатофакторним.

Реологічний тип середовища, у якому відбуваються вищезазначені процеси, може різнитись і залежить від характеру взаємодії різних компонентів геологічного середовища та характеру взаємопов'язаних та послідовно діючих процесів та явищ як пружне (пружно-миттєве та пружної післядії) деформування, пластичне (затухаюча повзкість, в'язка течія, незатухаюча повзкість чи прогресуюча течія) деформування та крихке руйнування. Відповідно до цього впливи геологічного середовища та небезпечні геологічні процеси наближено відображаються реологічними моделями, серед яких головними є модель пружного, пластичного та в'язкого

середовищ. Кожна модель виражається набором головних реологічних рівнянь, які пов'язують особливості деформацій з особливостями напружень.

Відомо, що пружні моделі характеризують як ізотропні, так і анізотропні тверді тіла. Це тип поведінки, який може мати місце у породних комплексах навіть при напруженнях незначної величини та малої тривалості. Слід зазначити, що здатність до оберненої пружної деформації зберігається також у породах, що зазнають зв'язного течіння та повзкості в умовах безперервно діючих напружень.

Пластичні реологічні моделі характеризують текучу поведінку породних комплексів, при цьому характерними є залишкові деформації, що розвиваються при напруженнях вище порогу текучості. Пластична поведінка може відбуватись із деформаційним зміцненням та без нього. У пластичних реологічних моделях повна кінцева

деформація залежить від шляху розвитку деформації і являє собою криволінійний визначений інтеграл послідовності безкінечно малих приростів деформації, кожний із яких певним чином пов'язаний із миттєвим напруженим станом.

В'язкі реологічні моделі описують поведінку як правило рідких речовин. В'язкість є мірою залежності між швидкістю деформації (чи градієнтом швидкості) та напруженням. Оскільки вторинна, чи усталена повзкість (псевдов'язка течія) є подібною до поведінки в'язкої рідини, то повільна течія гірських порід трактується як явище, що характеризується в'язкістю. В'язка течія є проявом дифузії, при цьому напружений стан обумовлює певне відхилення напрямків та абсолютних величин складових дифузії. Процес, що відбувається при цьому, є в'язкою течією у рідинах та псевдов'язкою течією у твердих речовинах.

Очевидно, що охарактеризовані ідеальні моделі поведінки гірських порід та комплексів, та геологічних процесів, що відбуваються у їх межах, є абстрактними моделями, що можуть слугувати тільки основою для опису поведінки реальних явищ. На справді ж реально існуючі природні геологічні процеси та реологічно різні геологічні середовища характеризуються дуже складною поведінкою, яка повинна розглядатись як комбінація ідеальних моделей. Ці типи поведінки можуть проявлятися або одночасно, або кожна з них переважатиме у певному інтервалі фізичних умов. Комбіновані моделі характеризують пружно-в'язку та пружно-в'язко-пластичну поведінку. Ці обставини повинні враховуватись при розгляді та створенні фізико-геологічних моделей геологічного середовища та процесів, а також при наступній розробці математичних моделей охарактеризованих процесів і явищ, головним завданням створення яких є встановлення кількісних характеристик впливу і взаємодії основних факторів у формуванні геологічних процесів для цілей прогнозування. Створення постійно-діючих моделей ПТС на прикладі окремих масивів, геологічних районів, полігонів передбачає реалізацію комплексного підходу з дослідження ПТС та отримання необхідних параметрів для моделювання. Очевидно, прогнозне моделювання динамічного стану ПТС при різних режимах їх експлуатації, що базується на даних геомоніторингу, є інформаційною основою розрахунків стійкості цих систем.

Математичні моделі геологічних процесів і структур є надто важливим і фактично єдиним інструментом поєднання між науками про Землю та інформаційно-математичних технологій. Тільки на основі оптимально сформованих геолого-фізичних та математичних моделей можливе ефективне використання інформаційних технологій. Але напрямок досліджень, що включає геолого-математичне моделювання, котрий виник на стику геології та інформаційних технологій, ще не отримав достатнього теоретичного підґрунтя. Тому створення окремих моделей геологічних процесів та відповідних інформаційно-аналітичних модулів являє собою певний теоретичний інтерес та практичну необхідність. На сучасному етапі становлення інформаційного моделювання геологічних процесів накопичення окремих прикладів

геолого-математичних та інформаційних моделей різного призначення (навіть у вигляді банку моделей) є достатньо актуальним завданням. Осмислення накопичених моделей може слугувати основою для формування базових теоретичних положень та практичних рекомендацій для цього напрямку досліджень наук про Землю.

Висновки. Визначаючи структурну та функціональну типізацію впливів геологічного середовища та процесів на транспортні ПТС, слід зазначити, що характер цього впливу є багатофакторним, об'єднує різні джерела, механізми та явища, аналітичні дослідження яких потребують обов'язкового системного підходу та окремих класифікаційних побудов. У відповідності до природи впливу геологічного середовища на ПТС та механізму дії геологічних процесів виділено фізичний, фізико-хімічний, та хімічний типи впливів (з відповідними класами), пов'язані із властивостями геологічного середовища та процесами взаємодії різних компонентів ПТС. Визначені методичні підходи до аналізу впливів геологічного середовища на транспортні ПТС є одним із головних етапів моделювання стану геологічного середовища та оцінки впливу небезпечних геологічних процесів на інженерні споруди. Наступна розробка фізичних, фізико-геологічних та математичних моделей геологічних процесів і середовищ із відповідним інформаційним моделюванням передбачає прогнозування стійкості ПТС та визначення заходів щодо їх безпечного функціонування.

1. Волошкіна О.С., Яковлев Є.О., Удод В.М. Прогноз та оцінка стану водних екосистем в питаннях управління екологічною безпекою. – К., 2007.
2. Егоренков Л.И. Геоэкология – М., 1993.
3. Зилинг Д. Г. Оценка региональных изменений геологической среды платформенных территорий, вызываемых деятельностью горнодобывающих предприятий // Инж. геология сегодня: теория, практика, проблемы / Под ред. Е.М. Сергеева, В.Т.Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 1988. – С. 269-281.
4. Котлов В. Ф., Братнина И.А., Силягина И.К. Город и геологические процессы. – М., 1967.
5. Котлов В. Ф., Юдина Р.Н. Концептуальное моделирование геологической среды на основе системных представлений // Инж. Геология. 1991. – № 1. – С. 132-143.
6. Лисиченко Г.В., Забулонов Ю.Л., Хміль Г.А. Природный, техногенный та екологічний ризики: аналіз, оцінка, управління. – К., 2008.
7. Ломтадзе В.Д. Инженерно-геологические основы регионального использования геологической среды и ее охрана при разработке месторождений полезных ископаемых // Доклады 27-го Междунар. геол. конгресса. Инж. геология. Секция С-17. Т. 17. – М., 1984.
8. Мещеряков С.В., Васина О.В. Влияние химико-микробиологических факторов в почвогрунте на коррозионные процессы в условиях Крайнего Севера // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. – 2009. – №8. – С. 11-15.
9. Пиннекер Е.В. Экологические проблемы гидрогеологии. Новосибирск, 1999.
10. Плотников Н.И. Введение в экологическую гидрогеологию. М., 1998.
11. Рагозин А.Л. Общие положения оценки и управления риском // Геоэкология. – 1999. – № 5. – С. 417-429.
12. Трофимов В.Т., Королев В.А., Герасимова А.С. Классификация техногенных воздействий на геологическую среду // Геоэкология. – 1995. – № 5. – С. 96-107.
13. Тяпкин О.К. Геофизические методы решения геоэкологических задач. – Днепрпетровск, 2006.
14. Чалий П.П. Методичні розробки екологічної оцінки стану геологічного середовища на прикладі Карпатського регіону // Проблеми екологічної безпеки та керованого контролю динамічних ПТС. Матер. Міжн. Науково-практичної конференції, Львів, 1996 р. – Ч.1.

Надійшла до редколегії 01.12.09

УДК: 556.322+532.546+624.131.6

В. Саприкін, студ., Д. Бугай, канд. фіз.-мат. наук,
О. Скальський, канд. геол.-мінералог. наук, Н. Ван Меєр, д-р філософії

ВИЗНАЧЕННЯ КОЕФІЦІЄНТУ ВОЛОГОПЕРЕНОСУ ПІСКІВ *IN-SITU* НА ОСНОВІ АНАЛІЗУ ДИНАМІКИ ВМІСТУ ВОЛОГИ В ҐРУНТОВОМУ ПРОФІЛІ ПІСЛЯ ДОЩІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Описана методика визначення коефіцієнту вологопереносу піщаного ґрунту *in-situ* на основі аналізу автоматизованих спостережень за вмістом вологи в ґрунтовому профілі після дощів у межах експериментального полігону, розташованому в Чорнобильській зоні відчуження на ділянці поховання радіоактивних відходів на відстані 2 км від ЧАЕС у "Рудому лісі". Одержана наступна залежність коефіцієнту вологопереносу K (м/добу) від капілярного тиску ψ (см. водн. стовп.): $K(\psi) = 5,7 \exp(-0,13 \psi)$. Перевагою методу є те, що коефіцієнт вологопереносу визначається в умовах неперушеного ґрунтового профілю в діапазоні значень капілярного тиску, що є характерним для природного режиму зони аерації.

The methodology for estimation of unsaturated hydraulic conductivity of sandy soils is described, which is based on analysis of automated observations of the moisture content of soil profile after rains at the experimental site, situated in Chernobyl exclusion zone within the "Red Forest" radioactive waste dump area at 2 km distance from the ChNPP. The following dependence is obtained for unsaturated hydraulic conductivity K (m/day) from soil suction pressure ψ (cm of wat. column): $K(\psi) = 5,7 \exp(-0,13 \psi)$. The advantage of the method is that unsaturated hydraulic conductivity is determined in conditions of undisturbed soil profile in the range of suction pressure values, which is characteristic for the natural regime of unsaturated zone.

Вступ. Визначення гідрофізичних параметрів піщаних ґрунтів є складною методичною проблемою внаслідок різко нелінійного характеру функціональних залежностей між вмістом вологи в ґрунтах і капілярним (всмоктуючим) тиском вологи [2, 3]. Недоліки лабораторних методів визначення гідрофізичних параметрів (такі як експерименти на пресі Річардса, колонкові експерименти і ін. [1, 3]) пов'язані з тим, що лабораторні дослідження, як правило, проводяться на зразках ґрунтів порушеної структури (що впливає на геометрію капілярного простору), а також з тим, що масштаб (просторовий, часовий) лабораторних експериментів не відповідає польовим умовам.

Нижче представлено методику і результати оцінки коефіцієнту вологопереносу піщаного ґрунту *in-situ* на основі аналізу автоматизованих спостережень за режимом зони аерації. Використано данні автоматизованих спостережень за вмістом вологи в ґрунті і тиском порової вологи, одержані в 2000-2005 рр. на експериментальному полігоні, розташованому в Чорнобильській зоні відчуження на ділянці поховання радіоактивних відходів на відстані 2 км від ЧАЕС у так званому "Рудому лісі" [6]. Спостереження виконувались в зоні аерації потужністю 2,5 – 3 м, складеній еоловими мілкозернистими кварцевими пісками. Періодичність замірів параметрів ненасиченого ґрунтового профілю складала від 4 до 24 годин.

Для інтерпретації даних використано метод "миттєвого профілювання балансу вологи" в ґрунтовому профілі (instantaneous profile method) [5]. Раніше цей метод використовувався в контрольованих лабораторних і польових експериментах [1, 3]. В нашому випадку використані дані режимних спостережень за динамікою вмісту вологи в ґрунтовому профілі після значних злив в весняний і осінній період. При цьому оцінювався розмір потенційної евапотранспірації, щоб уникнути похибок розрахунку водного балансу ґрунтового профілю, пов'язаних із витратами вологи на випаровування з поверхні ґрунту.

Експериментальний набір даних. В статті аналізуються данні автоматизованих спостережень за режимом піщаних ґрунтів зони аерації, одержані в 2000-2005 рр. на експериментальному полігоні в Чорнобильській зоні відчуження, де в відповідний період виконувались комплексні моніторингові спостереження за гідрогеологічними, метеорологічними, радіаційними умовами і міграцією радіонуклідів в геологічному середовищі [6].

Зона аерації на полігоні складається із відносно однорідних мілкозернистих кварцевих пісків еолового генезису. Дані про гранулометричний склад пісків представлені в табл. 1.

Таблиця 1. Гранулометричний склад (у масових відсотках) еолових пісків на експериментальному полігоні (станція "Шурф", глибина відбору зразка 1,5 м)

Розмір фракції, мм	2,5-1,6	1,6-1,0	1,0-0,65	0,65-0,4	0,4-0,315	0,315-0,2	0,2-0,16	0,16-0,1	0,1-0,065	0,065-0,05	<0,05
%	0,03	0,09	1,02	4,16	14,07	49,58	17,42	8,98	4,55	0,03	0,06

Для моніторингу руху вологи в зоні аерації на полігоні в період 2000 – 2005 рр застосовувався шурф глибиною 1,8 м (станція моніторингу "Шурф"), обладнаний на різних глибинах наступними електронними датчиками: тензіометрами моделі SWT6 (виробн. UMS, Німеччина) для вимірювання капілярного тиску порової вологи, датчиками вмісту вологи в ґрунті Theta Probe ML2x, і електронним регістратором даних Datalogger DL2e (ви-

робн. Delta-T Devices Ltd., Великобританія). Принцип дії датчиків ML2x базується на вимірюванні діелектричної константи ґрунту, що в свою чергу залежить від вмісту вологи. За умов калібрування точність вимірювань ML2x складає $\approx 1\%$ об'ємного вмісту вологи в ґрунті. Схема шурфу показана на рис. 1.

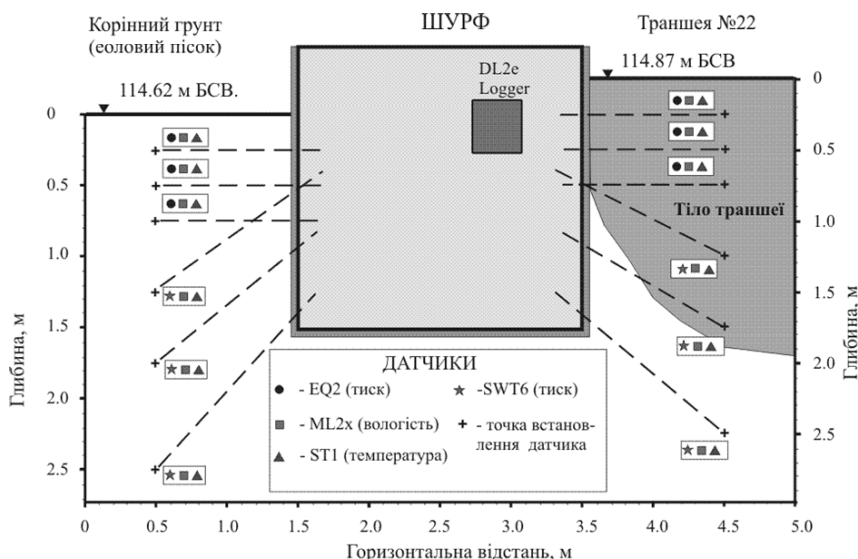


Рис. 1. Схема шурфу для моніторингу зони аерації (вертикальний розріз ґрунту) [6]

На експериментальній ділянці також виконувалися регулярні метеорологічні спостереження із використанням автоматичної метеостанції, що реєструвала температуру і вологість повітря, кількість сонячної радіації, кількість опадів і швидкість вітру. Більш детально геологічна будова, гідрогеологічні умови і інструментальне обладнання полігону описані в [6].

Вміст води і капілярний тиск в ґрунтах вимірювалися станцією "Шурф" на глибинах 0,25 м, 0,5 м, 0,75 м, 1,25 м, 1,75 м і 2,5 м із періодичністю від 4 год. до 1 доби. Шурф було споруджено таким чином, що одна його стінка прорізала тіло поховання радіоактивних відходів (траншеї), а друга стінка забезпечувала доступ до профілю непорушеного корінного ґрунту (еолових пісків) за межами траншеї (див. рис.1). Нами для подальшого аналізу використані дані спостережень за режимом зони аерації в профілі, складеному еоловими пісками. Беручи до уваги однорідність еолових пісків, при аналізі даних моніторингу ми виходимо із припущення про однорідний режим руху води в досліджуваному ґрунтовому профілі. Зазначимо, що поверхня ґрунту поруч з шурфом не мала рослинного покриття.

Методика розрахунків коефіцієнту вологопереносу. Як вже зазначалося, для оцінки коефіцієнту вологопереносу було використано метод "миттєвого профілювання балансу води" в ґрунтовому профілі [5]. З цією метою були використані дані спостережень гравітаційного дренажу ("стікання") ґрунтів зони аерації після значних злив. Розрахунок балансу ґрунтової води було проведено в інтервалі глибин від $Z=0$ до $Z=1,5$ м. Розрахункова глибина $Z=1,5$ м була вибрана виходячи із того, що вона відповідає середині відстані між датчиками шурфу, що встановлені на глибинах 1,25 м і 1,75 м (що зручно для розрахунків за наведеними нижче в статті формулами). За даним спостережень ґрунту на глибині $Z=1,5$ м знаходились поза зоною впливу капілярної кайми дзеркала ґрунтових вод.

Для розрахунків ми звичайно використовували часовий відрізок дренажу профілю, який відбувався після інфільтрації фронту дощової води на глибину 1,75 м. В наступній фазі дренажу вологість ґрунтів монотонно знизувалась в усьому інтервалі глибин від $Z=0$ до $Z=1,75$ м.

Принцип методу "миттєвого профілювання балансу води" в ґрунтовому профілі полягає в розрахунку (на основі регулярних замірів вмісту води в ґрунтах) швидкості зменшення запасу води в відповідному

шарі ґрунту зони аерації. В результаті розраховуються витрати потоку води через нижню границю досліджуваного шару ґрунту (в нашому випадку $Z=1,5$ м). В поєднанні з даними про градієнт напору води (що вимірюється в ході експерименту тензіометрами) розраховується відповідні значення коефіцієнту вологопереносу (K), як функції капілярного тиску (ψ) (або вмісту води в ґрунтах, θ).

Розрахунки за методом передбачають послідовне визначення наступних параметрів:

1. Оцінюється запас води $R(Z_0, t)$ в шарі ґрунту в інтервалі глибин від $z=0$ до $Z_0=1,5$ м, в залежності від часу t (1):

$$R(Z_0, t) = \int_0^{Z_0} \theta(z, t) dz \quad (1)$$

де θ – вміст води в ґрунті згідно даних вимірювань датчиками ML2x.

2. Розраховується швидкість вологопереносу (v) на глибині $z = Z_0$ виходячи із динаміки втрат води відповідним шаром ґрунту (2):

$$v(Z_0, t) = \frac{dR(Z_0, t)}{dt} \quad (2)$$

3. Оцінюється градієнт гідралічного напору (i) в зоні аерації (3):

$$i(z, t) = \frac{dH(z, t)}{dz} \quad (3)$$

де $H = z - \psi$, ψ – капілярний (всмоктуючий) тиск на глибині z в момент t .

4. Нарешті, визначається коефіцієнт вологопереносу (4):

$$K(\psi(Z_0, t)) = \frac{v(Z_0, t)}{i(Z_0, t)} \quad (4)$$

і співвідноситься з даними про капілярний тиск (або вміст води) на глибині $z = Z_0$.

Для коректного застосування методу важливо забезпечити мінімальний вплив на баланс води в ґрунтовому профілі витрат води з поверхні ґрунту (на випаровування, евопотранспірацію). В контрольованих експериментах поверхня ґрунту з цією метою зазвичай закривається непроникною для води плівкою. В нашому випадку для розрахунків нами були обрані дощові епізоди в відносно холодні періоди року (рання весна, пізня осінь), коли випаровування з поверхні є мінімальним. Крім того,

для контролю можливих похибок водного балансу були виконані розрахунки потенційної (тобто максимальної можливої) евапотранспірації (ПЕТ) з поверхні ґрунту на основі даних метеоспостережень. Для оцінки ПЕТ було використано метод Пенмана–Монтейна (для референтної поверхні "ґрунт без рослинності") [4].

Результати розрахунків. Для розрахунків коефіцієнту вологопереносу було вибрано 6 слушних дощових епізодів в 2001-2004 рр., що перелічені в табл. 2. Для кожного дощового епізоду було оцінено кілька (3-8) значень коефіцієнту вологопереносу для відповідного діапазону значень капілярного тиску впродовж "стікання" вологи в ґрунтовому профілі.

Таблиця 2. Перелік дощових епізодів, що використані для розрахунку коефіцієнту вологопереносу на глибині 1,5 м на станції моніторингу "Шурф"

Дата дощу	Опади, мм	Розрахунковий інтервал (початок, кінець)	Щоденна евапотранспірація (діапазон та середнє значення), мм/добу	Щоденна втрата води із ґрунтового профілю через дренавання (діапазон та середнє значення), мм/добу
29/03/01	34 мм	29/03/2001 13/04/2001	2,4 – 0,5 1,7	1,4 – 0,7 1,0
01/05/01	83 мм	01/05/2001 11/05/2001	3,4 – 1,0 2,6	8,5 – 1,3 3,3
02/09/03	131 мм	11/09/2003 30/09/2003	2,0 – 0,8 1,3	1,7 – 0,7 1,1
09/10/03	108 мм	13/10/2003 21/10/2003	0,5 – 0,0 0,3	7,9 – 1,4 3,5
01/09/04	18 мм	06/09/2004 09/09/2004	0,8	5,3 – 3,5 4,3
19/10/04	72 мм	30/10/2004 13/11/2004	0,7 – 0,1 0,3	1,7 – 0,7 1,1

Приклад вхідних моніторингових даних і розрахункових параметрів із використанням описаної методики наведено на рис. 2, де проаналізовано гравітаційний дренаж ґрунтового профілю після інтенсивного дощу (108 мм опадів), що відбувся 09.10.2003 р.

Для деяких розрахункових інтервалів виявилось, що витрати на евапотранспірацію з поверхні ґрунту можуть бути значущими (особливо для пізніх етапів "стікання" ґрунтового профілю, коли запаси вологи в ґрунті зменшуються і інтенсивність дренажу затухає) (див. табл. 2). Відповідні дані не були враховані при побудові остаточних оцінок коефіцієнту вологопереносу. Одержаний в результаті набір експериментальних точок $K(\psi)$ та результати регресійного аналізу показано на рис. 3 а.

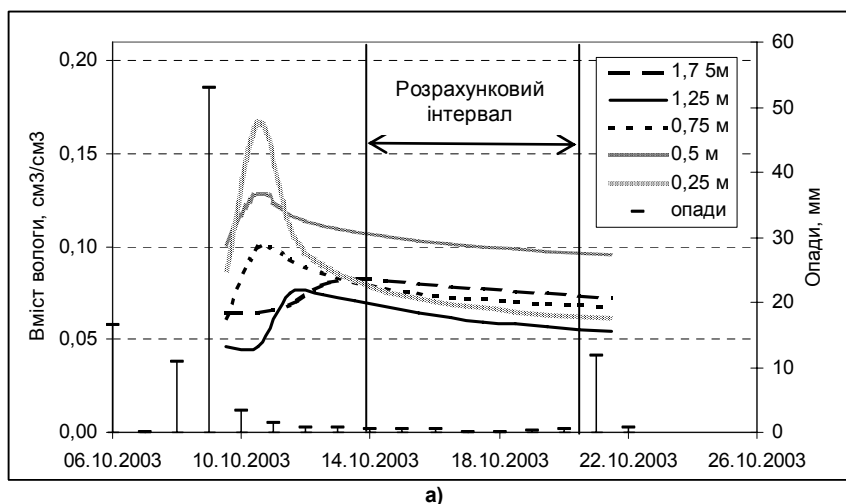
Експериментальні дані описуються наступною експоненційною функціональною залежністю (5):

$$K(\psi) = 5,7 \exp(-0,13 \psi) \quad (5)$$

Тут коефіцієнт волого переносу $K(\psi)$ вимірюється в одиницях м/добу, а капілярний тиск ψ – у см водн. стовпчику.

Для $\psi=0$ (тобто в умовах повного насичення пор ґрунту вологою) вищенаведена формула дає значення коефіцієнту фільтрації $K_{sat}=5,7$ м/добу, що узгоджується з незалежними оцінками K_{sat} для еолових пісків на полігоні [6].

Одержані результати узгоджуються з оцінками фільтраційних параметрів зони аерації, одержаними в ході виконаного раніше авторами контрольованого наливу (інфільтраційного тесту) на полігоні [2] (рис. 3 б).



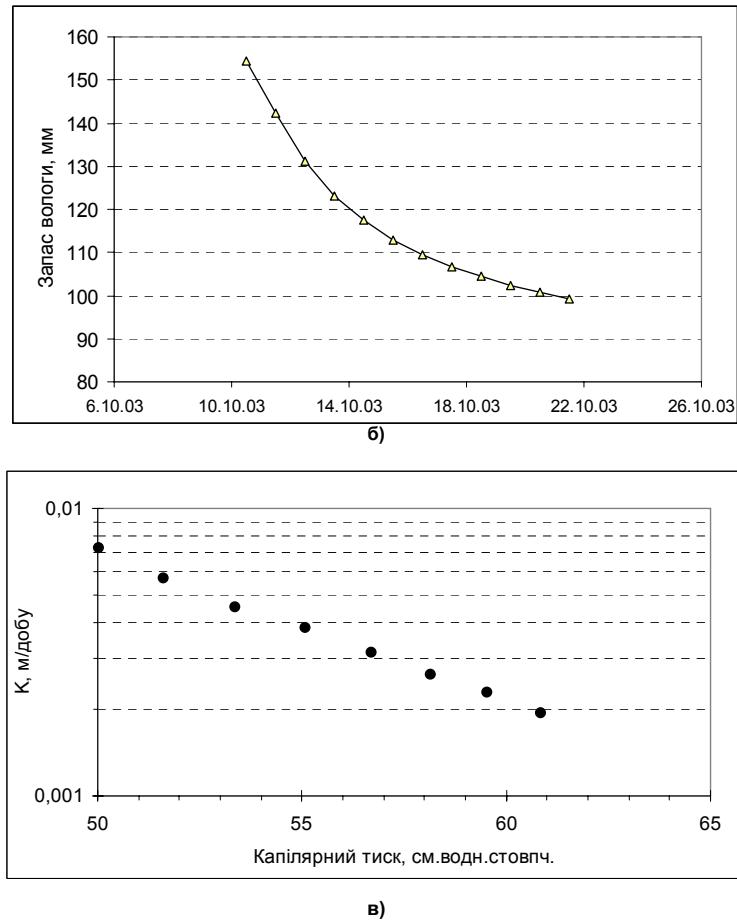


Рис. 2. Моніторингові дані і розрахункові параметри згідно методу "миттєвого профілювання води в ґрунтовому профілі" для дощу, що відбувся 10.10.2003 р.:

- а) динаміка зміни вмісту води в ґрунті на різних глибинах; б) зміна запасу води в шарі ґрунту глибиною 1,5 м; в) результуючий графік залежності коефіцієнту вологопереносу від капілярного тиску

Висновки. Наведені результати засвідчують, що метод "миттєвого профілювання балансу води" в ґрунтовому профілі може бути ефективно використаний для оцінки коефіцієнту вологопереносу ґрунтів на основі аналізу автоматизованих спостережень за режимом зони аерації. Одержані нами оцінки $K(\psi)$ для різних дощових епізодів добре узгоджуються між собою і утворюють експоненційний тренд, що відповідає теоретич-

ним уявленням (модель Гарднера [1, 3]) про рух води в ненасиченому пористому середовищі.

Перевагою запропонованого методу є те, що коефіцієнт вологопереносу визначається *in-situ* в умовах не порушеного ґрунтового профілю в діапазоні значень тиску води (або вмісту води в ґрунті), що є характерним для природного режиму зони аерації.

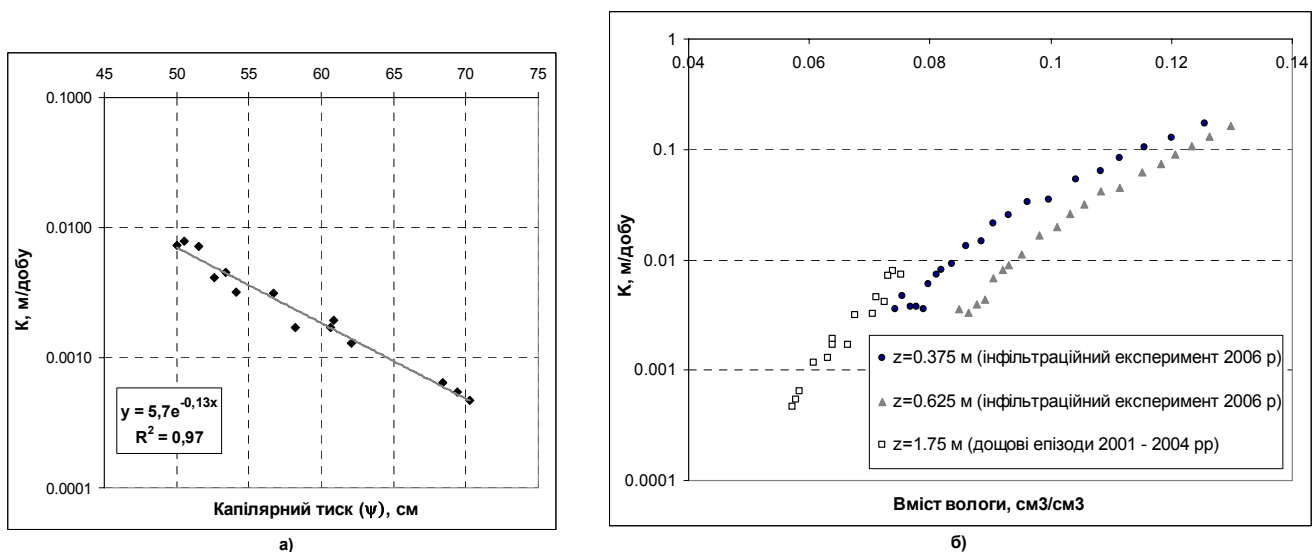


Рис. 3. Результати розрахунків коефіцієнту вологопереносу на основі аналізу спостережень за дренажем ґрунтового профілю після дощів: а) експериментальні точки і результуючий експоненційний тренд для $K(\psi)$; б) порівняння значень $K(\theta)$ розрахованих у цій статті з даними інфільтраційного тесту на полігоні в листопаді 2006 р. [2]

Визначені гідрофізичні параметри зони аерації призначені для подальшої оцінки режиму інфільтраційного живлення водоносного горизонту, а також для гідрогеологічного моделювання вологопереносу і міграції радіонуклідів в ґрунтах зони аерації в Чорнобильській зоні відчуження.

Представлені в цій статті результати досліджень одержані в рамках міжнародного українсько-французького проекту "Експериментальна платформа в Чорнобилі", що фінансується Інститутом ядерної безпеки і радіаційного захисту (IPCH, Фонтене-о-Розез, Франція).

УДК 624.131

Ю. Савченко, асп.

АНАЛІЗ ОСНОВНИХ ЧИННИКІВ ВПЛИВУ НА МІЦНІСНІ ВЛАСТИВОСТІ ЛЕСОВИХ ҐРУНТІВ (НА ПРИКЛАДІ М. КИЄВА)

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Розглядаються основні природні та техногенні чинники впливу на міцнісні властивості лесових відкладів. Проаналізована ділянка забудови та наведені основні рекомендації щодо зменшення негативної дії факторів впливу.

The paper considers main natural and technogenic factors of influence on the strength properties of loess rocks. Analyzed territory of the building and provided recommendations to reduce the negative impact of these factors.

Вступ. В умовах стрімкого зростання техногенного навантаження на геологічне середовище в межах міст та міських агломерацій відбуваються різноманітні зміни гідрогеологічного стану ґрунтів та основ споруд. Підвищення вологості лесових ґрунтів приводить до зменшення їх міцнісних властивостей, модуля стиснення і, як наслідок, до додаткових осідань фундаментів.

При замочуванні ґрунту, який має просадочні властивості (лесу), під фундаментом споруди знижується модуль деформації зволоженого ґрунту. Величина та характер розвитку просідань ґрунту від навантаження фундаменту залежить в основному від ступеню підвищення вологості ґрунту і розмірів зволоженої зони. Нерівномірність осідань фундаменту викликається зміною просадочних властивостей ґрунтів, і, головним чином, різними глибинами зволоження і ступінню підвищення вологості в межах зволоженої зони [1].

Постановка проблеми. Відомо, що на сьогоднішній день спостерігається стрімке зростання урбанізованості території міста Києва за рахунок його безсистемної забудови. Особливо страждає центральна історична частина міста, яка збудована на лесових ґрунтах. Лесові породи набувають просадочних властивостей за рахунок зволоження від втрат із комунікацій, водонесучих мереж (ці втрати за різними даними складають до 50 %), а також інших техногенних факторів. Саме тому вивчення всіх джерел впливів на стійкість будівель і споруд є однією з актуальних задач у сучасному будівництві.

Метою даної статті є аналіз основних чинників впливу на деформаційні властивості основ споруд і будинків, які зведені на лесових ґрунтах, а також опис механізму і динаміки просадочних процесів в межах ділянки забудови.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Проблема дослідження впливу різних факторів на міцнісні властивості лесових ґрунтів почала розглядатись ще 170 років тому, проте і на сьогодні не втратила своєї актуальності. Багатьма дослідниками розробляються різноманітні методики щодо мінімізування техногенного впливу на оточуюче природне середовище. Одним з останніх досліджень є дисертаційна робота Д. Келкай "Зміна фізико-механічних властивостей лесових просідаючих ґрунтів в зоні промислової забудови (на прикладі черкаського БАТ "Азот")" та робота О.В. Гранько

1. Bear J. Hydraulics of groundwater. 1979. 2. Estimation of hydraulic properties of unsaturated sandy soils using laboratory and field methods. Bugai D. A., Dzhepo S. P., Skalskyi A. S., et al. // Геологічний журн. 2008. №4. С. 99-105. 3. Fredlund D.G., Rahardjo H. Soil mechanics for unsaturated soils, 2000. 4. Monteith, J. L. Evaporation and temperature // Q.J. Royal Meteor. Soc. 1981, Vol. 107. P.1-27. 5. Watson K. K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials// Water Resour. Res. 1966. – Vol. 2. – P. 709-715. 6. Дослідження міграції радіонуклідів на експериментальній ділянці-полігоні в ПТЛРВ "Рудий ліс". Ч. 2: Міграція радіонуклідів в геологічному середовищі; Бугай Д.О., Девієр Л., Скальський О.С. та ін.// Чорнобил. наук. вісн. — 2007. — №2 (30). — С. 16-33.

Надійшла до редколегії 02.12.09

[7]. У роботах цих авторів наводиться аналіз конкретних факторів, які впливають на міцність лесових порід, а також стійкість будинків і споруд. Також ряд поставлених проблем можна знайти у публікаціях наступних авторів: В.І. Крутов [1], Р. Ламперті, В.Б. Швець [8], В. Сухін, Ю.М. Абелєв, З.Г. Зубко, В. Глущенко, В.Л. Седін, Н.І. Крігер. Проте всі згадані вище автори аналізують певні окремі чинники і наводять практичні рекомендації щодо конкретних об'єктів. Саме тому необхідно визначити вплив не окремих факторів, а цілого комплексу цих факторів.

Поширення лесових ґрунтів на території міста. Територія м. Києва та його околиць на 36 % складена переважно лесовими відкладами четвертинної системи.

Відклади четвертинної системи суцільним покривом залягають на корінних породах неогенової системи. На схилах Дніпра і в ярах часто можна спостерігати відслонення неогенових відкладів. За характером відкладів четвертинної системи проф. А.М. Дранніков на території міста виділив наступні райони: лесовий, зандровий (безлесовий), перехідний (від лесового до зандрового), терасовий [3]. Далі наведемо коротку характеристику лесового району.

Лесовий район є областю суцільного розповсюдження типового еолового лесу, який являє собою тонкий макропористий вапняковий суглинок палеожовтого кольору.

Лес зустрічається повсюдно в межах плато та схилів, на будь-яких висотах, плащеподібно покриваючи всі нерівності рельєфу.

У межах дослідної території зустрічаються такі різновиди лесу: лес плато, лес присхильний, лес делювіальний та лес перехідної зони. Окрім умов залягання, ці утворення відрізняються лише потужністю і частково структурою.

Найкраще відслонення лесу простежуються вздовж схилу високого правого берегу річки Дніпро та у бортах ярів.

Лесові відклади займають центральний район та усю південно-східну та південну частину міста Києва. Північна межа лесового району проходить вздовж правого берегу річки Дніпро до Сінного ринку, потім перетинає вул.Воровського по Обсерваторній вздовж Чехівського провулку та обриву вул. Ворошилова по Театральній, перетинає Володимирську, відокремлюючи вер-

хив'я вулиць Підмосковної, Іриненської, Мало-Підвальної, Софіївської і далі проходить по правому схилу Хрещатицької балки до її верхів'їв.

Західна межа проходить від Бесарабської площі по висотам Крутого узвозу, перетинаючи Собачу тропу, Шпитальну вулицю, оконтурює Печерське підняття, потім по верхів'ям Наводницької балки, біля Лаври, ви-

ходить до Дніпровського обриву. Лес зустрічається також на останці плато, обмеженому Дніпром, Либіддю і Наводницьким яром (рис. 1).

На правому березі р. Либідь лес зустрічається на Батіївій і Байковій горах, між Совською і Деміївською балками і далі на південь до Дніпра.



Рис. 1. Поширення лесових відкладів на території м. Києва

Далі наведемо аналіз факторів, які впливають на просадочні властивості лесових ґрунтів.

Механізм і динаміка інженерних споруд і комунікацій на просадочних ґрунтах. Лес це макропориста, бархатиста на дотик, дуже м'яка порода, яка звичайно має палевий колір [6]. Проблема лесових відкладів пов'язана з їх просідними властивостями.

Серед чинників, які впливають на міцнісні властивості лесових ґрунтів можна виділити природні та техногенні. Розглянемо спочатку *природні чинники* впливу. До них відносять: пористість, вологість, мікробудову, генезис тощо.

Пористість. Взагалі просадочні властивості лес набуває за рахунок первинного недоуцільнення ґрунту, наявності макро-, мікро- і мезопор. Лесові породи містять значну кількість пор, розміри яких складають 0,01 – 0,05 мм (до 80 %). За характером пори є міжагрегатними. Непросідні лесові породи мають величину загальної пористості 35 – 40 % і характеризуються високим вмістом тонких міжагрегатних пор (до 0,01 мм). У просадці приймає участь не вся пористість, а лише її частина, так звана "активна пористість", яка еквівалентна об'єму максимальної посадочної деформації. Лесовий ґрунт, який має значні резерви активної пористості, буде більш просідним, якщо навіть має великий коефіцієнт

водонасичення в порівнянні з більш щільним лесовим ґрунтом.

Залежність просадочності від *вологості* полягає в тому, що чим у більш міцнозв'язаному стані знаходиться вода у ґрунті, тим вищою буде величина просадочності. Втрата просадочності відбувається при вологості, яка наближається до максимальної молекулярної вологості, коли величина капілярного тиску в кутках пор стає наближеною до сили притягування двох частинок, що призводить до їх роз'єднання [5].

Як показали мікродослідження, просадочність лесових ґрунтів залежить від *мікробудови*, а саме від взаємного розташування пилюватих і глинистих частинок. Для найбільш просідних лесів характерна пухка скелетна мікроструктура з міжагрегатними порами. Цемент переважно глинистий розподілений нерівномірно, найчастіше у вигляді згустків контактного типу.

В залежності від *генезису* лесові відклади бувають еолового або водного походження. Лес еолового походження виникає у процесі тривалого накопичення на поверхні землі мас атмосферного пилу. Це дуже тривалий процес – по декілька міліметрів у рік. З часом відбувається часткова цементация цих пилюватих частинок під дією солей, які знаходять у даному шарі. Так утворюється товща еолового лесу.

Лесові відклади, які відкладаються у водних умовах, відрізняються від еолового лесу. Іноді такі леси мають чітко виражену шаруватість, містять включення піску або гальки, а нерідко перешаровуються піском або галькою. Такі ґрунти переважно називаються лесоподібними суглинками або супісками.

Для лесу еолового походження характерний відносно великий вміст карбонату кальцію, що сприяє його більш сильному просіданню при зволоженні, а також при прикладанні додаткових навантажень.

Техногенні чинники впливу на міцнісні властивості лесових відкладів є досить різноманітними і пов'язані із штучною зміною вологості ґрунту. Ці чинники проявляються на стадії інженерно-геологічних вишукувань, проектуванні та будівництві. Не менш важливим чинником, який впливає на зміну властивостей лесових порід у бік їх погіршення, є підйом рівня ґрунтових вод. Розглянемо всі ці чинники по черзі.

Інженерно-геологічні вишукування є одним з етапів проектування основ і фундаментів і у значній мірі їх результати визначають надійність, якість проектних рішень і ефективність будівництва в цілому. Таким чином, основними причинами деформації будівель та споруд найчастіше є недостатність повна вивченість інженерно-геологічних умов ділянки будівництва, просадочних властивостей та характеристик ґрунтів.

При проектуванні основ, фундаментів і самих споруд іноді недооцінюється складність і особливості інженерно-геологічних умов ділянок, що забудовуються, неправильно визначаються можливі величини просадок ґрунтів від навантаження фундаментів і власної ваги ґрунту, неправильно трактуються та використовуються окремі положення діючих нормативних документів.

При будівництві будинків та споруд на просадочних ґрунтах іноді не в повній мірі виконуються вимоги нормативних документів по проведенню окремих видів робіт, відсутній достатній контроль якості виконання робіт, не виконуються вимоги проекту тощо (неврахування ущільнення ґрунтів різними методами, недобивка свай до проектних відміток за рахунок використання молотів недостатньої ваги, конструкції набивних свай).

Серед великої кількості антропогенних впливів на інженерно-геологічне середовище найбільш суттєвими за негативними наслідками є *замочування* лесових порід.

Забудова територій, складених просадочними лесовими ґрунтами, призводить до неминучого зростання їх вологості і підйому рівнів ґрунтових вод. Підвищення вологості ґрунтів і підйом рівнів ґрунтових вод викликаються порушенням природних умов стоку поверхневих вод за рахунок забудови територій, створенню планувальних насипів, засипці ярів та інших понижень; зміною умов аерації при екрануванні територіях; втратою промислових вод; створенням нових водоймищ тощо.

Встановлена у процесі експлуатації забудованих територій вологість лесових ґрунтів змінюється за глибиною і визначається геологічною будовою товщі, фільтраційною і водоутримуючою здатністю окремих літологічних шарів ґрунту. Поряд з цим у межах одного шару в залежності від фільтраційних властивостей прилеглих шарів вона змінюється, зменшуючись по мірі наближення до більш фільтруючого шару і, навпаки, збільшуючись при наближенні до шару з низьким коефіцієнтом фільтрації.

Підвищення вологості лесових ґрунтів при забудові територій призводить до повільного зниження міцності ґрунтів за рахунок пом'якшення природного цементу, який зв'язує частинки лесового ґрунту, та збільшенню їх стиснення. В результаті цього порушується встановлена природна рівновага між напруженим станом ґрунтів

та їх стисненням. Підвищення стиснення виявляється рівносильним підвищенню навантаження на ґрунт і може призвести до додаткового осідання ґрунту, яку М.Н. Гольдштейн назвав уповільненою осадкою [1]. Це є однією з головних причин процесу тривалого протікання осідань фундаментів на лесових ґрунтах, який часто спостерігається, або відсутності джерел замочування.

Нерівномірність розвитку просідань ґрунтів при місцевому куполоподібному підйомі рівня ґрунтових вод, так само, як і при замочуванні зверху, обумовлюється нерівномірним підйомом рівня ґрунтових вод і взаємодією зволоженого і не зволоженого масивів порід. У результаті цієї взаємодії за рахунок сил тертя і щеплення відбувається зависання зволоженого ґрунту, який розташований у краях області підйому рівня ґрунтових вод, перерозподіл вертикальних тисків від власної ваги ґрунту і відповідно зниження можливих величин просадок в межах найбільш зволених і підвищення у менш зволених частинах масиву.

Далі наведений аналіз природних і техногенних чинників на ділянці забудови, яка знаходиться по вул. Васильківській 5/7.

Механізм і динаміка просадочних процесів на прикладі ділянки забудови по вул. Васильківській 5/7. БАТ "Київпроект" Інституту Київгео на замовлення КПЖТ Московського району м. Києва в червні-липні 2001 р. виконав інженерно-геологічні вишукування на ділянці по вул. Васильківській 5/7 [2]. У межах цієї ділянки відбулися різноманітні перекоси сходової частини, провали підлоги, а також тріщини у каркасі будинку.

У житловому 9-поверховому будинку відбулися деформації каркасу споруди, переважно в північно-східній його частині. Стіни будинку порушені тріщинами з розкриттям до 6-7 мм. В межах прибудови відбулися осадки підлоги, порушеної горизонтальними тріщинами, а також спостерігаються порушення стін в кв. №1 даного будинку.

Для повної уяви про інженерно-геологічні умови ділянки по вул. Васильківській 5/7 наведемо коротку характеристику геоморфологічних, геологічних та гідрогеологічних умов.

За районуванням проф. А.М. Драннікова ділянка вишукувань відноситься до лесового району, який є областю розповсюдження типового еолового лесу. Такий лес містить включення карбонату кальцію і значний об'єм макропор.

У геоморфологічному відношенні ділянка вишукувань розташована в межах правого схилу Голосіївської балки з абсолютними відмітками поверхні землі 143 – 148 м. Рельєф має незначний ухил поверхні в північно-східному напрямку.

Геологічна будова ділянки на глибину до 10 м представлена комплексом відкладів четвертинної системи, лише в окремих місцях зустрічаються відклади полтавської світи неогенової системи.

Відклади четвертинної системи складені:

- насипними ґрунтами, переважно супісками неоднорідними, місцями з вмістом будівельних залишків до 50 % і малопотужними прошарками насипного піску; загальна потужність насипу до 2,2 м;
- пилуватими, карбонатними лесовидними супісками, потужністю біля 5 м;
- карбонатними лесовидними суглинками, потужністю в середньому 10 м;
- зандровими пісками (на окремих ділянках на глибині близько 10 м).

Окремими свердловинами зафіксовані піски полтавської світи неогенової системи на глибині приблизно 12 м.

Гідрогеологічні умови ділянки характеризуються наявністю водоносного горизонту типу "верховодка" на

глибинах 0,6 – 5 м. Живлення водоносного горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів та втрат водонесучих мереж і комунікацій.

Для уточнення конфігурацій фундаментів та стану ґрунтів у їх підшві було відібрано 4 шурфа. Трьома шурфами були зафіксовані втрати водо несучих мереж. При розробці шурфу у підвалі будинку підземні води були зафіксовані на глибинах 0,6 м від підлоги підвалу.

Дослідження архівних даних показали, що при інженерно-геологічних вишукуваннях, які були проведені на цій ділянці у 1965 р. підземні води були зафіксовані на глибинах близько 11 м в межах абсолютних відміток 135,8 м. Це свідчить про підйом рівнів ґрунтових вод на понад 10 м.

Підземні води типу "верховодка" поширені тільки у північно-східній частині будинку. Це можна пояснити пониженням рельєфу саме у цьому напрямку, а також розташуванням комунікацій. Територія будинку постійно підтоплена підземними водами типу "верховодка".

Вишукуваннями 1965 р. було встановлено, що лесовидні супіски мають просідні властивості, величини відносного просідання змінюються в межах від 0,02 до 0,07 до глибини 5 – 7 м. Таким чином тип ґрунтових умов за просіданням перший.

Як відомо, при замочуванні лесовидні ґрунти втрачають свої несучі властивості, які в даному випадку і є причиною деформації будинку.

За результатами лабораторних досліджень замочуванню підлягали лесовидні ґрунти на різних глибинах і в різних місцях будинку, тобто, зниження міцнісних властивостей відбувалося протягом значного відрізка часу і в місцях, де відбувалися втрати водонесучих мереж і комунікацій (особливо гарячої води та опалення).

В одному з чотирьох шурфів був відібраний зразок з глибини 2,1 м, який не мав просадочних властивостей. Відсутність просадочних властивостей у даному зразку свідчить про замочування ґрунтів, їх деградацію та втрату просадочних властивостей. Це відбувалося внаслідок проникнення в ґрунт атмосферних опадів з порушеної відмостки.

Слід також звернути увагу на те, що при проходженні шурфу, який знаходиться з внутрішньої сторони будинку, внаслідок постійного замочування за рахунок втрат води з водонесучих мереж та комунікацій, ґрунт замочений і теж деградований.

У всіх зразках, відібраних зі свердловин, зафіксовано підвищення природної вологості суглинків, яка збільшується до 0,224 – 0,273, і показники текучості становлять 0,67 – 1,29. Все це свідчить про систематичні втрати водо несучих мереж і різке зниження міцнісних властивостей лесовидних суглинків.

Згідно БНіП 1.02.07-87 категорія складності ділянки за інженерно-геологічними умовами – третя [4].

Як було зазначено вище, виділяються природні і техногенні чинники впливу на міцнісні властивості лесових ґрунтів. В межах ділянки вишукувань набули широкого розповсюдження саме техногенні чинники. Природні ж чинники, а саме генезис, вологість, мікробудова і пористість не спричинили суттєвого негативного впливу на стійкість будинку. Адже будинок був у експлуатації тривалий час і проблем з ним не було. Атмосферні опади по суті відносяться до природних чинників, які впливають на міцнісні властивості лесових порід. Проте в межах даної ділянки забудови по вул. Васильківській 5/7 систематичне зволоження лесових ґрунтів основи будинку відбувалося за рахунок поганого стану відмостки. Тому атмосферні опади в даному випадку необхідні не вважати суто техногенним, а не природним чинником.

Отже, основні причини деформації будинку викликані виключно техногенними чинниками, а саме:

1. Систематичним зволоженням лесовидних ґрунтів втратами водонесучих мереж, що призвело до нерівномірних знижень несучої здатності ґрунтів основи.

2. Незадовільним станом відмостки, що сприяє проникненню атмосферних опадів в ґрунти основи будинку.

3. Неорганізованим відводом поверхневих вод, враховуючи ухил поверхні землі.

Заходи по мінімізуванню техногенного впливу при будівництві на просадочних ґрунтах. Забудова територій, які складені лесовими ґрунтами, призводить до зміни гідрогеологічних умов, що звичайно виражається в підвищенні природної вологості ґрунтів і нерідко в підйомі рівня ґрунтових вод. Це відбувається за рахунок порушення умов аерації при будівництві споруд та будинків, асфальтуванні території тощо, полив зелених насаджень в межах міста, втрата води із систем водопровідної мережі, каналізацій, теплофікацій, влаштуванні відкритих басейнів.

Як відомо, підвищення вологості лесових ґрунтів приводить до зниження їх міцнісних властивостей, модуля стиснення і, як наслідок до додаткових осідань фундаментів. Це є одна з головних причин довготривалого перебігу осадок фундаменту.

Особливо чутливими до нерівномірних осідань фундаментів є крупнопанельні споруди, які мають підвищену жорсткість, у зв'язку з цим в їх конструкціях виникають значні величини додаткових напружень, тому при будівництві на просадочних ґрунтах здійснюються спеціальні методи захисту основ споруд від просадкових явищ, або для пристосування конструкції будівлі до нерівномірних просідань основ.

Всі такі заходи можуть бути об'єднані у наступні чотири групи:

1. Заходи захисту природної основи від замочування атмосферними, ґрунтовими, побутовими і промисловими водами.

2. Заходи штучного закріплення ґрунтів.

3. Конструктивні заходи, що забезпечують стійкість споруд в умовах просідань.

4. Повне або часткове прорізання товщі осадових порід фундаментами споруд.

Якщо величина можливої осадки невелика, то в більшості випадків можна обмежитись найпростішими заходами: відведення поверхневих і підземних вод (використовується планування території), а також влаштування навколо будівель водотривких відмощень.

Якщо величина просідання значна, то основа споруди повинна бути цілком захищена від замочування.

Також для захисту будівель від просідання застосовуються заходи з ущільнення лесових порід або їх штучне закріплення. До цієї групи захисних заходів можна віднести поверхневе і глибинне ущільнення, попереднє замочування, силікатизація, термічне зміцнення і т.д.

При невеликій потужності посадочних порід, як правило, обмежуються поверхневим ущільненням ґрунтів важкими трамбівками, після цього будівництво здійснюється як на звичайних породах без застосування спеціальних технічних заходів по убезпеченню ґрунтів від замочування.

Якщо ж лесова товща має значну потужність то застосовуються ґрунтові або буронабивні палі. Інколи застосовують ущільнення лесових порід шляхом попереднього замочування, але його необхідно виконувати завчасно приблизно за рік до початку будівництва.

На сьогоднішній день найчастіше у будівництві застосовується метод силікатизації (у ґрунтового середовища

нагнітають розчин силікату натрію або хлористий кальцій, або обидва розчини одразу). Також широко застосовують метод термічного закріплення ґрунтів. Обидва методи є досить надійними, роблять лесові породи міцними і водостійкими. Крім того, вони дозволяють закріплювати лесові породи на різних глибинах. Рідше застосовують методи електросилікатизації, кальматування лесових порід глинистими суспензіями тощо.

Існує досить багато методів для зменшення негативних впливів на будинки, що будуть споруджуватись на лесових породах або для тих, які вже були побудовані. Проте, у Києві знаходиться досить багато будинків, які перебувають у аварійному стані через недотримання умов їх експлуатації. Найбільш небезпечним є підйом рівня підземних вод поблизу старих будинків, а також вплив новобудов на геологічне середовище міста.

При будівництві нових будинків, або метрополітену слід передбачити заходи, які повністю виключатимуть або мінімізують негативний вплив будівництва на існуючі будинки (виконати при необхідності підсилення їх фундаментів чи основи), що прилягають до ділянки будівництва. При цьому слід врахувати деформації, як конструктивного характеру, тобто безпосередньо від влаштування паль, так і технологічного – будівництво котловану, метод кріплення, динамічні навантаження від техніки. Необхідно встановлювати інструментальний нагляд на період будівництва за будинками, які прилягають до ділянки забудови.

Не менш важливими є природні умови ділянки. Щорічно в м. Києві випадає в середньому 610 мм атмосферних опадів (із них влітку 212 мм), внаслідок чого відбувається зволоження ґрунтів.

Слід відмітити, що в результаті експлуатації споруд неминучі втрати води із водопроводів, неорганізований скид промислових і підземних вод приводить до збільшення вологості усього ґрунтового масиву і підвищенню рівня ґрунтових вод.

Тому для подальшої експлуатації будинку по вул.Васильківській 5/7 необхідно:

- відремонтувати водонесучі мережі;
- організувати стік поверхневих вод з відновленням відстоїв;
- встановити маяки на існуючі тріщини і організувати контроль за ними;
- не допустити замочування лесовидних ґрунтів в місцях де деформації ще не відбулися, бо це призведе до нових порушень цілісності конструкції;
- розширення фундаментів залізобетонними конструкціями підосви несучих стін механічним способом або розширення існуючого фундаменту методом електро-газосилікації в одну заходку з метою зниження навантаження від будівлі на водонасичені лесовидні ґрунти до 0,06 МПа/0,6 кгс/см².

Висновки. Вся територія міста Києва може бути поділена на чотири райони: лесовий, зандровий, перехідний і терасовидний. Приблизно 36 % території міста та його околиць відносяться до типового лесового району і складені лесовими відкладами переважно еолового походження. Для збереження будинків і споруд, які збу-

довані на лесових ґрунтах виникає необхідність врахувати і проаналізувати всі чинники, які тим або іншим чином впливають в першу чергу, на втрату міцнісних властивостей лесових ґрунтів за рахунок їх доущільнення, а в другу, на стійкість цих споруд.

Основні чинники, які впливають на зміну міцності лесових відкладів можна умовно поділити на природні та техногенні. До природних чинників відносять генезис, мікробудову, вологість і пористість. Серед великої кількості техногенних чинників можна виділити помилки, які були допущені у процесі проведення інженерно-геологічних вишукувань, проектуванні та будівництві, а також підйом рівня ґрунтових вод за рахунок втрат водонесучих мереж, комунікацій (ці втрати складають до 50 %), поганим відводом поверхневих та дощових вод, створенням нових водоймищ та басейнів тощо. На сьогоднішній день широкого розповсюдження набув саме останній техногенний чинник, адже майже всі комунікації міста Києва знаходяться у жахливому стані, що призводить до несприятливих, а іноді і катастрофічних явищ. Адже збільшення вологості лесових відкладів призводить до зменшення їх несучої здатності, а при досягненні їх критичної зволоженості – до просідання.

Розглянута ділянка забудови по вул.Васильківській 5/7 відноситься до лесового району і складена лесовими відкладами. В межах цієї території широко поширені техногенні чинники, які спричинені втратами водонесучих мереж, неорганізованим відводом поверхневих та дощових вод. Наведені рекомендації щодо мінімізування негативного техногенного впливу пов'язані з усуненням цих техногенних чинників і базуються загалом на повному відведенні поверхневих, підземних і дощових вод. Для досягнення цієї мети необхідно не тільки відремонтувати водонесучі мережі, які є одним з основних факторів впливу, а й відремонтувати відстої для організування стоку поверхневих вод.

При будівництві будинків і споруд на території лесового району для уникнення різноманітних небезпечних і катастрофічних явищ (деформації каркасів будинків, перекося стелі та підлоги, віконних та дверних прорізів, тріщин на стінах будинків тощо) необхідно враховувати весь спектр природних та техногенних чинників.

1. Крутов В.И. Основания и фундаменты на просадочных грунтах / В.И. Крутов. – К., 1982.
2. Звіт про інженерно-геологічні умови на ділянці виникнення деформацій в будинку по вул. Васильківській 5-7. К. – 2001 р. Арх.№11625.
3. Инженерно-геологическая карта г. Киева. М.: 1:25000. Объяснительная записка. Киев 1948 г. (Министерство геологии СССР Украинское геологическое управление). / д-р геол. наук А.М. Дранников.
4. БНІП 1.02.07-87.
5. Краев В.Ф., Саенко Т.С. Инженерно-геологические свойства лессовых пород Украинской ССР. К., 1988 г.
6. Маслов Н.Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов: Учебник для вузов. – М., 1982.
7. Гранько О.В. Напряжено-деформированный стан тривало навантажених лесових основ за умови їх підтоплення : Дис... канд. наук: 05.23.02 – 2008.
8. Швець В.Б., Седин В.Л. К оценке просадочности лессовых грунтов.

Надійшла до редколегії 30.11.09

ЕКОНОМІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 553.7.04

О. Шевченко, канд. техн. наук, Т. Заверталюк, асп.

**ОБҐРУНТУВАННЯ МЕЖ ТА ЧАСУ ЕКСПЛУАТАЦІЇ ЛОКАЛЬНИХ РОДОВИЩ
МІНЕРАЛЬНИХ ВОД ЗА РІВНОВАЖНИМИ ГЕНЕТИЧНИМИ КОЕФІЦІЄНТАМИ***(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)**Запропоновано і теоретично обґрунтовано науково-методичний підхід щодо визначення меж та часу вичерпання запасів мінеральних вод локальних родовищ із дуже уповільненим природним водообміном.**Scientific-method approach offer and theoretical base on definition boundaries and time of exhaust of mineral waters storage of local occurrence with slow water exchange.*

Україна має значні і різноманітні гідромінеральні ресурси. За цим показником вона є однією з найбагатших країн світу. Наприкінці минулого сторіччя більш інтенсивно почали розвиватись підприємства з видобутку та використання мінеральних вод для бутілювання або місцевого санаторного застосування. Найбільш відомі бренди мінеральних вод України експортуються в Ізраїль, Німеччину, Росію, США, країни Прибалтики та ін. На сьогодні на 70 курортах відкрито більше 440 санаторно-курортних закладів, які використовують мінеральні води з оздоровчою метою для внутрішнього та зовнішнього використання. І хоча галузь активно розвивається, використовується лише близько 10% затверджених експлуатаційних запасів. Однак, навіть за цих умов, проявляється порушення кондиційного складу мінеральних вод за специфічним компонентом та концентрацією макроіонів. Головним чином, це характерно для локальних родовищ мінеральних вод другої та третьої категорій [1]. Тут, під *локальними* будемо розуміти родовища мінеральних вод із специфічним складом, площа поширення яких обмежується вираженими гідрохімічними (і, часто, геологічними) границями, за межами яких вміст біологічно активного компоненту стає меншим за бальнеологічну норму. Здебільшого це обумовлено геологічною будовою (наявністю диз'юнктивних та плікативних дислокацій), обмеженням поширення порід – носіїв біологічно активних компонентів, або існуванням глибинних джерел їх інжекції (розломів).

Лише невелика група видів мінеральних вод мають *регіональне поширення*, тобто генерація в них біологічно активних компонентів відбувається на великій площі, співставній з площею окремої гідрогеологічної структури. Ресурси таких вод легко поновлюються і практично невичерпні. Якщо не приділяти уваги коливанням вмісту інших компонентів, то прикладом таких вод можуть бути радонові води [3], в меншій мірі – йодо-бромні та вуглекислі. Але, якщо радій в кристалічних породах може бути розсіяний більш менш рівномірно, то концентрації радону у воді все рівно будуть забезпечуватись еманациейною здатністю порід, що пов'язано з їх літологічними відмінностями та досить нерівномірною тріщинуватістю, а також інтенсивністю водообміну. Тобто об'ємна активність радонових вод при експлуатації здебільшого не витримується в часі, що підтверджують дані по Хмельницькому родовищу (Вінницька область) – одному з найбільших родовищ радонових мінеральних вод України.

Найбільш вразливі до якісного виснаження при експлуатації є мінеральні води локальних родовищ із специфічними компонентами, що мають дуже слабкі, слабкі та середні міграційні здібності. Це поліметальні води,

в першу чергу, збагачені алюмінієм, залізом, ванадієм (слабка міграція), в другу – літієм, міддю, кобальтом, марганцем, хромом та ін.(середня міграція), а також мистяковисті, залізисті, кременисті води.

Таким чином, **проблема** полягає у виснаженні гідромінеральних ресурсів окремих, переважно локальних родовищ, або навіть певних видів мінеральних вод, що пов'язано з перевищенням обсягів їх відбору над темпами поновлення запасів або інтенсивністю генерації у водах специфічних компонентів. Склад мінеральних вод може змінюватись і за рахунок притоку некондиційних поверхневих або підземних вод з суміжних водоносних горизонтів внаслідок зміни співвідношення напорів в процесі експлуатації родовища. Потребує уваги і стан ґрунтових вод першого від поверхні водоносного горизонту (головним чином в алювіальних відкладах) курортних зон та районів промислового видобутку мінеральних вод в Передкарпатті та Закарпатті.

Шляхом до вирішення проблеми виснаження кількісних і якісних характеристик родовищ мінеральних вод, може бути встановлення *темтів генерації специфічних компонентів* в підземних водах, що забезпечують підтримання кондиційності мінеральних вод, а також, на їх основі, і найбільш *репрезентативних гідрохімічних коефіцієнтів*, що відображають генезис мінеральних вод.

Перші результати та теоретичне обґрунтування напрямку досліджень. Досвід проведення дослідно-експлуатаційних відкачок на Острівній ділянці Хмельницького родовища дозволяє зробити висновок, що інтенсивність відкачки впливає не тільки на концентрацію радону, але й по різному змінює вміст основних макроіонів у підземних водах. За хімічним складом це переважно хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні або сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві води (перелік згідно збільшення концентрації) з мінералізацією в межах 1,0-2,4 г/дм³ (в усіх крім однієї свердловини – до 1,6 г/дм³), твердість 10,45 – 17 ммоль/дм³, рН – 7,2-7,4. Вміст радону в підземних водах 75-600 Бк/дм³, урану 0,04-0,17 мг/дм³; радію – 0,06-0,61 Бк/дм³; СО₂ – 220-300 мг/дм³. Зона водопритоків у свердловини обмежується глибинами 29-59 м. Восени 2006 року, у зв'язку з відкачкою, було відмічено зменшення, хоча і в межах кондицій, вмісту радону в усіх свердловинах. Крім того, відбулись наступні зміни хімічного складу мінеральних вод:

- в усіх випадках збільшився вміст натрію і калію;
- помітно зменшився вміст магнію і нітратів;
- в незначній мірі зменшився вміст хлору і кальцію;
- в більшості свердловин зменшився вміст сульфат-іону (табл. 1).

Таблиця 1. Зміна хімічного складу і концентрації радону у водах експлуатаційних свердловин Острівної ділянки Хмельницького родовища під час безперервної групової відкачки (Шум І., 2007)

№ св.	Вміст у воді макрокомпонентів і радону															
	До групової відкачки (12.09.2006 р.)								Після групової відкачки, 17.10.2006 р.							
	Ca	Mg	Na+K	NO ₃	Cl	SO ₄	HCO ₃	²²² Rn, Бк/дм ³	Ca	Mg	Na+K	NO ₃	Cl	SO ₄	HCO ₃	²²² Rn, Бк/дм ³
600-с	204	74	48	112	135	143	708	278	200	46	193	86	117	189	787	240
14-с	192	67	34		158	151	549	211	156	34	141	3	150	99	580	163
11-рк	218	73	74	64	101	185	817	733	144	41	257	20	85	120	836	603
603-с	246	78	59	60	141	268	616	278	200	46	157	23	131	214	641	270

Очевидно, під час відкачки, в умовах коли поширення радієвмісних порід обмежене або їх емануюча здатність невисока (низька тріщинуватість, невелика кількість відкритих тріщин), збільшення швидкості руху води і зменшення часу її контакту з цими породами призводить до зниження вмісту радону.

Крім цього, відомий випадок із зменшенням кондиційного вмісту вільної вуглекислоти в мінеральних вуглекислих водах Голубинського родовища (Свялявський район) на Закарпатті під впливом його надмірного розкриття свердловинами та експлуатації (2006-2007 рр), зменшення вмісту розчиненого кремнію на Березівському родовищі, миш'яку – на Гірсько-Тисенському та ін.

Звідси, зробимо перше припущення, на якому ґрунтуватиметься запропонований науково-методичний підхід: *мобілізація різних компонентів природного хімічного складу підземних вод відрізняється за інтенсивністю, що проявляється при сталому водовідборі, і залежить, головним чином, від хімічних властивостей елементів або іонів (тобто внутрішніх факторів) та, певною мірою, – від геохімічної обстановки (зовнішніх чинників)*. Тобто, компоненти, концентрація яких зменшується, не встигають поновлюватись в розчині при заданій інтенсивності водовідбору.

Існує велика кількість класифікацій мінеральних підземних вод, провідними ознаками яких є хімічний склад за основними та специфічними компонентами; бальнеологічні властивості та спосіб застосування мінеральних вод; їх генезис тощо. Достатньо сказати, що практично кожна країна має щонайменше одну власну класифікацію мінеральних вод, які зустрічаються на її території.

Найбільш цікавими з точки зору вирішення поставленої для даних досліджень задачі, є генетичні класифікації. Одна з них, створена у Франції Ж. Мезоневом (1976) для мінеральних і термальних вод, відображає уяву автора про переважно метеорне походження мінеральних вод. Проте, автор підкреслює, що специфічного хімічного складу вода набуває за рахунок тривалого перебування і контакту з вміщувачими породами в надрах землі.

Болгарський дослідник мінеральних вод К. Щерев розглядає мінеральні води або гідромінеральні розчини як специфічне середовище, мінералоруйнуюче або мінералоутворююче, яке відрізняється рухливістю, мінливістю і виступає індикатором процесів, що протікають в земній корі [6]. Виходячи з цього, автор будує натуралістичну класифікацію мінеральних вод на фундаменті абстрактного моделювання всієї системи підземних вод у спряжених генетично-речовинних, енергетичних і просторово-часових осях. За генезисом розчинника і розчинених речовин в глобальній системі екзогенних (інфільтраційних та седиментаційних) вод виділено підсистеми (відділи) літоморфних та екзо-літоморфних вод. Ендогенні води, розчинник яких має ювенільне (мантіїно-магматичне) походження, автором не розглядаються у зв'язку з їх дуже обмеженим поширенням, а матаморфогенні води – виходячи з відсутності жорстких об'єктивних критеріїв для їх речовинного і просторового виділення. В системі екзогенних вод виділено класифіка-

ційні таксономічні одиниці, що включають 2 підсистеми, 4 групи (гідромінеральні формації), 19 класів (гідромінеральних фацій) і 63-65 родин (типів) мінеральних вод. Фундаментальною одиницею визначено родину (тип), під якою слід розуміти генетично, речовинно, енергетично і просторово уособлену спільноту мінеральних вод, у яких однаковий або схожий мінеральний, газовий і мікробний склад та спільний діапазон мінералізації, pH, Eh і температури.

Таким чином, існуючі класифікації мінеральних вод достатньо детально відображають механізми та умови їх утворення, але ніяк не враховують стійкість їх складу в умовах експлуатації родовища. Тобто, доцільно створити класифікацію за стійкістю якісного складу мінеральних вод родовищ до їх експлуатації з певною (однаковою) інтенсивністю.

Механізми, що регулюють концентрацію специфічного компонента в природних і порушених експлуатацією умовах можуть бути різними, але спробуємо їх звести до кількох узагальнених випадків:

1. В природних умовах дуже уповільненого водообміну досягається певна рівновага вмісту елементу, що обумовлюється окисно-відновним потенціалом і межею насичення води елементом за даних гідрохімічних умов. Якщо у воді містяться аніони, що утворюють із специфічним компонентом-катионом слаботорозчинні сполуки, то повного насичення не настає.

2. Під час експлуатації родовища зміни хімічного складу води можуть протікати за кількома сценаріями:

а) зменшення концентрації специфічного компонента у зв'язку з перевищенням швидкості водовідбору над швидкістю мобілізації компонента в розчин, що може прирівнюватись до вичерпання статичних, в першу чергу, пружних запасів і надходження некондиційних вод; в іншому випадку – значне перевищення обсягів водовідбору над обсягами інжекційних вод, що містять специфічні компоненти; зміна різковідновної обстановки на слабовідновну або окисну, що суттєво стримує утворення розчинних сполук біологічно активного компонента, тощо;

б) відносна стабілізація вмісту компонента, що обумовлено рівновагою, тобто близькими значеннями означених швидкостей;

в) збільшення концентрації специфічного компонента, пов'язане із залученням динамічних ресурсів, вивільненням порових розчинів з відносно водотривких відкладів (глин) створенням "промивного ефекту", коли за рахунок інтенсифікації водообміну збільшуються швидкості розчинення вміщувачих або контактуючих порід (солей), збільшується надходження CO₂, тощо; крім того, такий варіант можливий за рахунок підтягування вод з нижчезалеглого водоносного горизонту, що містить більш мінералізовані або більш агресивні до даних порід води.

Індивідуальні лікувальні властивості більшості видів та типів мінеральних вод забезпечуються не лише підвищенням вмістом специфічного компонента, який дає назву воді, а, головним чином, комбінацією розчинених у воді речовин, тобто синергетичним ефектом від сукупної їх дії. Особливо важливо, щоб у воді були присутні такі

іони, які утворюють із біологічно активним компонентом не лише добре розчинні, а й найбільш фізіологічно прийнятні сполуки, що найефективніше долучаються до обмінних, ферментативних та інших процесів в організмі людини. Наприклад, найбільш розчинними для більшості катіогенних елементів є їх сполуки з хлором, але не у всіх випадках вони корисні для організму. Більш прийнятними, наприклад для заліза, міді, кобальту, є комплекси з органічними або органо-мінеральними лігандами.

На сьогодні слабо вивчені швидкості протікання процесів збагачення підземних вод органічними речовинами. Не секрет, що лікувальна дія відомого типу мінеральних вод "Нафтуся" також пов'язана із синергетичними ефектами дії біологічно активних компонентів органічної природи на фоні збагачення сірководнем (нижче бальнеологічної норми), невисокої мінералізації і ординарного хімічного складу. Характерною і необхідною умовою для збагачення цих вод органічними речовинами є наявність окисно-відновних (або слабководних) гідрохімічних умов з $Eh = 90 \dots 200$ мВ. Цікавим, з приводу дослідження генезису органічних речовин у водах типу "Нафтуся", є гідрохімічний метод, що ґрунтується на порівнянні коефіцієнтів накопичення органічних речовин і хлору у відкритих і закритих порох водовміщуючих порід [2].

Дебіти водозабірних споруд на родовищах вод типу "Нафтуся" здебільшого невисокі (6-15 м³/добу), оскільки водовідбір розраховується лише для місцевого санаторного використання, що, вірогідно, і сприяє відносній сталості хімічного складу мінеральних вод. Крім того, достатньо інтенсивний інфільтраційний водообмін також забезпечує розчинення органічних речовин, що містяться в породах. Проте достеменно невідомо, наскільки буде витримуватись початкове співвідношення компонентів хімічного, в тому числі газового, складу під час тривалої експлуатації родовища з високими дебітами.

А.І. Перельманом, на основі ідей Б.Б. Полинова, запропоновано в якості показника інтенсивності водної міграції елементів використовувати коефіцієнт водної міграції [4], який дорівнює відношенню концентрації елементу в мінеральному залишку води до його вмісту у водовміщуючих породах. Визначивши цей коефіцієнт, можна порівнювати інтенсивність міграції головних і рідкісних елементів в яких зазвичай типах підземних вод. Існує також і поняття контрастності міграції одного елемента в різних типах ландшафтів або в різній гідрохімічній обстановці. Виділено групи елементів з дуже сильною (S, Cl, B, Br, I) міграційною здатністю і малою контрастністю, які можуть бути використані в якості мірила або еталону максимальної швидкості залучення елементів у розчин; а також елементи із сильною міграцією (Ca, Na, Mg, F, Sr), які також добре мігрують, як в окисній, так і у відновній гідрохімічних обстановках. В той же час є елементи з середньою, слабкою та дуже слабкою міграційною здатністю. Серед них такі специфічні компоненти мінеральних вод, як Si, As, Fe, Ag, Ra, що є материнським елементом Rn, а також біологічно активні, необхідні організму людини: Co, Li, Cu, Mn, Ba та деякі інші. Ці останні дуже примхливі до гідрохімічної обстановки, в якій вони можуть утримуватись в розчиненому стані. Так кремній, і в значній мірі арсен, для накопичення до бальнеологічної норми, вимагають підвищеної температури та наявності вуглекислоти в підземних водах. Сприятливим для їх розчинення є лужне середовище з вмістом солей натрію. У верхньопротерозойських прісних водах Мінського родовища підвищений вміст фтору забезпечується не тим, що протерозойські пісковики збагачені фторвміщуючими мінералами, а переважно тим, що, порівняно з водами у вищезалегалих

відкладах, води верхньопротерозойського горизонту мають гідрокарбонатно-натрієвий склад, підвищене рН, мало кальцію і низьку загальну твердість [5].

Зрозуміло, що порушення термодинамічних і гідрохімічних умов, збіднення на вуглекислоту в процесі розкриття та експлуатації родовищ та інші чинники досить швидко можуть призвести до зменшення виходу специфічних компонентів у розчин.

Звідси, друге припущення сформулюємо наступним чином: *після початку інтенсивної експлуатації родовища зміни концентрації елементів (іонів) підпорядковуються експоненціальному закону і залежать від коефіцієнту (швидкості) мобілізації або надходження компоненту зі сторони (k). Для швидко поновлюваних ресурсів мінеральних вод з міграційно активними елементами під знаком експоненти може бути позитивний коефіцієнт, тоді рівняння носить кумулятивний характер.*

$$N = N_0 e^{kt} \text{ або } N = N_0 (1 - e^{-kt}), \quad (1)$$

де N і N_0 – відповідно, концентрація елементу (іону) через час t після початку експлуатації і до початку експлуатації.

Для мінеральних вод із слабо рухливими компонентами – коефіцієнт з від'ємним знаком, що буде свідчити про перевищення швидкості водовідбору над швидкістю поновлення компоненту:

$$N = N_0 e^{-kt} \quad (2)$$

У зв'язку з великою кількістю факторів, що обумовлюють бальнеологічну норму вмісту компоненту в особливому хімічному середовищі певного типу мінеральних вод на кожному з родовищ, коефіцієнти під знаком експоненти будуть емпіричними, індивідуальними і, здебільшого, інтегрально характеризуватимуть лише конкретну гідрохімічну обстановку окремого родовища. Їх визначення може забезпечити лише тривалий ряд спостережень. Якщо такий коефіцієнт буде отриманий, то для прогнозу часу виснаження родовища можна скористатися оберненою залежністю, в яку в якості прогнозованої величини концентрації підставляється значення, що на 1 мг менше бальнеологічної норми (N_{HK}).

$$t = \pm \frac{1}{k} \ln \left(\frac{N_0}{N_{HK}} \right), \quad (3)$$

Як відомо, катіонна складова хімічного складу підземних вод забезпечується мінеральним складом водовміщуючих порід, які вода проходить на своєму шляху. Ступінь насичення підземних вод катіонами визначається як умовами водообміну, рН, температурою, вмістом CO₂, та аніонним складом, так і часом контакту води з вміщуючими ці компоненти породами. Саме час контакту, за відсутності агресивно діючих складових, може забезпечити підвищений вміст у мінеральних водах біологічно активних компонентів, які не відзначаються високими коефіцієнтами міграції.

Формування більшості видів мінеральних вод пов'язане з локальними чинниками, тобто їх накопичення мають обмежене поширення, що головним чином пов'язано з особливостями геологічної будови. При цьому запаси (ресурси) мінеральних вод можуть бути *поновлюваними і не поновлюваними*. В першому випадку вони забезпечуються надходженням і збагаченням прісних або немінеральних (маломінералізованих) вод специфічним компонентом, запаси якого дуже значні (поклади солей, залізрудних мінералів, розсіяної органічної речовини в осадових породах, озокериту тощо) або поновлюються (надходження глибинної вуглекислоти, сірководню, радону тощо). Для цього повинні витримуватись умови достатньо інтенсивного водообміну, при якому об'єми водного живлення та інтенсив-

ність надходження або мобілізації специфічного компонента врівноважать обсяги водовідбору.

Прикладом родовищ з поновлюваними ресурсами можуть бути родовища бромних вод, що утворюються шляхом вилугування солей або розбавлення седиментаційних розсолів інфільтраційними водами. Інфільтраційний генезис таких вод контролюється хлор-бромним коефіцієнтом, який значно перевищує 300 (що відповідає морській воді) і може досягати кількох тисяч. Але такі родовища теж потенційно вразливі. Поновленню ресурсів може зашкодити потужний водозабір на прісні води, що перехоплює потік інфільтраційних вод від області живлення або призводить до інверсії напорів, в результаті якої можна втратити як прісні так і мінеральні води.

Стийким хімічним складом, характерним для глибокозалягаючих мінералізованих вод, відрізняються мінеральні води Мінського родовища у верхньопротерозойських відкладах регіонального поширення. Знизу в гору, завдяки збільшенню ступеню водообміну з верхніми прісними водами, зменшується лише мінералізація, що дозволяє використовувати води з верхньої частини комплексу внутрішньо, а з більших глибин – в якості бальнеологічних (у ваннах, басейнах) [5]. Завдяки тому, що родовище приурочене до Мінської височини, в розрізі осадової товщі переважає низхідна фільтрація, яка забезпечує поновлення ресурсів лікувальних вод.

При непоновлюваності запасів поклади мінеральних вод, які носять локальний характер, тобто забезпечуються локальними геохімічними чинниками, можуть утворитись за рахунок тривалої взаємодії підземних вод із вміщуючими породами. При цьому для мінеральних вод характерний режим дуже уповільненого водообміну, в якому елементи та їх сполуки набувають рівноваги в системі "розчин-вміщуюча порода" за дуже тривалий час. Цю рівновагу можна охарактеризувати більш менш сталими коефіцієнтами, що являють собою співвідношення вмісту розрахованої за енергіями Гіббса найбільш стійкої сполуки специфічного аніонного компонента (наприклад Na_2SiO_3) у воді до вмісту мікроелементу – комплексотворювача (Cu, Be, Zn, Al, Fe, Mn то що) (третє припущення). Це може також бути співвідношення катіоногенного елемента з високим коефіцієнтом водної міграції та високим кларком до вмісту специфічного біологічно активного катіоногенного компонента (або компоненту комплексоутворювача). Такий коефіцієнт можна назвати *рівноважним гідрогенетичним* або *гідрохімічно-генетичним*.

Тоді, в умовах експлуатації родовища, для елементів або їх сполук, що мають меншу швидкість мобілізації і менший коефіцієнт водної міграції, будуть різко зменшуватись концентрації, що обумовить помітне зростання вищезначених коефіцієнтів. Звідси, *межі родовища будуть визначатись контуром області захвату водозабору, за час формування якого гідрогенетичний коефіцієнт суттєво не зміниться*. Тобто, в більшості випадків якісне виснаження родовищ буде пов'язано із

кількісним вичерпанням ємнісних запасів, по яких і слід оцінювати експлуатаційні запаси мінеральних вод в умовах дуже уповільненого водообміну.

Висновки.

1. Характер змін хімічного складу мінеральних вод різних родовищ України свідчить, що найбільш захищеними від якісного виснаження під час експлуатації (мають поновлювані запаси) є родовища в умовах інтенсивного водообміну, тобто, переважно такі, що носять регіональний характер, а найменш захищеними – локальні родовища в умовах уповільненого та дуже уповільненого водообміну.

2. При визначенні меж та запасів локальних родовищ мінеральних вод в умовах дуже уповільненого водообміну пропонується враховувати рівноважні генетичні коефіцієнти та час їх різкої зміни. Цей коефіцієнт контролює і обмежує експлуатацію родовища не тільки за просторовими координатами, а й в розмірності часу. Подібні коефіцієнти дозволять визначити час вичерпання ємнісних запасів і початку формування притоку динамічних ресурсів. За умов складної гідрогеологічної будови і невизначеності джерел формування складу мінеральних вод, проведення детальних гідрохімічних досліджень з визначенням рівноважних генетичних і нерівноважних експлуатаційних коефіцієнтів допоможе з'ясувати геологічні границі родовища та шляхи надходження некондиційних вод до водоносного горизонту мінеральних вод.

3. Гідрогенетичні коефіцієнти можуть бути не лише індивідуальними (для конкретного родовища), а поширюватись на родовища одного типу, що залягають в межах однієї гідрогеологічної структури, одного водоносного комплексу та гідрохімічної зони.

4. Використовуючи вищезначені варіанти збагачення мінеральних вод специфічними компонентами в умовах експлуатації та спираючись на зміни гідрогенетичного коефіцієнту, доцільно класифікувати родовища за режимом експлуатації:

а) можливий практично безперервний режим із визначеними, чітко обмеженими об'ємами родовідбору, що не перевищують пружних запасів, або повністю компенсуються надходженням кондиційних вод;

б) режим водовідбору переривчастий – інтервал зупинки в експлуатації регламентується часом відновлення бальнеологічної норми специфічного компонента та інших кондицій мінеральної води.

1. Классификация минеральных вод Украины: Под. ред. В.М. Шестопалова. К., 2003. 2. Барс Е.А. Органическая гидрогеохимия нефтегазовых бассейнов. – М., 1981. 3. Оганник М.С. Минеральные воды Украины: Пособие. К., 2000. 4. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., 1975. 5. Станкевич Р.А. Минское месторождение глубоких артезианских вод, Минск: 1997. – С. 39-43. 6. Щерев К.Д. Система экзогенных минеральных вод (Абстрактная модель в генетико-вещественных, энергетических и пространственно-временных ординатах). Автореф. докт. дисс. София, 1975.

Надійшла до редколегії 30.11.09

В. Мельничук, канд. геол.-мін. наук

ОЦІНКА ПРИДАТНОСТІ ТУФОВОЇ ТОВЩІ В НИЖНЬОВЕНДСЬКИХ ТРАПАХ ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКОЇ ПЛИТИ ДЛЯ ЗАХОРОНЕННЯ РАДІОАКТИВНИХ ВІДХОДІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.В. Шевчуком)

Розглядаються вулканічні туфи трапової формації Волино-Поділля як об'єкт для захоронення радіоактивних відходів.

Volcanic tuffs of trap-rocks of Volyno-Podillya is examined as an object for the burial of radio-active wastes.

Вступ. Нагальною проблемою для України і, зокрема, Волино-Подільського регіону, де знаходяться Рівненська

та Хмельницька АЕС, є захоронення радіаційно активних відходів (РАВ) атомної енергетики. Підземне захоронен-

ня визнається як найбільш екологічно, технічно та економічно раціональний спосіб тривалої ізоляції РАВ від екосфери [2, 3, 7, 8]. Науково-інженерним центром радіо-гідрогеоекологічних полігонних досліджень НАН України виконані рекогносцировочні дослідження з вибору ділянок для тривалої ізоляції РАВ в геологічному середовищі Чорнобильської зони відчуження і прилеглої частині Коростенського плутону [7]. Розглядаються перспективи використання підземних виробок для підземного захоронення РАВ в соленосних формаціях [7]. Однак широка географія вітчизняних джерел РАВ, розмаїття їх типів і технічних проектів могильників вимагають додаткових альтернативних підходів у виборі геологічних об'єктів захоронення РАВ в надрах України.

Вибір останніх регламентують наступні основні вимоги [3, 7, 8] щодо економічної доцільності і надійності ізоляції РАВ: близькість об'єкта до джерел РАВ; проста геологічна будова території захоронення, її геодинамічна стабільність, достатня глибина і потужність вміщуючи порід, високі ізоляційні властивості гірських порід – могильника РАВ, сорбційна здатність гірських порід по відношенню до радіоактивних ізотопів, сповільнений водообмін та інші позитивні інженерно-геологічні та гідрогеологічні умови.

У Волино-Подільському регіоні найкраще даним вимогам відповідає товща вулканічних туфів серед трапів нижнього венду, яка належить до бабинської світи (верств) волинської серії [1, 4, 5]. Автором виконана попередня оцінка її придатності для підземного захоронення РАВ неподалік від діючих в регіоні Хмельницької і Рівненської АЕС.

Умови залягання туфової товщі. За даними глибинного геологічного картування туфова товща простежується під мезозойсько-кайнозойськими відкладами вздовж західного схилу Українського кристалічного щита (УКЩ) у вигляді смуги шириною 1-10 км на глибинах від 5 до 250 м, звідки поступово занурюється на захід до глибин понад 4 км. В межах цієї смуги розміщені Рівненська та Хмельницька АЕС (рис. 1).

Під першою туфи залягають в інтервалі глибин 50-180 м, під другою – 30-130 м). На денну поверхню туфи виступають лише в 5 км на південний схід від м. Славути Хмельницької обл. в кар'єрі Ташки, де видобуваються, та в базальтових кар'єрах біля сіл Берестовець, Мидськ, Базальтове, Іванчі.

Територія розповсюдження туфів в цілому відповідає Волино-Подільській плиті, яка стабільно розвивалась в пасивному геодинамічному режимі принаймні на протязі останніх 100 млн р. Непорушені розломами тіла туфів за площею становлять десятки і сотні км² та мають потужність до 210 м.

В розрізі нижньовендської волинської серії туфова товща залягає на покривах олівинових базальтів (до восьми) заболотівської світи, а на західному схилі УКЩ і Поліській сідловини – на олігоміткових теригенних відкладах горбашівської світи. В останньому випадку в основі розрізу товщі знаходиться пачка (до 20 м) туфів. На більшій території регіону досліджувана товща перекрита численними покривами (до семи) базальтів ратнівської світи нижнього венду та її латеральних аналогів (случка, грушківська світи). Попередня оцінка інженерно-геологічних умов залягання туфової товщі (бабинської світи) серед трапів Волино-Поділля, виконана автором за даними буріння 440 свердловин, що розкрили туфи бабинської світи, показує їхню високу потенційну придатність для захоронення РАВ в широкому діапазоні глибин. Найдоступнішими для приповерхневого захоронення РАВ є верхні частини розрізу туфової товщі з неглибоким (до 25 м) заляганням її покривів, що знаходяться в північній частині Подільської височини (верхів'я р. Горинь, свердловини 86, 98, 197, 1520, 1522, 1551, 1555, 3615 та інші). Тут туфова товща потужністю до 100 м місцями знаходиться в зоні аерації ґрунтових вод і залягає на максимальних абсолютних відмітках до 233 м. Разом з тим, як показали результати попередньої розвідки туфів біля с. Ташки Славуцького р-ну, сапонітові їх різновиди в цій місцевості, завдяки високим вмістам цеолітів та смектитів, мають найкращі в регіоні сорбційні, катіонообмінні та ізоляційні властивості.

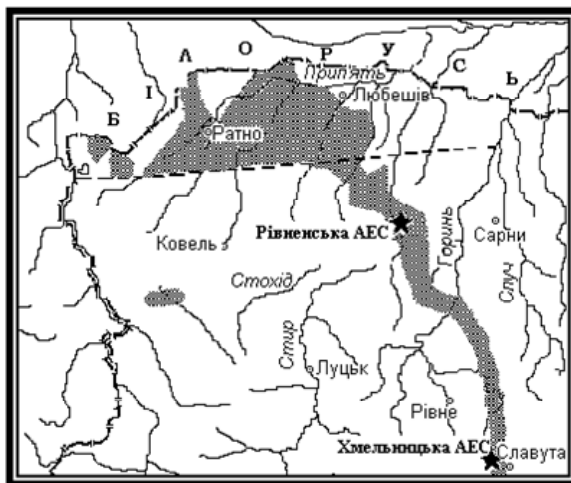


Рис. 1. Схема поширення вулканічних туфів Волино-Поділля на домезозойській поверхні

Що стосується глибокого захоронення РАВ, то для цього можуть бути придатними ті ділянки туфової товщі, де вона залягає серед трапів нижнього венду в межах динамічно стабільних блоків на глибинах в сотні і тисячі метрів, та ізольовані зверху і знизу потужними товщами скельних, слабководопроникливих порід. Такі умови залягання туфів властиві для більшої частини

Волино-Подільської монокліналі, Волинського палеозойського підняття і Львівсько-Волинської западини на площі приблизно 150 тис. км². Покрівля туфової товщі тут найглибше розкрита свердловинами на абсолютних відмітках -3285 м (с. Н. Витків), -3370 м (с. Літовеж), -3740 м (с. Перемишляни), а потужність туфів сягає 210 м (с. Овадне). Під туфовою товщею і

над нею на значній території регіону залягають численні покриви скельових інженерних ґрунтів – базальтів зальною потужністю до 220 м, а вище по розрізу – потужні товщі осадових відкладів неопротерозою і фанерозою, серед яких наявні численні шари порід з надійними ізоляційними властивостями.

Речовинний склад туфів. В складі досліджуваної товщі за розмірністю кластогенного матеріалу перева-

жають, псамітові і пелітові різновиди туфів (літовітрокластичні, літокластичні та вітокластичні). Уламки в них представлені зміненими вулканічним склом, базальтами, шлаками, а також мінералами: плагіоклазами та піроксенами, які в значній мірі заміщені глинистими мінералами – смектитами. Уламки скріплені цементуючими мінералами: в основному цеолітами та смектитами, які в породах домінують (табл. 1).

Таблиця 1. Мінеральний склад (%) вулканічних туфів бабинської світи за даними повного мінералогічного аналізу (околиці с. Іванчі Володимирецького р-ну)

№№ свердловин	19	17	8	20	13	14	Середнє
Гл. відбору, м	54,5	58,4	60,0	61,0	62,0	62,0	
Цеоліти	39,15	46,23	33,50	45,40	47,51	47,35	43,19
Смектити	59,62	42,83	31,54	54,78	50,83	51,08	48,53
Польові шпати	0,92	9,13	13,73	1,6	0,89	зн.	5,25
Магнетит	0,30	1,49	зн.	0,22	0,77	1,57	0,87
Мартит	0	0	3,52	0	0	0	0,59
Кварц	зн.	зн.	зн.	0	0	зн.	зн.
Хлорит	зн.	зн.	зн.	0	зн.	зн.	зн.
Піроксен	0	0,22	0	0	зн.	зн.	0,06
Муть	0	0	17,66	0	0	0	2,94
Сума	99,99	99,90	99,95	102,00	100,00	100,00	100,31

Аналізи виконані в мінералогічній лабораторії Рівненської геологічної експедиції ПДРГП "Північгеологія"

За даними комплексного рентгеноструктурного та термічного аналізу (14 визначень) в пелітових різновидах червоноколірних туфів Берестовецького кар'єру Рівненщина) в середньому міститься 64,8 (± 20) % смектитів диоктаєдричної будови ряду монтморилоніт-нонтроніт. Псамітові різновиди туфів, видобуті із свердловин поблизу Рафалівського кар'єру, в середньому (6 визначень) містять 65,0 ($\pm 15,0$)% смектитів триоктаєдричної будови ряду гекторит-сапоніт та 28,2 ($\pm 14,6$) % анальциму та цеолітів.

Туфи з високими концентраціями вказаних мінералів проявляють цінні сорбційні та катіонообмінні властивості. Так, в анальцим-сапонітових туфах Варварівського родовища (Славутський р-н Хмельницької обл.) вибіркова адсорбція радіоцезію Cs^{137} при початковій радіоактивності середовища 46000 Бк (Т:Р=1:10) становить 99,5 %, а адсорбція радіостронцію Sr^{90} при початковій

радіоактивності середовища 3900 Бк (Т:Р = 1:10) досягає 97,0 %. Їмкість катіонного обміну в цих туфах складає 74,7 мг.екв./100г. До складу обмінного комплексу входять переважно катіони Mg^{2+} та Ca^{2+} , в меншій кількості Na^+ , K^+ та інші. Загалом цеоліт-смектитові різновиди охарактеризованих туфів за мінеральним складом і властивостями близькі до бентонітів.

За хімічним складом (табл. 2) домінуючі в розрізі червоноколірні туфи відповідають натрієвим базальтам сублужного ряду і характеризуються, порівняно з менш зміненими зеленоколірними туфами, низькими вмістами CaO , FeO та підвищеною кількістю Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O . За даними спектральних аналізів середні вмісти мікроелементів, в тому числі екологічно небезпечних, в туфах загалом відповідають кларковим значенням, розрахованим для основних гірських порід літосфери та гранично-допустимим концентраціям (ГДК) в ґрунтах (табл. 2).

Таблиця 2. Середній хімічний склад туфів нижнього венду Волині

Породи	Петрогенні компоненти, ваг. %											Кількість проб
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	
туфи червоноколірні	47,49	1,87	13,57	10,7	2,81	0,19	7,18	3,06	4,7	1,37	0,15	147
туфи зеленоколірні	47,08	1,42	13,92	7,37	4,28	0,22	7,06	7,58	3,78	0,92	0,11	16
Породи	Розсіяні елементи (в $\text{п} \times 10^{-4}$ г/т)											Кількість проб
	Ba	Pb	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Zr	Sr	Sc	
червоноколірні туфи	208	4	81	50	26	187	64	77	152	109	18	1437
зеленоколірні туфи	299	6	69	50	41	257	67	88	179	103	28	60
кларкові вмісти	290	6	230	80	30	300	90	84	150	460	30	

Аналізи виконувались в Центральній лабораторії ПДРГП "Північгеологія"

Фізико-механічні і фільтраційні властивості туфів. За результатами фізико-механічних випробовувань (табл. 3) вулканічні туфи регіону відносяться до різновиду напівскельових маломіцних ґрунтів. У водонасиченому стані вони мають межу міцності на одноосове стиснення 5 – 10 МПа. При обпаленні в інтервалі температур 1000-1100°C водопоглинання туфів зменшується до 5 %, а при 1150-1200°C вони плавляться з

утворенням міцних керамічних мас, в яких межа міцності на одноосове стиснення сягає 25 МПа [6].

Вулканічні туфи Волино-Поділля загалом слабопроникливі породи. За даними пробних відкачок підземних вод із свердловин в умовах інтенсивного водообміну на родовищі базальтової і туфової сировини "Іванчі", вони мають коефіцієнт фільтрації 0,1-0,25 м/добу, що є значно меншим від цього показника для тріщинуватих скельових ґрунтів (4-12 м/добу).

Таблиця 3. Результати фізико-механічних випробовувань вулканічних туфів Іванчівського родовища (за матеріалами Рівненської геологічної експедиції ПДРГП "Північгеологія")

Властивості туфів	Значення			Кількість проб
	Xmin	Xmax	$\bar{X}$	
Щільність, г/см ³	1,65	2,24	2,09	39
Абсолютна вологість, %	0,027	0,149	0,088	14
Об'ємна маса скелету, г/см ³	0,027	0,149	0,088	13
Питома вага, г/см ³	2,12	2,89	2,52	24
Пористість, %	8,3	30,8	22,31	18
Коефіцієнт пористості	0,199	0,445	0,297	18
Абсорбція, %	3,32	18,8	13,4	38
Межа міцності при стисканні в повітряно-сухому стані, кгс/см ²	59	1160	393	57
Кут внутрішнього тертя, градус	30	40	34	17
Коефіцієнт зчеплення, кгс/см ²	47	111	86	17

Тріщинуватість у туфах також на порядок слабкіша від тієї, що проявлена в скельових ефузивних породах волинської серії. Для туфів характерні переважно міжзернові деформації, а тріщини, як правило, заліковані вторинними мінералами: смектитами, карбонатами і хлоритами. Однак, в умовах глибокого залягання по наявних тріщинах і порах через туфи все ж таки можливе повільне проникнення напірних вод.

Зазначений чинник, незважаючи на порівняно добрі ізоляційні та абсорбційні властивості туфів, дещо понижує рівень безпеки захоронення в них РАВ. За прикладом вулканічних туфів гори Яка (штат Невада), котрі вибрані для захоронення РАВ у США [2], найперспективнішими в цьому відношенні є ті масиви туфів, котрі розміщені в зоні аерації підземних вод, або добре ізольовані водотривами. Виявлення і вивчення таких відносно сухих туфових масивів у Волино-Подільському регіоні має стати важливою задачею майбутніх інженерно-геологічних досліджень і вимагає проведення комплексних інженерно-геологічних, гідрогеологічних та геофізичних вишукувань в туфових горизонтах на предмет безумовної надійності їх ізоляційних властивостей. Високотемпературне обпалення туфів в підземних виробках дасть змогу створити навколо останніх надійну керамічну броню, про що свідчать зразки міцної кераміки, виготовлені з туфів [6].

Висновки. Цеоліт-смектитові туфи Волино-Поділля завдяки своїм унікальним ізоляційним і сорбційним властивостям, сприятливим інженерно-геологічним умовам залягання в геологічному середовищі можуть розглядатись як потенційний об'єкт для підземного захоронення РАВ.

У зв'язку з накопиченням значних об'ємів РАВ на Рівненській і Хмельницькій АЕС, актуальним є їхнє захоронення в туфовій товщі поблизу цих атомних електростанцій, що зніме додаткові загрози при транспортуванні радіоактивних відходів. Оптимальним рішенням може бути захоронення РАВ в охоронній зоні цих АЕС.

Пропозиція підземного захоронення РАВ в цеоліт-смектитових туфах Волино-Поділля, за прикладом проєктів захоронення РАВ в туфових товщах, які розробляються в США та Росії [2, 3], може стати додатковою альтернативою намірам ізолювати РАВ від екосистеми в Чорнобильській зоні відчуження і прилеглий частині Коростенського плутону [7], в підземних виробках соленосних формацій [8] та інших геологічних об'єктах України.

1. Богданов Г.О., Верджиховський О.М., Долецький С.П. та ін. Цеоліт-смектитові туфи Рівненщини: біологічні аспекти використання. – Рівне, – 2005.
2. Кочкин Б.Т. Оценка гидрогеологических условий при выборе места для могильника отвержденных радиоактивных отходов // Геоекология. – 1997. – №3. – С. 68-78.
3. Кочкин Б.Т. Об объективности экспертных методик выбора места для захоронения радиоактивных отходов // Геоекология. – 1998. – № 1. – С.48-53.
4. Мельничук В.Г., Матеюк В.В. Туфи Волино-Поділля як новий вид мінеральних ресурсів // Проблеми раціонального використання, охорони і відтворення природно-ресурсного потенціалу України. – Чернівці. – 2000. – С. 133-134.
5. Мельничук В.Г. Цеоліт-смектитові вулканічні туфи Волині – новий тип природної агрохімічної сировини // Агрономічні руди України. – К., 2004. – С. 117-119.
6. Скрипник І.Г., Ніхаєва Л.І., Філоненко В.В. Дослідження фізико-хімічних властивостей базальтового туфу як сировини для будівельної кераміки // Мат-ли наук-техн. конф. УІВГ. – Рівне. – 1995.
7. Шестопапов В.М., Руденко Ю.Ф., Соботович Э.В. и др. Изоляция радиоактивных отходов в недрах Украины (проблемы и возможные решения). – К., 2006.
8. Шехунова С.Б. Досвід використання підземних виробок соленосних формацій // Геолог України. – 2007. – №1. – С. 44-52.

Надійшла до редколегії 12.12.09

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 49

Друкується за авторською редакцією

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за підбір, точність наведених фактів, цитат, економіко-статистичних даних, власних імен та інших відомостей. Редколегія залишає за собою право скорочувати та редагувати подані матеріали. Рукописи та дискети не повертаються.



Підписано до друку 28.05.10. Формат 60х84^{1/8}. Вид. № 165. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 300. Ум. друк. арк. 6,7. Обл.-вид. арк. 10,0. Зам. № 210-5262.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (044) 239 32 22; (044) 239 31 72; (044) 239 31 58; факс (044) 239 31 28
E-mail: vpc@univ.kiev.ua