

УДК 504+550+551+552+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.

Приведены результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических, гидрогеологических, геофизических и геоинформационных исследований преподавателей и научных сотрудников геологического факультета Киевского национального университета имени Тараса Шевченко.

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов

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 за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.М. Безродна, канд. геол. наук, ст. наук. співроб. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, канд. геол. наук (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц.; 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, д-р геол. 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.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, доц.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, проф.; В.В. Огар, д-р геол. наук, доц.; М.І. Орлюк, д-р геол. наук, с.н.с.; 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, проф., чл.-кор. НАН України
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 30
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 8 листопада 2012 року (протокол № 4)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/6 від 12.06.02
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 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Попова Л.	
Вплив перигляціальних умов на морфологію черепа ховрахів <i>Spermophilus severskensis</i>	5

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Онищук Д., Онищук І	
Радіоактивність порід-колекторів нафтогазоперспективних площ Волино-Поділля	7
Безродний Д.	
Пружна і акустична анізотропія метаморфізованих сланців Криворізької надглибокої свердловини	11
Малицький Д., Ігнатишин В., Коваль Ю.	
Деформометричні дослідження в зоні Оашського розлому Закарпаття за результатами режимних спостережень на РГС "Тросник", "Королево" та "Берегово"	15
Бондар К.	
Геофізичні методи при дослідженні взаємозв'язків між природними та історичними процесами	17

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Рузіна М., Соболев В., Білан Н.	
Експериментальні дослідження впливу електротермічних полів на процеси перерозподілу мінеральної речовини золотоміщуючих метасоматитів	21
Скакун Л., Мисяк І., Косовський Я., Бондаренко С., Грінченко О.	
Неоднорідність внутрішньої будови та хімічного складу самородної міді Волині	24
Костенко Н.	
Петрохімічно-геохімічні дослідження гранітоїдів дністровсько-бузького мегаблоку Українського щита з метою з'ясування їх комплексної належності	27
Шабатура О.	
Петрофізичні ознаки територіального визначення гранітоїдів пізніх стадій тектономагматичної активізації	30
Лижаченко Н.	
Ранжування вітчизняних родовищ та проявів графіту за основними геолого-промисловими показниками	34
Дудніков М.	
Особливості геологічної будови південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини (Бахмутська котловина)	38

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Чомко Д., Самойлов В., Смыслов І.	
Стан підземної гідросфери на ділянці аварійного кратера на Кегичівському газосховищі	42
Саприкін В.	
Моделювання процесів руху вологи в ґрунтах зони аерації ділянки чорнобильського "Рудого лісу"	44
Кошляков О., Диняк О., Кошлякова І.	
Техногенна складова інфільтраційного живлення ґрунтових вод як чинник змін гідрогеодинамічних умов на території ПМА	48

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Жуков М., Клипа А., Стахів І.	
Оцінка Ефективності моделей розподілу вмісту важких металів у поверхневих водах (на прикладі Полтавської області)	51
Міненко П.	
Порівняння ефективності статистичних критеріїв оптимізації розв'язків обернених задач гравіметрії	54
Мелконян Д.	
Самоорганізована критичність у зсувних процесах Одеського узбережжя	58
Дубовенко Ю.	
Початкове наближення для обчислення складного щільнісного контакту	61
Вижва З.	
Статистичне моделювання сейсмічного шуму у двовимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища	65

НАЦІОНАЛЬНЕ НАДБАННЯ

Нестеровський В., Фурдуй Р., Вакуленко О.	
Колекція викопних строматолітів Східного Сибіру в Геологічному музеї Київського національного університету імені Тараса Шевченка	67

ПОДІЇ

Толстой М.	
Внесок В.І. Вернадського до ядерної геології та планетарної космоенергетики. До 150-річчя з дня народження В.І. Вернадського	69

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Popova L. The Adaptation to the Late pleistocene periglacial environment in Occlusive surface of thy Novgorod-Siversky ground squirrel	5
---	---

GEOFYSICS

Vyzhva S., Onyshchuk D., Onyshchuk I. Radioactivity of reservoir-rocks of Volyno-Podillya hydrocarbon prospects	7
Bezrodnyi D. Elastic and acoustic anisotropy of metamorphic slates of Kryvyi Rig superdeep borehole	11
Malyskyi D., Ihnatyshyn V., Koval' U. Strain-metering investigations in the zone of Oash fault as based on the results at strain-meter stations "Trosnyk", "Korolevo" and "Berehovo"	15
Bondar K. Geophysical methods for investigating interconnections between natural and historical processes	17

MINERAL RESOURCES

Ruzina M., Soboliev V., Bilan N. Experimental investigation of electro-thermal fields action to the mineral matter redistribution in gold-bearing metasomatites	21
Skakun L., Mysiak I., Kosovsky Y., Bondarenko S., Grinchenko O. Inhomogeneity of inner structure and chemical composition of native copper of Volyn	24
Kostenko N. Petrochemical and geochemical researches of granitoids of the Dniester-Bug megablock of the Ukrainian Shield with a view to determine their complex belonging	27
Shabatura O. On petrophysical features of territorial distinguishing of late stage tectonomagmatic activization granitoids	30
Lyzhachenko N. The ranking of domestic deposits and manifestations of graphite on the main geological-industrial indicators	34
Dudnikov M. Features of the geological structure of the south-eastern part of the Dnieper-Donets basin (basin Bahmutskiy)	38

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ECOLOGICAL GEOLOGY

Chomko D., Samojlov V., Smyslov I. Condition underground hydrosphere in the area of emergency crater Kegichevsky on gas storage	42
Saprykin V. Modeling of unsaturated moisture flow in soils of Chernobyl "Red forest" site	44
Koshlyakov A., Dynyak O., Koshlyakova I. The anthropogenic component of infiltration power of ground water as a factor in the change of hydro-geodynamic conditions on the territory of the city agglomeration	48

GEOLOGICAL INFORMATICS

Zhukov N., Klypa A., Stakhiv I. Effectiveness of models of heavy metals content's Distribution in surface water (on the example of the Poltava Region)	51
Minenko P. Comparison of efficiency of statistical criterias of optimizacation of decisions of return problems of the gravimetry	54
Melkonyan D. Self-organized criticality in landsliding processes of the Odessa coast	58
Dubovenko Y. The initial approximation for calculation of the comlex density interface	61
Vyzhva Z. The statistical simulation of 2-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination	65

NATIONAL TREASURE

Nesterowsky W., Furdy R., Waculenko O. The collection of fossil stromatolites Eastern Siberia in the Geological Museum of Taras Shevchenko National University of Kyiv	67
---	----

EVENT

Tolstoy M. Contribution of V.I. Vernadskyi to nuclear geology and cosmic planetary energetics. By the 150th anniversary of the birth of V.I. Vernadskyi.	69
--	----

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Попова Л.	
Влияние перигляциальных условий на морфологию черепа сусликов <i>Spermophilus severskensis</i>	5

ГЕОФИЗИКА

Выжва С., Онищук Д., Онищук И	
Радиоактивность пород-коллекторов нефтегазоперспективных площадей Волыно-Подолья	7
Безродный Д.	
Упругая и акустическая анизотропия метаморфизированных сланцев Криворожской сверхглубокой скважины... 11	
Малицкий Д., Игнатишин В., Коваль Ю.	
Деформометрических исследования в зоне Оашского разлома Закарпатья по результатам режимных наблюдений на РГС "Тросник", "Королево" и "Берегово"	15
Бондарь К.	
Геофизические методы при исследовании взаимосвязей между природными и историческими процессами	17

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рузина М., Соболев В., Билан Н.	
Экспериментальные исследования влияния электротермических полей на процессы перераспределения минерального вещества золотосодержащих метасоматит	21
Скакун Л., Мысяк И., Косовский Я., Бондаренко С., Гринченко А.	
Неоднородность внутреннего строения и химического состава самородной меди Волыни	24
Костенко Н.	
Петрохимическо-геохимические исследования гранитоидов днестровско-бугского мегаблока Украинского щита с целью выяснения их комплексной принадлежности	27
Шабатура А.	
Петрофизические признаки территориального определения гранитоидов поздних стадий тектономагматичной активизации	30
Лижаченко Н.	
Ранжирование отечественных месторождений и проявлений графита с основными геолого-промышленными показателями	34
Дудников М.	
Особенности геологического строения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (Бахмутская котловина)	38

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Чомко Д., Самойлов В., Смыслов И.	
Состояние подземной гидросферы на участке аварийного кратера на Кегичевском газохранилище	42
Сапрыкин В.	
Моделирование процессов движения влаги в почвах зоны аэрации участка чернобыльского "Рыжего леса"	44
Кошляков А., Дыняк О., Кошлякова И.	
Техногенная составляющая инфильтрационного питания грунтовых вод как фактор изменения гидрогеодинамических условий на территориях ПГА	48

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

Жуков Н., Клыпа А., Стахив И.	
Оценка эффективности моделей распределения содержания тяжелых металлов в поверхностных водах (на примере Полтавской области)	51
Миненко П.	
Сравнение эффективности статистических критериев оптимизации решений обратных задач гравиметрии	54
Мелконян Д.	
Самоорганизующаяся критичность в оползневых процессах Одесского побережья	58
Дубовенко Ю.	
Начальное приближение для вычисления сложного плотностно контакта	61
Выжва З.	
Статистическое моделирование сейсмического шума в двумерной области переменных для определения частотных характеристик геологической среды	65

НАЦИОНАЛЬНОЕ ДОСТОЯНИЕ

Нестеровский В., Фурдуй Р., Вакуленко А.	
Коллекция ископаемых строматолитов Восточной Сибири в Геологическом музее Киевского национального университета имени Тараса Шевченко	67

СОБЫТИЯ

Толстой М.	
Вклад В.И. Вернадского в ядерную геологию и планетарную космознегетику. К 150-летию со дня рождения В.И. Вернадского	69

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 56.569 (119)

Л. Попова, канд. геол. наук., наук. співроб.

ВПЛИВ ПЕРИГЛЯЦІАЛЬНИХ УМОВ НА МОРФОЛОГІЮ ЧЕРЕПА ХОВРАХІВ *SPERMOPHILUS SEVERSKENSIS*

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.М. Іванік)

*Пізнюоплейстоценові ховрахи *Spermophilus severskensis* місцезнаходження перигляціальної фауни Новгород-Сіверський характеризувалися виразною спеціалізацією до харчування грубою злаковою рослинністю. Ця спеціалізація забезпечувалася наявністю ділянок оклюзивної поверхні зубів, що самозаточувалася в ході зношування, а також значною товщиною і диференціацією емалі.*

*The ground squirrels *Spermophilus severskensis* of the Late Pleistocene Novgorod-Siversky periglacial fauna acquired pronounced specialisation to feeding on tough vegetative food. This specialisation was based on the appearance of the occlusive surface areas which was self-sharpening by wear and on the enamel thickening and differentiating.*

Постановка проблеми. Умови існування, особливості структури і функціонування біоти на перигляціальних територіях є одним з найбільш дискусійних питань при реконструкції природного процесу в плейстоцені. Особливі проблеми викликає мікротеріофауна, оскільки місцезнаходження дрібних ссавців, пов'язані з перигляціальною зоною, є рідкісними, і то з цілком об'єктивних причин: генетичні типи відкладів, що сприяють концентрації і збереженню мікротеріологічних решток, для перигляціальних умов як раз не характерні. Тим більшу цінність мають наявні місцезнаходження, серед яких для території України найбагатшим за видовим складом є Новгород-Сіверське. Місцезнаходження вивчалось І.Г. Підплічком, І.М. Громовим, Л.І. Рековцем, і ці роботи [1; 2; 6] відіграли велику роль у формуванні сучасних уявлень про перигляціальні угруповання і адаптації фауни до перигляціальних умов.

Якщо, ґрунтуючись на літературних даних, спробувати оцінити середовище існування новгород-сіверської фауни за морфологією її представників, клімат доводиться визнати холодним, оскільки форми видового і підвидового рівня, описані з Новгород-Сіверського [1; 6], відповідають екогеографічному правилу Бергмана (розміри порівняно крупні, що оптимізує втрати тепла). Правило Аллена, що описує мінливість відносної довжини кінцівок в залежності від клімату (включаючи в поняття кінцівок також носи, вуха і лицьову частину черепа), на новгород-сіверському матеріалі не спрацює, оскільки те, що у гризуна залишається в викопному стані від ознак, мінливість яких описується правилом Аллена – відносна довжина діастеми – в першу чергу контролюється трофічною спеціалізацією тварини та використанням різці при ритті.

Трофічна спеціалізація у гризунів новгород-сіверської фауни також мала бути досить оригінальна. Про неї можуть засвідчити пропорції щелеп (як зазначено вище, вони незручні для інтерпретації через те, що перебувають під впливом принаймні двох груп факторів – кліматичної і трофічної) і зуби. Але специфічні особливості зубної системи спостерігаються у представників новгород-сіверської фауни набагато рідше, ніж особливості розмірів і пропорцій черепа. Це цілком зрозуміло: по-перше, розміри і пропорції тіла (в даному випадку, для викопної фауни – черепа) взагалі відзначаються порівняно високою мінливістю, зокрема, мінливістю в онтогенезі, а по-друге, легко модифікуються, тоді як для зубів характерна зворотна картина. В онтогенезі зуби негігподонтних гризунів змінюються тільки в одному напрямку – сточуються, зовсім не модифікуються, і два основних чинники швидкої, і головне, жорстко замовленої середовищем еволюції – регуляція онтоге-

незу і еволюція на основі адаптивних модифікацій – для них неможливі.

Однак, І.М. Громов для *Spermophilus severskensis* Gromov, 1958 вказав в якості видоспецифічної ознаки значний розвиток гіпоконіда на першому нижньому премоларі [1]. Виходячи з того, що видовження гіпоконіда посилює лофодонтність зуба, це можна представити як адаптацію до харчування відносно жорсткими рослинними кормами. Але якщо *S. severskensis* дійсно мав таку спеціалізацію, слід очікувати у нього розвитку ознак одессанус-комплексу [4]. Завдяки люб'язності співробітників відділу палеозоології ННПМ НАН України Л.І. Рековця і Т.В. Крахмальної було отримано можливість перевірити це припущення на матеріалі з Новгород-Сіверського місцезнаходження, що зберігається в фондах відділу палеозоології ННПМ НАН України. Метою роботи було з'ясування трофічної спеціалізації *S. severskensis*.

Скорочення і терміни, прийняті в роботі. Р³, Р⁴ – третій та четвертий верхні премолари; Р₄ – четвертий нижній премолар; М¹, М², М³ – перший, другий, третій верхні моляри; М₁, М₂, М₃ – відповідно нижні моляри; лофодонтність зубів – злиття вихідної горбкуватої будови в гребені. Вікові стадії (стадії стирання щічних зубів ховрахів): j – ювенільні; a-j – напівдорослі; a – дорослі; a-s – підстаркуваті; s – старі. Номенклатура елементів будови зубів ховрахів (досліджені в роботі дискретні ознаки) описана раніше [4].

Геологічна будова, тафономія місцезнаходження. Місцезнаходження має складний генезис. Більша частина решток пов'язана з валунним суглинком, що заповнює щілини в буцацьких пісковиках (перевідкладена дніпровська морена) і має погадочне походження. Менша, і молодша за віком частина походить з кротовин, які проникають в валунні суглинки із вищезалегаючих лесесоподібних суглинків [1; 6]. Культурний же шар палеолітичної стоянки Новгород-Сіверський (який не слід плутати з одноіменним місцезнаходженням фауни [6]) пов'язаний з поверхнею моренних суглинків [6]. За радіовуглецевим датуванням вік стоянки – 19.8 ка BP [7]. Новгород-сіверська фауна вважається близькою за віком [6].

Матеріал і методи. Вибірка *S. severskensis* складається із нижніх і верхніх щелеп, а також ізольованих зубів, по максимальному рахунку, 24 особин. Враховуючи відсутність значного переносу матеріалу, більш реально це число слід скоротити вдвічі. Вікова структура вибірки наведена на рис. 1 порівняно з віковою структурою ховрахів місцезнаходження Котівка, яке досить подібне до Новгород-Сіверського за тафономією [5].

Рисунки зубів зроблено автором на рисувальному апараті WILD при зб. 16 і 10. Окрім методів, традицій-

них при роботі з викопними рештками ссавців, застосовано підрахунок частот трапляння дискретних ознак [4].

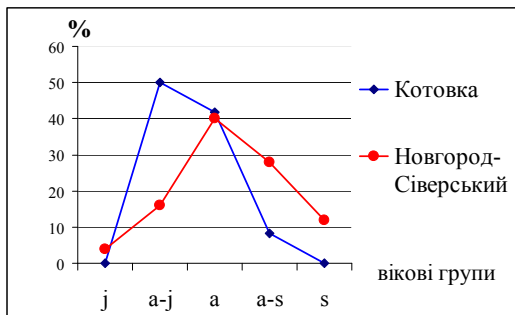


Рис. 1. Вікова структура вибірки ховрахів Новгород-Сіверського місцезнаходження (*S. severskensis*) і ранньоголоценового місцезнаходження Котовка (*S. odessanus*)

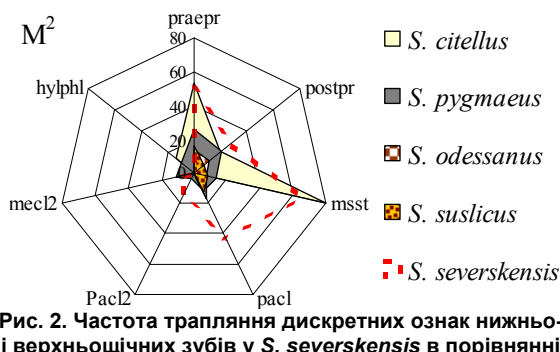


Рис. 2. Частота трапляння дискретних ознак нижньої і верхньої щічних зубів у *S. severskensis* в порівнянні з рецентними видами

Результати. Дискретні ознаки. *Odessanus*-спрямований комплекс ознак [4] на верхньощічних зубах, який мав відповідати зеленоїдності – додаткові горбки основних гребенів – параконуль, подвійний параконуль, подвійний метаконуль – у ховрахів Новгород-Сіверського, як і слід чекати, розвинуті в повній мірі (рис. 2). Однак, спостерігаються і риси подібності з *S. citellus* – висока частота трапляння препротокону і мезостилію при відносно низькій частоті постпротокону. За дискретними ознаками нижньощічних *S. severskensis* займає проміжне положення між рецентними популяціями *S. pygmaeus* і *S. suslicus*. Ще одна особливість властива як верхнім, так і нижнім щічним зубам *S. severskensis* – при загальному високій горбкуватозубості зовсім відсутні додаткові структури біля протокону (протоконіду) – протостиль і гіпостиль, протостиль2 і гіпостиль2 на верхніх, ектостілід на нижніх зубах.

Континуальні ознаки щічних зубів. Загальний вигляд зубного ряду у *S. severskensis* настільки своєрідний, що звичайної термінології недостатньо для їх опису. Особливо це стосується нижньощічних. Наведені малюнки (рис. 3) також далеко не передають того враження надзвичайно потужної напіввинтоподібної структури, яке справляє нижній зубний ряд *S. severskensis*.

Коронки Р₄-М₃ сильно перекошені, як в плані (внутрішній край сильно висунутий вперед відносно зовнішнього), так і по висоті (метаконід і етноконід набагато вищі за протоконід і гіпоконід). Скошеність в плані основних гребенів Р₄-М₃ забезпечує формування кута між гребенями верхніх і нижніх молярів. Така орієнтація у гризунів виникає при потребі розвитку ріжучої функції [9]. Schmidt-Kitler зазначає, що максимально припустимий кут дорівнює 30°, якщо ж буде збільшуватись далі, то матеріал почне виштовхуватись з-поміж коронок без обробки. У новгород-сіверських *S. severskensis* цей кут на М¹-М² в деяких випадках наближається до 30° (взагалі на нижньощічних він зростає

від Р₄ до М₃). Різниця висоти зовнішніх і внутрішніх конідів виникала, очевидно, за рахунок неоднакового характеру зношування. Окрім звичайної оклюзивної поверхні, на зовнішньому краї нижньощічних у *S. severskensis* спостерігається ще додаткова, яка розташована під гострим кутом до горизонталі і утворена стертою емаллю лабіального краю протоконіда і гіпоконіда. Внаслідок такого стирання емаль тут виглядає в декілька разів товщою, ніж на інших горбках; і скоріше за все вона і справді потовщена. Характерною рисою М₁₋₂ є також щось на зразок переднього цингуліда – він утворює ще одну скошену поверхню стирання в передній стінці цих молярів.

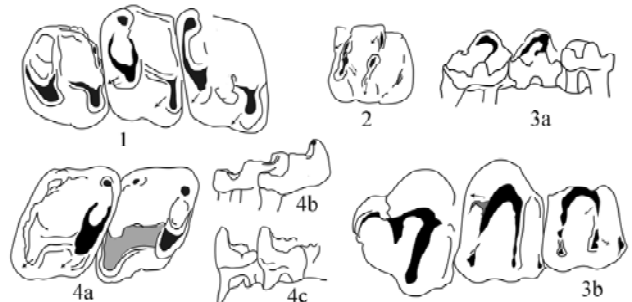


Рис. 3. Щічні зуби *S. severskensis* з Новгорода-Сіверського:

1, 2, 4а, 3б – вид з оклюзивної поверхні (зовнішній край знизу), 3а, 4б – вид з зовнішнього боку, 4с – вид з внутрішнього боку. Орієнтація навскісних поверхонь зтирання показана стрілками

Верхньощічні на перший погляд досить звичайної будови – вони неукорочені (звідси висока частота мезостилію (див. рис. 2), їх цингулюми мають дещо проміжну будову між такими *S. pygmaeus* та *S. suslicus*-*S. odessanus*. Але на пізніх стадіях стирання ця проміжна будова цингулюма дає малюнок, невластивий ні одному із згаданих видів – знову ж таки невеликі скошені поверхні, самі по собі без ріжучого ефекту, вони, очевидно, відповідають якимось скошеним поверхням нижньощічних (зокрема, "переднім цингулідам"). Метаконуль, як і додаткові горбки основних гребенів Р₄-М¹⁻², також бере участь в утворенні робочих поверхонь, заточених на обидва боки.

Щодо інших континуальних ознак щічних зубів, властивих для *S. severskensis*, то вони названі І.М. Громовим в описі виду [1]. Це сильно розвинутий гіпоконід Р₄, метаконуль проміжної будови між таким маленьким ховрахом і крапчастим, також і металоф на М³.

Обговорення. Викладені вище результати включають ряд несподіваних моментів. По-перше, вікова структура вибірки збагачена сеньльними варіантами, порівнюючи з досить близьким як за віком, так і за тафономією місцезнаходженням Котовка. Якщо відкинути, припущення, що перигляціальні умови сприяли збільшенню індивідуальної тривалості життя ховрахів або що пугачі, що формували тафоценоз Новгород-Сіверського місцезнаходження, принципово гребували напівдорослими особинами (а саме напівдорослі в більшості типів тафоценозів становлять основний матеріал [8], що підтверджує і приклад Котовки), то в якості пояснення залишаються видоспецифічні для *S. severskensis* особливості оклюзії, які надають вибірці "старечого" вигляду. По-друге, дискретні структури щічних зубів виявляють незвичайну вибірковість розвитку. Так, хоча в цілому ознаки *pygmaeus*-комплексу властиві *S. severskensis* в більшій мірі, ніж *S. suslicus*, однак, не всі. Метастіліди (внутрішні додаткові горбки) проявлені, а ектостіліди (зовнішні) відсутні. По-третє, спостерігається різна висота горбків на зовнішньому і внутрішньому краї ниж-

нощичних, а можливо і різниця в товщині емалі; і додатокова поверхня стирання на зовнішньому (низькому) краї коронки (рис. 3).

Все це можна об'єднати одним поясненням: *S. severskensis* мав щічні зуби з різко вираженою траводіною спеціалізацією, причому спрямованою на споживання дуже грубого в механічному відношенні корма. Але досягнуто це було явно шляхом пожертви стабільністю конструкції на користь її короткочасної високої ефективності. Дві додаткові оклюзивні поверхні на нижньощичних забезпечували самозаточування, по-перше, переднього краю коронки, а по-друге, і найголовніше, її протоконід-гіпоконідного краю, на якому утворювалося при цьому досить гостре, як на ховраха, звивисте лезо (при чому безслідно зникали ектостіліди). Але це мало збільшити і швидкість зношування цього краю коронки, і ризик механічних пошкоджень гострого краю (одне таке видно на протоконіді M_1 на рис. 3.1). До певної міри ці ризики компенсувало потовщення емалі. І все-таки самозаточування коронки могло тривати тільки доки вистачало висоти її зовнішнього краю, як у інших ховрахів, і взагалі у негіподонтних ссавців, у яких функціонування коронки триває, поки вона виступає над десною. Внаслідок нерівномірності сточування поверхні у новгород-сіверського ховраха цей процес відбувався набагато швидше, ніж у інших представників роду. Це, очевидно, і обумовило неконкурентоспроможність *S. severskensis*, коли на початку голоцену він зіткнувся з більш мезофільними видами.

Щодо будови верхньощичних, то вона не несла в собі подібного механізму самознищення, хоча і мала елементи, що загострювались при оклюзії – основні гребені, металоф і паралоф (рис. 3.2, 3.3b). Подібні скошені пригострені площадки на основних гребенях є і у сучасних крапчастих ховрахів, вони утворюються на основі додаткових горбків цих гребенів – метаконуля 2, параконуля і параконуля 2, але, оскільки вони знаходяться в центральній частині коронки, їх зношування не призводить ні до чого гіршого, ніж просто затуплення зубу.

Висновки. Утворення трофічної ніші *S. severskensis* відбулося шляхом поділу вихідної широкої ніші з елементами всеїдності (як у *S. pygmaeus*). Останній після цього залишився на своїх здавна освоєних південних, досить аридизованих територіях, а *S. severskensis* просунувся на північ, в краще обводнені степи. Рослинного, і саме злакового корму там було достатньо, але в

механічному відношенні корм цей грубий. Це і спричинило добір на формування оклюзивної поверхні, описаної вище. Подальше її удосконалення відбувалося або в умовах похолодання, або – подальшого розселення на північ. Зелений корм не доводиться розшукувати, проте він низькокалорійний. Отже, *S. severskensis* мав більше часу присвячувати власне їжі, як процесу. Далі: літо коротке, а енергетичні потреби організму під впливом низьких температур тільки зростають. Відповідно, впродовж сезону активності тварині треба з'їдати ще більше корму, нарощуючи як ефективність його обробки, так і тривалість годівлі; а навантаження на коронку тим часом все ростуть. Таким високим вимогам до ефективності роботи, очевидно, не могла б задовольнити зубна система сучасних крапчастих ховрахів, хоча і вони достатньо траводіні; і *S. severskensis* успішно займав своє місце в екосистемах тундростепу доти, поки ці екосистеми існували. А відносно короткий строк служби зубів, що самозагострюються, протягом гляціалів плейстоцену міг зовсім не впливати на успішність виду, оскільки вірогідність невибіркової елімінації тварини в тих суворих умовах була весь час високою, внаслідок чого старість з повністю зношеними зубами *S. severskensis* не погрожувала.

1. Громов И.М., Бибилов Д.И., Калабухов Н.И., Мейер М.Н. Наземные беличьи (Marmotinae). Фауна СССР. Т. 3: Млекопитающие. – М.; Л., 1965. – Вып. 2. 2. Пидопличко И.Г. Нахождение "смешанной" – тундровой и степной фауны в четвертичных отложениях Новгорода-Северского // Природа. – 1934. – № 5. – С. 80-82. 3. Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. Вып. 2: Биологические и географические особенности европейских представителей четвертичной фауны. – К., 1951. 4. Попова Л.В. Диагностика ископаемых остатков *Spermophilus* // Проблемы палеонтологии та біостратиграфії фанерозою України: 36. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України. – К., 2006. – С. 320-325. 5. Попова Л.В. Местонахождение позднеплейстоценовых и голоценовых позвоночных у села Котовка // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України: 36. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України. – К., 2005. – С. 301-304. 6. Рековец Л.И. Микротериофауна деснянско-поднепровского позднего палеолита. – К., 1985. 7. Синицын А.А., Праслов Н.Д. Радиоуглеродная хронология Восточной Европы и Северной Азии. Проблемы и перспективы. – СПб., 1997. 8. Kazantseva N.E., Tesakov A.S. Evolution of Plio-Pleistocene voles with the special reference to demographic features of fossil assemblage // Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO. – 1998. – V. 60. – P. 555-564. 9. Schmidt-Kittler N. Feeding specialisation in rodents // Senckenbergiana lethaea. – 2002. – V. 82 (1). – P. 141-152.

Надійшла до редколегії 29.09.12

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.835

С. Вижва, д-р геол. наук, проф.,
Д. Онищук, асп., І. Онищук, канд. геол. наук

РАДІОАКТИВНІСТЬ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ НАФТОГАЗОПЕРСПЕКТИВНИХ ПЛОЩ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

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

Розглянуто радіометричні параметри порід-колекторів Волино-Поділля. Визначено кореляційні залежності між питомою альфа-активністю і вмістом урану та питомою бета-активністю і вмістом K_2O у досліджених породах.

Consideration is given to radiometric parameters of reservoir-rocks of Volyno-Podillya. Correlation relationships between the specific alpha activity and uranium content and specific beta-activity and content of K_2O in the studied rocks are determined.

Вступ. На сучасному етапі пошуків та розвідки перспективних площ на нафтогазові поклади актуальним є суттєве вдосконалення технологій проведення досліджень в аналітичних петрофізичних лабораторіях. Важливими факторами підвищення ефективності геолого-геофізичних робіт є розробка новітніх технологій оброб-

ки та методів інтерпретації польових і свердловинних даних, зокрема, підготовка банку геолого-геофізичної та математично змодельованої інформації.

У зв'язку із збільшенням глибин досліджень і, відповідно, пластових температур і тисків та присутності складнопобудованих типів порід-колекторів, наявний

комплекс геофізичних досліджень потребує постійного удосконалення. Складний тип колектора, великі глибини призводять до пропусків продуктивних пластів або невизначеності геофізичних прогнозів. Підвищення ефективності геофізичних досліджень у таких умовах можливо за рахунок розширення комплексу методів петрофізичних досліджень, удосконалення методичних прийомів інтерпретації отриманих даних.

Для підвищення ефективності інтерпретації як польових, так і свердловинних геофізичних даних на перспективних ділянках східного схилу Львівського палеозойського прогину важливим і своєчасним є проведення додаткових лабораторних петрофізичних та геолого-геохімічних досліджень, застосування новітніх технологій обробки інформації для аналізу і узагальнення різноманітних нових даних, що отримані в останні роки.

Аналіз даних. У геологічній будові східного схилу Львівського палеозойського прогину беруть участь утворення архео-палеопротерозою, неопротерозою, палеозою, мезозою і кайнозою. Кристалічний фундамент складають метаморфічні породи архео-палеопротерозою, осадовий чохол – осадові і вулканогенно-осадові породи рифею та венду, а також осадові утворення кембрійської, ордовіцької, силурійської, девонської та кам'яновугільної систем палеозою; юрської та крейдової систем мезозою, палеогенової, неогенової та четвертинної систем кайнозою. З відкладами кембрію та девону Волино-Подільської моноклінали пов'язують основні перспективи нафтогазоносності цієї території.

Кембрійські відклади вважаються одними із найперспективніших літостратиграфічних комплексів Волино-Поділля на пошуки вуглеводнів. Потенційну газонасність цих відкладів підтверджують газопрояви, що спостерігались при проходженні кембрійських відкладів свердловинами Великомоствська-30 та Перемишляни-1. Для кембрію характерні щільні колектори, тому їх газонасність повинна вивчатись із застосуванням сучасних технологій буріння та випробування свердловин [3]. Кембрійські відклади складені переважно прибережно-морськими теригенними утвореннями.

Девонські відклади складені породами різного генезису: морськими породами – вапняками, мергелями, аргілітами та теригенними континентальними утвореннями – червоноколірними пісковиками та алеволітами. Девонські відклади також є перспективними на пошуки нафти і газу на Волино-Поділлі. З ними пов'язані Локачівське і Великомоствське газові родовища [2]. При цьому колекторами на Локачівському родовищі слугують не тільки пісковики, а й карбонатні породи. Серед найперспективніших виділяють Олеско-Золочівську площу, де у ряді свердловин отримані ознаки нафтогазоносності верхньодевонських карбонатних відкладів [7].

Радіоактивні властивості гірських порід несуть цінну інформацію про речовинний склад та властивості гірських порід. При каротажі свердловин та лабораторних дослідженнях, як правило, використовуються гамма- та нейтронні методи з реєстрацією відповідних випромінювань [5]. Природні радіонукліди в геологічному середовищі при нормальних умовах знаходяться у динамічній рівновазі. В природі мінерали і з'єднання урану частіше всього перебувають у двох валентних модифікаціях – чотирьох- і шестивалентній. Геохімічна поведінка цих модифікацій у різних природних обстановках різко відрізняється. Аналіз геохімічних даних дозволяє стверджувати про високу рухомість у природних умовах шестивалентного урану (ураніл-іон UO_2^{2+}) і практично повну інертність чотирьохвалентного урану. Уран знаходиться в земній корі в розсіяному стані і частка цього стану у гірських породах складає більше 50 % загального вмісту в земній корі [9]. Рослини і живі організми до-

сить слабо концентрують сполуки урану. У свіжій тканині рослин містяться незначні кількості урану ($n \cdot 10^{-7}$ – $n \cdot 10^{-5} \%$). Встановлено, що середній вміст U в золі рослин становить $n \cdot 10^{-6} \%$ при середньому вмісті в ґрунтах $n \cdot 10^{-4} \%$. Після відмирання живих організмів і рослин захоронені останки, починаючи з ранніх стадій діагенезу і закінчуючи пізніми епігенетичними змінами, можуть накопичувати уран аж до утворення його промислових концентрацій. При цьому відбуваються геохімічні процеси сорбції, іонного обміну та утворення ураноорганічних з'єднань – відновлення урану чотирьохвалентного до шестивалентного. Для цих процесів необхідна обстановка окислювального середовища, що сприяє міграції U у вигляді різних сполук іону уранілу. Концентрація U в органічній речовині досить часто пов'язана з його відновленням при окисленні складних сполук вуглецю.

Вивчення мінерального складу уранових руд свідчить про стійку форму зв'язку урану з органічною речовиною. При цьому головним процесом взаємодії урану з органічними речовинами є його відновлення [9]. Встановлено, що рідкі вуглеводні (конденсат і нафта) мають найменшу здатність відновлювати уран. По мірі окислення рідких вуглеводнів і перетворення їх у тверді бітуми відновна ємність зростає і досягає максимумів у високоокислених твердих бітумах типу (окси-керитів та гуміно-керитів). Ці утворення мають найбільш високу реакційну здатність по відношенню до урану. На відміну від нафти, вилупні рештки рослин (кероген) мають високі відновні властивості вже на самих ранніх стадіях розкладання. Аналіз природних асоціацій U і органічних речовин показує, що найбільш реакційно здатними по відношенню до U є група гумінових кислот [6, 9].

Іншим важливим широко поширеним процесом, що призводить до концентрації урану, є сірководневе відновлення. Сірководень генерується при відновленні сульфатів підземних вод вуглеводнями при активній участі сульфатних бактерій. Цей процес особливо активно протікає на стадіях діагенезу і раннього епігенезу осадів і характерний для тих ділянок зони гіпергенезу, де має місце уповільнений водообмін [6, 9].

Відомо, що відношення між концентраціями урану, торію та калію слугують важливими ознаками умов формування осадкоутворення, що може бути індикатором можливості нафтогазонакопичення.

Визначення вмісту урану, торію та калію можливе різними методами, зазвичай, досить складними та високоартістичними. В лабораторії ядерної геофізики кафедри геофізики зроблена спроба визначення цих параметрів за допомогою альфа- та бета-аналізу порошкових проб.

Радіометричні вимірювання проведені на колекції зразків порід з перспективних інтервалів Бучачської (інт. 973-1657 м), Великомоствської (інт. 1858-2406 м), Володимирівської (інт. 1136-2304 м), Добротвірської (інт. 1729-3702 м), Ліщинської (інт. 1645-3850 м), Лудинської (інт. 1156-3097 м), Сокальської (інт. 3078-3506 м) та Сушнівської (інт. 1258-2532 м) площ Волино-Подільської моноклінали (породи девону та кембрію).

У процесі петрофізичних досліджень виконаний експериментальний альфа- і бета-аналіз зразків порід за допомогою лабораторної низькофонової установки УМФ-2000, що забезпечує високоточні визначення питомої альфа- та бета-активності порошкових проб порід, ґрунтів та сухого залишку водних проб [1, 8]. Визначення питомої альфа- і бета-активності виконано для 107 зразків різних літотипів порід девону і кембрію. Слід відзначити, що ці дослідження мали за мету, в першу чергу, визначити можливості альфа-бета методу при лабораторних дослідженнях порід-колекторів і рідше не застосовувались.

Шляхом вимірювання контрольних проб та атестованих стандартів складу встановлені кореляційні залежності між питомою альфа-активністю і вмістом урану та питомою бета-активністю і вмістом K_2O у зразках порід. При цьому використовувались стандартні зразки складу ГК, МА, АГЕ, а також результати рентгенофлуоресцентного та хімічного аналізу контрольних проб порід. Графіки

цих залежностей наведені на рис. 1 і 2. Кореляційна залежність між питомою альфа-активністю і вмістом урану має вигляд (рис. 1): $C_U = 3 \cdot 10^{-7} \cdot A_\alpha + 5 \cdot 10^{-5}$, при $R^2 = 0,883$, де C_U – вміст урану в порошковій пробі, A_α – питома альфа-активність у Бк/кг.

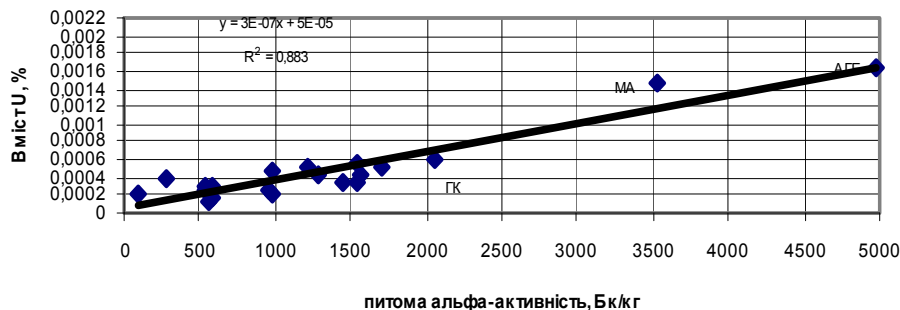


Рис. 1. Кореляційна залежність між питомою альфа-активністю і вмістом урану (ГК, МА, АГЕ – атестовані стандарти складу)

За допомогою цієї кореляційної залежності зроблена оцінка вмісту урану в зразках порід характерних для району досліджень. Як відомо [4] вміст урану в гірських породах тісно пов'язаний з вмістом в породах органічної речовини, що часто виступає в ролі абсорбенту цього хімічного елемента.

Вимірювання контрольних зразків та атестованих стандартів складу дозволили встановити кореляційні залежності між питомою бета-активністю і вмістом K_2O у зразках порід, як загальну для досліджених порід схі-

дного схилу Львівського палеозойського прогину, так і серію залежностей для окремих літотипів, що наводяться нижче в табл. 1. Кореляційна залежність між питомою бета-активністю і вмістом урану, з врахуванням всіх параметричних даних, має вигляд (рис. 2): $C_{K_2O} = 1,6 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta + 5,5 \cdot 10^{-2}$, при $R^2 = 0,916$, де C_{K_2O} – вміст K_2O в порошковій пробі, A_β – питома бета-активність у Бк/кг.

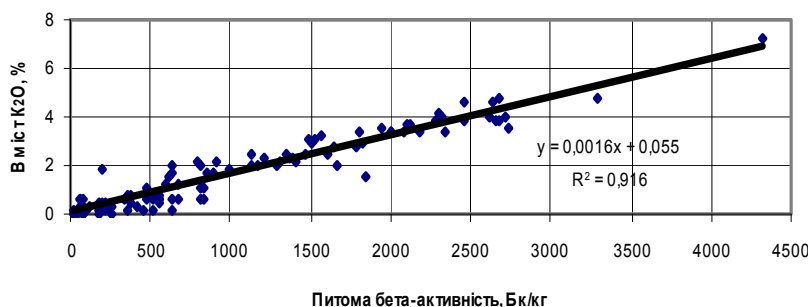


Рис. 2. Кореляційна залежність між питомою бета-активністю і вмістом K_2O . Інтегральні дані по всіх досліджених зразках

Наведена кореляційна залежність має досить високу тісноту зв'язку ($R^2 = 0,916$) і може бути успішно використана для оцінки вмісту K_2O в породах девону і кембрію району досліджень. Однак порівняно значна кількість досліджених контрольних проб дозволяє встановити кореляційні залежності для окремих літотипів та порід однакового віку, що підвищує точність визначень вмісту K_2O з їх допомогою. Ці залежності наведені в табл. 1.

Слід відзначити, що спостерігається досить тісний зв'язок між питомою бета-активністю і вмістом K_2O для всіх виділених літотипів (коефіцієнт R^2 змінюється від 0,739 для аргілітів та алевролітів кембрію до 0,977 для пісковиків девону).

Межі змін і середні значення питомої альфа- та бета-активності, а також вмісту урану та K_2O для конкретних літотипів досліджених порід з врахуванням їх віку наведені в табл. 2. Середня відносна похибка визначень альфа-активності складає 10 %, а бета-активності – 12,5 %.

У результаті аналізу результатів лабораторних досліджень по визначенню радіометричних параметрів порід пошукових свердловин східного схилу Львівсько-

го палеозойського прогину встановлено, що питома альфа-активність змінюється від 41 Бк/кг (доломіт девону Великомоствівської та пісковик дрібнозернистий кембрію Сушнівської площі) до 2055 Бк/кг (тонко- та дрібнозернистий пісковик кембрію Сокальської площі) при середньому значенні 522 Бк/кг. При цьому вміст урану в породах змінюється від $0,6 \cdot 10^{-4} \%$ до $6,7 \cdot 10^{-4} \%$. У цілому низькими значеннями питомої альфа-активності (< 200 Бк/кг) і вмісту урану ($< 1 \cdot 10^{-4} \%$) характеризуються вапняки і доломіти девону Бучачської, Великомоствівської, Володимирівської, Лудинської, Сокальської площі та деяких різновидів пісковиків кембрію Бучачської, Добротвірської, Сокальської та Сушнівської площі. У загальному випадку підвищеними значеннями питомої альфа-активності (> 800 Бк/кг) і вмісту урану ($> 3 \cdot 10^{-4} \%$) відрізняються досліджені аргіліти, алевроліти та пісковики різних типів девону Великомоствівської, Ліщинської та Лудинської, а також кембрію Бучачської, Добротвірської, Лудинської, Сокальської та Сушнівської площі.

Таблиця 1

Кореляційні залежності між питомою бета-активністю і вмістом K_2O

№	Породи	Вік	Кореляційне рівняння	Коефіцієнт кореляції R^2
1	Породи девону	D	$C_{K_2O} = 1,6 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta + 5,67 \cdot 10^{-2}$	0,945
2	Породи кембрію	Є	$C_{K_2O} = 1,6 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta + 0,166$	0,888
3	Пісковики	D	$C_{K_2O} = 1,8 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta - 0,1225$	0,977
4	Пісковики	Є	$C_{K_2O} = 1,5 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta + 0,168$	0,862
5	Вапняки	D	$C_{K_2O} = 1,8 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta - 0,1354$	0,897
6	Вапняки	Є	$C_{K_2O} = 1,7 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta - 0,1564$	0,938
7	Доломіти	D	$C_{K_2O} = 1,7 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta - 2,84 \cdot 10^{-2}$	0,914
8	Доломіти	Є	$C_{K_2O} = 3,7 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta - 1,023$	0,841
9	Аргіліти та алевроліти	D	$C_{K_2O} = 1,8 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta - 0,66$	0,865
10	Аргіліти та алевроліти	Є	$C_{K_2O} = 1 \cdot 10^{-3} \cdot A_\beta - 1,378$	0,739

Таблиця 2

Межі змін радіометричних параметрів досліджених порід

Породи	Вік	Питома α -активність, Бк/кг			Питома β -активність, Бк/кг			Вміст урану $\times 10^{-4}$, %			Вміст K_2O , %		
		min	max	серед.	min	max	серед.	min	max	серед.	min	max	серед.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Бучачська площа													
пісковики	D	306	489	398	560	1601	1080	1,4	2	1,7	0,95	2,62	1,78
вапняки	D	545	641	593	1178	1288	1233	3,1	3,1	3,1	1,94	2,12	2,03
аргіліти, алевроліти	Є	867	867	867	2736	2736	2736	2,1	2,4	2,3	4,43	4,43	4,43
пісковики	Є	56	421	238	553	807	680	0,7	1,8	1,2	0,94	1,35	1,14
Великомостівська площа													
аргіліти, алевроліти	D	735	1164	972	2632	4323	3417	2,7	4	3,4	4,27	6,97	5,52
вапняки	D	50	982	239	206	2300	734	0,7	3,4	1,2	0,38	3,74	1,23
доломіти	D	41	1408	725	174	834	504	0,6	4,7	2,7	0,33	1,39	0,86
доломіти	D	126	168	147	215	372	293	0,9	1	0,9	0,40	0,65	0,52
вапняки	Є	463	758	610	250	1601	926	1,9	2,8	2,3	0,46	2,62	1,54
доломіти	Є	126	463	351	477	819	659	0,9	1,9	1,6	0,82	1,37	1,11
пісковики	Є	210	800	451	177	1401	684	1,1	2,9	1,9	0,34	2,30	1,15
Добротвірська площа													
доломіти	D	288	576	432	68	371	219	1,4	2,2	1,8	0,16	0,65	0,41
пісковики	D	781	781	781	996	996	996	2,8	2,8	2,8	1,65	1,65	1,65
аргіліти, алевроліти	Є	493	1071	732	1641	2312	1939	2	3,7	2,7	2,68	3,75	3,16
пісковики	Є	86	543	287	47	640	352	0,8	2,1	1,4	0,13	1,08	0,62
Ліщинська площа													
аргіліти, алевроліти	D	337	1094	779	604	2109	1473	1,5	3,8	2,8	1,02	3,43	2,41
пісковики	D	105	1094	521	250	861	476	0,8	3,8	2,1	0,46	1,43	0,82
туфоаргіліти	D	505	2020	1187	1817	2176	2041	2	6,6	4,1	2,96	3,54	3,32
Лудинська площа													
аргіліти, алевроліти	D	926	1347	1136	1845	2345	2095	3,3	4,5	3,9	3,01	3,81	3,41
доломіти	D	44	168	99	32	76	59	0,6	1	0,8	0,11	0,18	0,15
аргіліти, алевроліти	Є	379	1263	614	907	1521	1263	1,6	4,3	2,3	1,51	2,49	2,08
пісковики	Є	84	1263	474	83	2673	956	0,8	4,3	1,9	0,19	4,33	1,58
Нововолинська площа													
доломіти	D	337	631	477	1344	1459	1394	1,5	2,4	1,9	2,21	2,39	2,29
Сокальська площа													
вапняки	Є	170	632	401	124	462	293	1	2,4	1,7	0,25	0,79	0,52
пісковики	Є	84	2055	579	98	2624	1295	0,8	6,7	2,2	0,21	4,25	2,13
Сушнівська площа													
аргіліти, алевроліти	Є	589	1010	800	1943	2723	2316	2,3	3,5	2,9	3,16	4,41	3,76
вапняки	Є	295	358	326	1373	1779	1576	1,4	1,6	1,5	2,25	2,90	2,58
пісковики	Є	42	463	305	50	1126	365	0,6	1,9	1,4	0,14	1,86	0,64

Аналіз результатів виконаних радіометричних досліджень дозволив встановити, що вміст калію у вивчених породах має вирішальний вплив на їх питому бета-активність. У результаті лабораторних досліджень по визначенню радіометричних параметрів вивчених порід встановлено, що питома бета-активність змінюється від 25 Бк/кг (вапняки девону Володимирівської та Лудинської площ) до 4323 Бк/кг (аргіліт девону Великомо-

стійської площі) при середньому значенні 1075 Бк/кг. Низькими значеннями питомої бета-активності (<500 Бк/кг) характеризуються вапняки і доломіти девону Великомо- стівської, Володимирівської, Добротвірської, Лудин- ської та Сушнівської площ і деяких різновидів пісковиків кембрію Володимирівської, Добротвірської, Лудинської, Сокальської та Сушнівської площ. Підвищеними значеннями питомої бета-активності (>1500 Бк/кг) виділя-

ються досліджені аргіліти, алевроліти та пісковики різних типів девону Бучачської, Великомоствської, Володимирської, Ліщинської та Лудинської, а також кембрію Бучачської, Добротвірської, Лудинської, Сокальської та Сушнівської площ.

Висновки. Підводячи підсумки, слід відзначити:

1. Вперше визначено значення та межі змін питомої альфа- та бета-активності основних типів порід-колекторів деяких площ Волино-Поділья перспективних на нафтогазоносність. Найнижчими значеннями питомої альфа- та бета-активності характеризуються деякі різновиди вапняків та доломітів – алевроліти та аргіліти. Пісковики мають широкий діапазон змін цього параметру.

2. У результаті експериментальних радіометричних досліджень встановлено значну диференціацію різних типів порід девону і кембрію східного схилу Львівського палеозойського прогину за питомою альфа- та бета-активністю.

3. Визначено кореляційні залежності між питомою альфа-активністю і вмістом урану та питомою бета-активністю і вмістом K_2O у досліджених породах, що

дозволяє використовувати радіометричні параметри для оцінки вмісту урану і K_2O .

4. Спостерігається досить тісний зв'язок між питомою бета-активністю і вмістом K_2O для всіх виділених літотипів порід девону і кембрію.

1. Альфа-бета радиометр для измерений малых активностей УМФ-2000: Руководство по эксплуатации ФВКМ.412121.001РЭ. – НПП "Доза".
2. Бойко Г.Ю., Павлюк М.І., Різун Б.П. Нафтогазоносність і рифтогени південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи // Геологія і геохімія горючих коралін. – 2001. – № 2. – С. 4-10.
3. Гладун В., Крупський Ю., Куровець, Шлапінський В. Газ ущільнених колекторів у Західному нафтогазоносному регіоні України // Геологія і геохімія горючих копалін. – 2011. – № 1-2 (154-155). – С. 34-36.
4. Дахнов В.Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазоносности пород. – М., 1975.
5. Железнова Е.И., Шумилин И.П., Юфа Б.Я. Радиометрические методы анализа естественных радиоактивных элементов. – М., 1968.
6. Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М. Биогеохимия урановых месторождений и методические основы их поисков. – Новосибирск, 2010.
7. Крупський Ю.З., Чепіль П.М. Перспективи нафтогазоносності карбонатів Волино-Поділля і Передкарпаття // Проблеми нафтогазової промисловості : 36. наук. праць. – К., 2007. – Вип. 5. – С. 15-22.
8. Подготовка проб природных вод для измерения суммарной альфа- и бета-активности: Методические рекомендации. – НПП "Доза", 1997.
9. Смирнов А.А. Уран и торий в земной коре. – Л., 1974.

Надійшла до редколегії 15.10.12

УДК 550.834+550.34.016+550.34.013.4

Д. Безродний, канд. геол. наук

ПРУЖНА І АКУСТИЧНА АНІЗОТРОПІЯ МЕТАМОРФІЗОВАНИХ СЛАНЦІВ КРИВОРІЗЬКОЇ НАДГЛИБОКОЇ СВЕРДЛОВИНИ

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

Досліджено швидкості пружних хвиль метаморфічних сланців Криворізької надглибокої свердловини (971-5337 м). Обчислено детерміновані складові акустичного тензору і тензору пружних зміщень, визначена їх симетрія. Побудовано стереопроекції вказаних поверхонь параметрів анізотропії. Проведено аналіз параметрів пружної анізотропії.

The velocities of volumetric elastic waves of metamorphic slates of Kryvyi Rig superdeep borehole (971-5337 m) have been investigated. Determined components of the acoustic tensor and the tensor of elastic displacement have been calculate, their symmetry have been determined. The stereoprojections of the index surfaces of the anisotropy's parameters have been constructed. Analysis of parameters of elastic anisotropy was conducted.

Вступ. У наш час підвищений інтерес у геологів і геофізиків, які вивчають процеси структуроутворення, викликають дослідження параметрів пружної анізотропії гірських порід, які є джерелом багатої інформації про склад, структуру та напружений стан земних надр. Наявність анізотропії пружних хвиль свідчить про існування у геологічних середовищах впорядкованості різної фізичної природи, яка відповідає цілком певним структурним геологічним рівням. Типи впорядкованості визначаються механізмом деформації геологічного середовища. Таким чином, за результатами інтерпретації даних азимутальної пружної анізотропії різних типів хвиль, можна отримати відповідь про характер геодинамічних процесів, які відбувалися і відбуваються у надрах Землі, розв'язувати задачі прогнозування геологічного розрізу. При розв'язку таких задач особливу роль відіграють ультразвукові дослідження керну глибоких і надглибоких свердловин.

Стан проблеми Для вивчення анізотропії швидкостей пружних хвиль у більшості випадків застосовують метод ортогональних напрямків (Ф. Берч), в якому експериментальні вимірювання швидкостей повздовжніх та поперечних хвиль здійснюють у трьох ортогонально орієнтованих циліндричних зразках, що виготовлені з одного блоку породи і їхня орієнтація узгоджена із елементами текстури гірської породи. Метод дозволяє виявити наявність анізотропії і зробити наближену оцінку коефіцієнту анізотропії пружних хвиль. До суттєвих недоліків методу слід віднести неможливість визначення просторового розподілу швидкостей пружних хвиль і їхніх екстремальних значень та повного набору пружних постій-

них. Крім того, метод не в повній мірі враховує акустичну неоднорідність будови текстур гірських порід.

Для подолання цих недоліків З. Прос і В. Бабушка у 1967 р запропонували метод сфери. Визначення анізотропії швидкостей повздовжніх хвиль в цьому методі здійснюється на зразках, що мають форму кулі. Метод забезпечує визначення детального просторового розподілу швидкостей квазіповздовжніх хвиль як в нормальних умовах, так і в умовах гідростатичного тиску та кількісну оцінку коефіцієнта анізотропії квазіповздовжніх хвиль. До недоліків методу слід віднести трудомісткість виготовлення зразків у формі кулі і неможливість дослідження швидкостей поперечних хвиль, що не забезпечує розрахунку пружних модулів та повного набору компонент матриці пружних постійних гірських порід.

В акустополаризаційному методі (Ф.Ф. Горбацевич та ін.) дослідження пружної анізотропії мінералів і гірських порід базується на вивченні явища розщеплення хвиль поперечної поляризації. Реєстрація амплітуди чисто поперечних лінійно-поляризованих ультразвукових коливань здійснюється в зразках гірських порід шляхом повороту зразку відносно векторів поляризації випромінюючого і приймального перетворювачів на кут 360° . Метод дозволяє визначати наявність анізотропії, число і просторову орієнтацію елементів пружної симетрії середовищ, виявляти ефект лінійної акустичної анізотропії поглинання. До суттєвого недоліку методу слід віднести складність розрізнення при дослідженнях ефектів лінійної анізотропії поглинання та пружної анізотропії, а у випадку низькосиметричних середовищ сумісний аналіз цих ефектів дуже складний.

Метод особливих напрямків (К.С. Александров, Т.В. Рижова, Б.П. Беліков, А.О. Шабанова, Н. Крістенсен, Р. Рамананатандро) представляє собою модифікацію методики дослідження пружних властивостей монокристалів. В цьому методі швидкості розповсюдження пружних хвиль вимірюються в особливих напрямках, що суворо узгоджені із елементами симетрії структури мінералів і текстури гірських порід. Метод забезпечує якісні результати при вивченні гірських порід, елементи симетрії текстур яких відомі. Безперечною перевагою методу є можливість отримання повного набору пружних постійних для текстур гірських порід із відомою просторовою орієнтацією елементів симетрії. Якщо симетрія текстури гірської породи і просторова орієнтація її елементів невідомі, то метод особливих напрямків застосовувати неможливо.

Інваріантно-поляризаційний метод (Г.Т. Продайвода, С.А. Вижва, Д.А. Безродний) забезпечує можливість визначення повного набору пружних постійних і симетрії текстури гірських порід шляхом вимірювання фазових швидкостей різної поляризації в 9-ти напрямках куборомбододекаедра. Причому при відсутності апріорної інформації про симетрію текстури гірської породи немає необхідності узгодження напрямків вимірювання швидкостей із просторовим положенням елементів симетрії. Визначення повного набору матриці регулярної складової ефективного тензора пружних постійних текстур гірських порід забезпечує повний розв'язок задачі визначення параметрів анізотропії пружних хвиль, включаючи побудову стереопроекцій ізолиній індикатрис фазових швидкостей квазіповздовжніх і квазіпоперечних хвиль. Безперечною перевагою інваріантно-поляризаційного методу є можливість кількісної оцінки регулярної і флуктуаційної складових ефективно фазової швидкості пружної хвилі, що забезпечує розрізнення ефектів анізотропії неоднорідностей та можливість визначення акустичної і пружної симетрії текстури гірських порід при відсутності апріорної інформації і довільній орієнтації лабораторної системи координат.

Стаття присвячена експериментальним дослідженням пружної анізотропії метаморфічних сланців Криворізької надглибокої свердловини. Обчислення детермінованої складової тензору пружних постійних здійснювалося в трикільному наближенні з застосуванням операції згладжування флуктуаційної складової фазових швидкостей, яка обумовлена недосконалістю текстури порід. Пружні постійні були представлені в стандартній акустичній системі координат, базис якої співпадає з власними векторами детермінованої складової акустичного тензора.

Для експериментального вивчення пружних постійних були досліджені 43 зразки керну метаморфічних сланців свердловини КНГС-8 з різних глибин від 971 м до 5337 м. За результатами петрографічних досліджень був встановлений їхній мінеральний склад та структурно-текстурні особливості.

За результатами проведених детальних макро- і мікропетрографічних досліджень основних петрографічних типів порід КНГС встановлено [2], що вони представлені сланцями біотитовими, амфібол-біотитовими, амфібол-епідотовими, гранат-біотитовими, хлорит-амфіболовими, кварц-біотитовими, кварц-амфіболовими, біотит-амфіболовими, карбонат-біотитовими.

За даними електронно-мікроскопічних досліджень зразків, було встановлено, що мікротріщинуватість присутня практично в усіх зразках у вигляді мікротріщин, що оконтурюють окремі зерна мінералів, а самі тріщини можуть займати до 2 % об'єму породи, а за даними петрографічних досліджень – ще більший відсоток об'єму. Формати мікротріщин α змінюються від 0,001 до 0,89. При дослідженні орієнтації пустот в площині X_1X_2 було встановлено, що практично для всіх зразків характерно існування двох

майже ортогональних систем мікротріщин, до яких належить 90 % всіх пустот. В більшості випадків зерна породотвірних мінералів і мікротріщини мають переважну орієнтацію вздовж осі X_3 . Значні коливання форматів зерен породотворюючих мінералів і мікротріщин свідчать про складні деформаційні процеси, при яких відбувалося формування метаморфічних сланців КНГС.

Петроакустичні вимірювання зразків гірських порід з наявною інтенсивною тріщинуватістю були ускладнені, а іноді і не дали результатів у зв'язку з порушеннями зразків при накладанні додаткової напруги та незворотних змінах в тріщинно – поровому просторі зразків при їх виносі на денну поверхню.

Для вимірювань були виготовлені зразки, які мають форму куборомбододекаедра, грані якого позначаються кристалографічними індексами [100], [010], [001] і т.п. у робочій системі координат. Вздовж кожного з 9 напрямків куборомбододекаедра були виміряні фазові швидкості трьох пружних хвиль (квазовздовжньої, "швидкої" і "повільної" квазіпоперечних хвиль). Для вимірювань була використана ультразвукова установка, принцип дії якої описаний в роботах [2]. Частота коливань – 0,8 МГц, похибка визначення швидкості квазіповздовжньої хвилі 0,26 %, а квазіпоперечної – 0,61 %.

На основі експериментальних досліджень швидкостей пружних хвиль сейсмоакустичним інваріантно-поляризаційним методом для зразків метаморфічних гірських порід свердловини КНГС-8 та свердловин полігону були розраховані:

- урівноважені швидкості квазіповздовжніх і квазіпоперечних хвиль;
- значення акустичного тензора в робочій системі координат;
- власні значення і їхні довірчі границі та їхні власні напрямки детермінованої складової акустичного тензора;
- ефективні пружні сталі;
- акустична лінійність та сланцюватість (шаруватість);
- параметри азимутальної анізотропії пружних хвиль.

Для згладжування флюктуаційної складової ефективно фазової швидкості, яка обумовлена недосконалістю текстур гірських порід, застосовувався інваріантно-поляризаційний метод, описаний в роботі [1]. Згортка акустичного тензора μ_i є інваріантом. Отже, в будь-яких трьох взаємно ортогональних напрямках хвильової нормалі сума квадратів фазових швидкостей ізонормальних хвиль буде сталою величиною. Ця фундаментальна властивість будь-якого анізотропного середовища використовувалася для врівноваження ефективних фазових швидкостей в робочих системах координат куборомбододекаедру. Операція врівноваження фазових швидкостей і обчислення осереднених компонент акустичного тензора $\langle \mu_i \rangle$ в робочій і власній системах координат, визначення його власних векторів і значень наведені в роботі [1].

Коефіцієнт диференціальної відносної середньоквадратичної пружної анізотропії визначався за формулою:

$$A_{(a)} = \sqrt{F_{\min} / (\Lambda^2)_c} \cdot 100\%,$$

де $F_{\min} = (\Lambda^2)_c - (\Lambda^{02})_c$, а $(\Lambda^2)_c = \Lambda_{11}^2 + \Lambda_{22}^2 + \Lambda_{33}^2 + 2(\Lambda_{12}^2 + \Lambda_{13}^2 + \Lambda_{23}^2)$; $(\Lambda^2)_c$ і $(\Lambda^{02})_c$ – відповідно приведені тензори Крістоффеля для анізотропного середовища і найближчого до нього ізотропного середовища.

Інтегральний коефіцієнт акустичної анізотропії визначався за формулою:

$$A_{\mu} = \sqrt{\frac{\frac{1}{3}[(\mu_{11} - \mu_{22})^2 + (\mu_{11} - \mu_{33})^2 + (\mu_{22} - \mu_{33})^2]}{(\mu_{ii}^2)_c}} \cdot 100\%,$$

де $(\mu_{ij}^2) = \mu_{11}^2 + \mu_{22}^2 + \mu_{33}^2$; а $\mu_{11}^2, \mu_{22}^2, \mu_{33}^2$ – власні значення акустичного тензора.

Класифікацію текстур на вищу, середню і нижню категорії здійснюється в даному методі за симетрією акустичного тензора з урахуванням довірчих границь знайдених власних значень таким чином:

- сферична симетрія (∞/∞ mmm), якщо виконується рівність $\langle\mu_{11}\rangle = \langle\mu_{22}\rangle = \langle\mu_{33}\rangle$;
- поперечно-ізотропна симетрія (∞ /mmm), якщо виконується умова $\langle\mu_{11}\rangle \neq \langle\mu_{22}\rangle = \langle\mu_{33}\rangle$; або $\langle\mu_{11}\rangle = \langle\mu_{22}\rangle \neq \langle\mu_{33}\rangle$; або $\langle\mu_{11}\rangle \neq \langle\mu_{33}\rangle = \langle\mu_{22}\rangle$;
- ромбічна симетрія (mmm), якщо виконується умова $\langle\mu_{11}\rangle \neq \langle\mu_{22}\rangle \neq \langle\mu_{33}\rangle$.

Обчислення врівноважених швидкостей об'ємних пружних хвиль, значень акустичного тензора в робочій системі координат, власних значень і їхніх довірчих границь та їхніх власних напрямків детермінованої складової акустичного тензора досліджених зразків порід, початкових наближень для пружних постійних здійснено на основі результатів експериментальних вимірювань фазових швидкостей квазіповздовжньої, "швидкої" і "повільної" квазіпоперечних хвиль та густини порід. За результатами розрахунків власних значень акустичного тензора розраховано параметри акустичної лінійності L_a і сланцюватості S_a та визначено тип симетрії текстури акустичного тензора.

Розрахунок пружних постійних метаморфічних порід Криворіжжя було проведено з використанням програми "Uprv16". У ній у якості вихідних даних використано файли врівноважених швидкостей квазіповздовжньої і квазіпоперечних хвиль, акустичних констант і початкових наближень пружних постійних, які було розраховано за програмою "Akust10". За результатами обчислень для кожного зразку було сформовано матрицю пружних постійних з урахуванням флуктуаційної складової та здійснено перевірку гіпотези значимості відхилення пружних постійних від нуля.

За результатами проведеного аналізу параметрів акустичної анізотропії основних типів метаморфічних сланців, що представляють Криворізьку надглибоку свердловину, встановлено що величина коефіцієнту анізотропії змінюється від 1,78 до 25,1 %, складаючи в середньому 12,54 %. Сланці, в основному, представлені тектонофаціями VII – X, іноді тектонофацією VI;

Співставлення власних значень з урахуванням їхніх довірчих меж дозволяє стверджувати, що симетрія акустичного тензора досліджених зразків метаморфічних порід є не вище ромбічної ($\langle\mu_{11}\rangle \neq \langle\mu_{22}\rangle \neq \langle\mu_{33}\rangle$).

Це підтверджується і аналізом параметрів акустичного еліпсоїду: акустичної лінійності $L_a = \mu_0 / \mu_m$ і акустичної сланцюватості $S_a = \mu_0 / \mu_p$, які наведені на рис. 1. Приведений графік залежності $L_a = f(S_a)$ характеризує ступінь упорядкованості елементів текстури породи уздовж окремих напрямків (акустична лінійність) або розміщення на площині (акустична сланцюватість).

Встановлено, що для метаморфізованих сланців Криворізької надглибокої свердловини більш характерні сланцюваті (планальні) текстури, які складають майже 60 % досліджених зразків (рис. 1). Сланцювато-лінійний і лінійний мотиви текстури присутні приблизно у рівних частинах. Виділено два зразки, які можна апроксимувати поперечно-ізотропною симетрією, інші зразки характеризуються ромбічною симетрією текстур акустичного тензора. Кристалічні сланці з сланцюватими текстурами характеризуються порівняно більш високими значеннями інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії A_p , ніж сланці з лінійно-сланцюватим і лінійним мотивами.

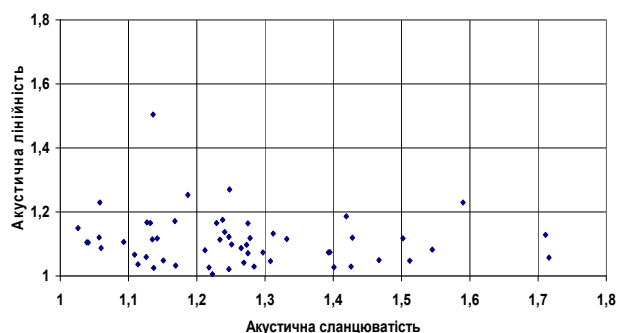


Рис. 1 Діаграма параметрів акустичного еліпсоїду текстур сланців КНГС

Проведений порівняльний аналіз параметрів акустичного еліпсоїду текстур основних різновидів сланців КНГС зі ступенем тектонічних перетворень (рівень тектонофацій). Він показав, що майже для 75 % з них характерна така закономірність: вищим балам тектонофацій (9-10 рівні) мезозони відповідають точки діаграми, що максимально наближені до осі S_p або розташовані поблизу неї; більш низьким балам тектонофацій (7-8 рівні) мезозони відповідають точки діаграми, що лежать поблизу прямої, що поділяє акустичні текстури на переважно лінійні або сланцюваті або вище від неї.

З метою оцінки пружної симетрії текстур та параметрів азимутальної пружної симетрії метаморфічних сланців КНГС з урівноважених значень фазових швидкостей ізонормальних хвиль (квазіповздовжньої і "швидкої" та "повільної" квазіпоперечних хвиль) було проведено обчислення регулярної складової $\langle C_{mn} \rangle$ ефективного тензора їх пружних постійних [1, 2].

Аналіз матриці ефективних пружних постійних показав, що пружна симетрія текстур порід – не вище ромбічної, а, в переважній більшості, триклінна, пружних текстур вищих порядків виявлено не було.

Для вичерпного дослідження закономірностей розповсюдження пружних хвиль в метаморфічних сланцях КНГС був проведений аналіз параметрів пружної анізотропії зразків [1, 2].

Азимутальну залежність параметрів анізотропії для зразків досліджених метаморфічних порід було досліджено у вигляді стереопроєкцій ізоліній їхніх значень (рис. 2).

Встановлено, що текстури цих зразків за співвідношенням власних значень акустичного тензора можна віднести до ромбічної системи.

При дослідженні вказаних поверхонь параметрів анізотропії встановлено:

- для швидкостей розповсюдження повздовжніх хвиль характерна їх зміна від 4,1 до 7,2 км/с залежно від хімічного і мінералогічного складу зразків сланців;

- для різниці фазових швидкостей поперечних хвиль характерна наявність декількох екстремумів, які відповідають напрямкам, в яких наявні ефекти акустичного двоприменезаломлення та поляризації (максимуми ΔV_s) та наявність двох акустичних осей, в оточенні яких спостерігаються сингулярності в поведінці векторів пружних зміщень поперечних мод (близько до нуля значення ΔV_s);

- для коефіцієнтів диференціальної анізотропії визначено напрямки з максимальними (до 30 %) та мінімальними (близько 0 %) значеннями, в яких анізотропія сягає відповідно найбільших значень та відсутня;

- для кута відхилення вектора пружних зміщень квазіповздовжньої хвилі від напрямку хвильової нормалі характерні напрямки екстремумів співпадають з напрямками екстремальних значень інших параметрів пружної анізотропії і відображають ізотропні і максимально анізотропні осі або лінії симетрії середовища.

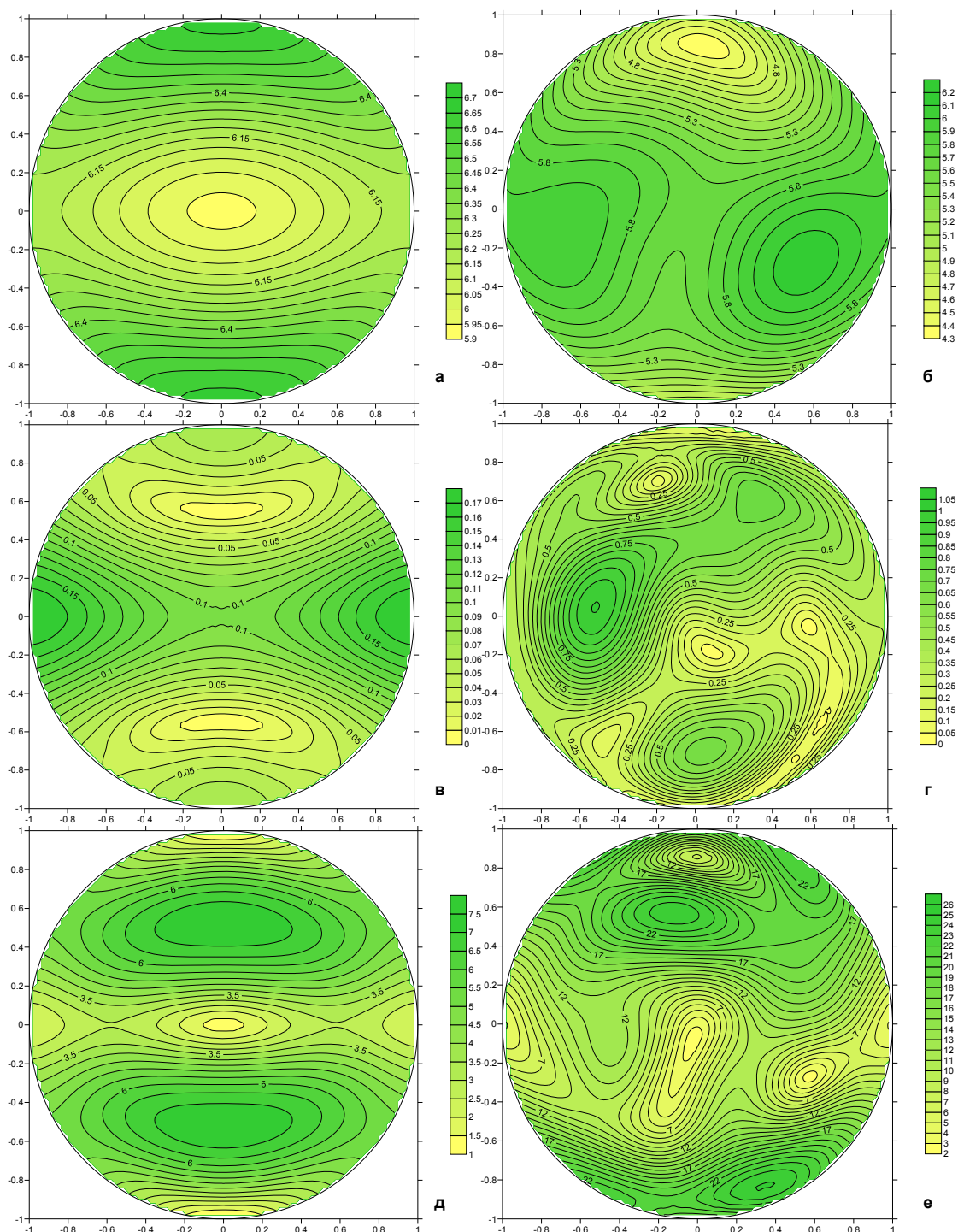


Рис. 2 Стереопроєкції вказівних поверхонь параметрів анізотропії для зразків сланцю біотит-амфіболового № 10013 (а, в, д) та сланцю кварц-біотитового № 10045:

а, б – азимутальної залежності фазової швидкості V_P , в, г – різниці квазіпоперечних швидкостей ΔV_S , д, е – диференціального коефіцієнта пружної анізотропії A_d

Висновки Отриманні експериментальні дані про пружну анізотропію зразків метаморфічних сланців Криворізької надглибокої свердловини дозволяють зробити певні висновки відносно пружної симетрії порід, які відібрані зі значних глибин. Текстури досліджених порід відносяться до класу планальних і аксиальних текстур моноклінальної, тетрагональної та ромбічної симетрій. В досліджених зразках метаморфічних сланців різних типів, які неодноразово зазнавали впливу тектонічних деформацій, пружна анізотропія викликана впорядкованіс-

тю мікротріщин і мінералів по формі та кристалографічною орієнтацією мінералів. Впорядкованість мікротріщин, яка викликана залишковими напруженнями, змінюється в межах зразків та відображає зміну локальних полів мікронапруг, які обумовлені будовою петроструктури.

1. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. – Новосибирск, 2000. 2. Продайвода Г.Т. Акустичний текстурний аналіз метаморфічних порід Криворіжжя: Монографія / Г.Т. Продайвода, С.А. Вижива, Д.А. Безродний, І.М. Безродна. – К., 2011.

Надійшла до редколегії 23.10.12

УДК 550.334

Д. Малицький, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.,
В. Ігнатишин, пров. інж., Ю. Коваль, асп.

ДЕФОРМОМЕТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ В ЗОНІ ОАШСЬКОГО РОЗЛОМУ ЗАКАРПАТТЯ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ РЕЖИМНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ НА РГС "ТРОСНИК", "КОРОЛЕВО" ТА "БЕРЕГОВО"

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

Стаття присвячена проведенню комплексним геодинамічним дослідженням на території Закарпаття в зоні Оашського розлому з використанням результатів деформографічних і комплексних геофізичних спостережень, виконаних на режимних геофізичних станціях та пунктах деформографічних спостережень, що дозволило спостерігати та вивчати сучасні геодинамічні процеси та зміни геофізичних параметрів в періоди сейсмічної активізації регіону, узагальнити та систематизувати банк даних деформометричних, метеорологічних, гідрогеологічних та моніторингових геофізичних досліджень, провести обробку і аналіз отриманої інформації.

The paper focuses on complex geodynamic investigations in the zone of Oash fault based on the results of strain-metering and other complex geophysical observations conducted at permanent geophysical observatories and points of strain-metering observations, which enabled to monitor and study recent geodynamic processes and changes of geophysical parameters during the periods of seismic activation in the region, to generalize and systematize the databases of strain-metering, meteorological, hydrological and other geophysical observations, and to conduct processing and analysis of the acquired information.

Вступ. Геофізичні спостереження на Закарпатті проводяться з середини 70-х років минулого століття на режимних геофізичних станціях. Важливе місце серед них займають режимна геофізична станція "Тросник" ім. Т.З. Вербицького та пункт деформометричних спостережень "Королево", які розміщені у Виноградівському районі (с. Тросник, смт. Королево). Під керівництвом канд. геол.-мінералог. наук Вербицького Тараса Зиновієвича, на режимних геофізичних станціях (РГС) "Тросник", "Берегове", "Нижнє-Селище", "Мукачеве", "Королево", "Брід", "Буштино", "Мужієве" організовано комплексні спостереження геофізичних параметрів: метеорологічних, гідрогеологічних, магнітного поля Землі, електромагнітної емісії. На даних пунктах встановлено цифрові сейсмічні станції DAS-05, вимірюється рівень води в річці Тиса, реєструється потужність експозиційної дози йонізуючого випромінювання. На РГС "Королево" ведуться деформаційні спостереження за допомогою горизонтального кварцового деформографа. Результати обробки даних безперервних спостережень націлені на вивчення геофізичних процесів у Закарпатті, так як для даного регіону характерна підвищена сейсмічна активність. Сейсмічні події, які відбулися 14 грудня 2010 р., 10 серпня 2011 р. у Берегівському (10.08.2011 р.) та 2 жовтня 2011 р. Міжгірському районах Закарпаття підтверджують необхідність подальшого вивчення будови земної кори та процесів, що проходять у ній.

Аналіз досліджень сучасного геодинамічного стану в Закарпатті. Морфоструктури Закарпатського внутрішнього прогину відносяться до підзони знакових високонтрастних вертикальних рухів земної кори, які проявлялися в неогені-четвертинному періоді. Для зони Закарпатського розлому та Солотвинської западини, зокрема зони Оашського розлому, характерні підвищені значення середніх градієнтів швидкостей неотектонічних рухів земної кори – понад 0.7×10^{-3} см/км/р. За даними вертикальних зміщень перманентних GPS станцій значення швидкостей знаходяться у межах від -2 до $+5$ мм/р, а градієнтів від -15 до $+30 \times 10^{-8}$ за рік [1]. Абсолютні значення швидкостей деформації збігаються з інтенсивністю деформаційних процесів, визначених в інших гірських регіонах Європи.

За основу геологічної будови Карпат взято геосейсмічну модель земної кори в межах від Хмельницької області до Берегового на Закарпатті, частини Угорщини. Українські дослідники вважають, що занурення в зону субдукції відбувалося з боку Паннонського масиву [2].

Важливе значення для розуміння геодинаміки Карпат має Закарпатський прогин, який почав формуватися

в палеогені в результаті колізії континентальної Євразійської плити з континентальною Паннонською мікроплитою на ложе останньої [1-4]. Зіткнення континентів привело до пологого занурення Євразійської плити під Паннонську мікроплиту. Відклади неогену Закарпатського прогину формувалися в умовах розтягнення з одночасним стисненням в орогенній області. Тут в палеогені – неогені проходила інтенсивна інтрузивна та ефузивна вулканічна діяльність. Післяорогенний магматизм яскраво виражений Вигорлат–Гутинським вулканічним пасмом, яке простягається від північно-східного схилу Закарпатського прогину (кордон зі Словаччиною) до м. Хуст, де простягання змінюється на меридіональне і продовжується на території Румунії. Пасмо складено андезито-базальтами, базальтами і кислими диференціатами. Ці вулканічні породи формувалися у пліоцені в умовах острівних дуг. Територія, де проводяться деформаційні спостереження, характеризується наявністю інтрузій, що пов'язано з синорогенним магматизмом.

Деформографічні спостереження в Закарпатті. Для вивчення геодинаміки східної зони Закарпатського внутрішнього прогину була створена деформографічна станція. Вона розмістилася в штольні пункту деформографічних спостережень "Королево". Штольня знаходиться на східному підніжжі Замкової гори в смт. Королево Виноградівського району Закарпатської області. Відстань до станції „Берегове-2” становить 37 км у напрямку південного сходу. Основною задачею для даних станцій є дослідження геодинамічних процесів, які відбуваються у зоні Оашського глибинного розлому, Вигорлат–Гутинського вулканічного пасма, яке утворилося в результаті інтенсивного орогенного вулканізму. Оашський глибинний розлом утворився в неоген-четвертинний час. РГС "Королево" змонтовано в 1999 р. База приладу становить 24.5 м, азимут – 80° , оптичний важіль дорівнює 1635 мм. Підсилення приладу становить 5.63 нстр (нанострейн) на 1 мм фотозапису деформографа. Реєстрація ведеться на фотопapіp. Паралельно ведеться запис температури приміщення штольні та атмосферного тиску. За період із 1999 р по 2001 р на РГС "Королево" зареєстровано розширення гірської породи. Підраховано, що за період близько 700 діб гірські породи зазнали розширення на величину $+140 \times 10^{-7}$ м впродовж року. Швидкість деформації за даний період є постійною і дорівнює 70×10^{-7} м/р. Значення деформацій зростає, так як область Вигорлат–Гутинського пасма на даний час є однією із найбільш тектонічно-активних в Паннонському басейні.

Підрахунок вікового ходу деформацій за 2011 р. дає підстави вважати, що в зоні Оашського розлому продовжується розширення порід. Швидкість розширення становить $15.032 \cdot 10^{-7}$ м/р. Варіація температури в шtolьні становить 2°C . Місячний аналіз деформацій і прив'язка їх до місцевих землетрусів приводить до висновку, що Берегівський землетрус 10.08.2011 р. і Міжгірський землетрус 02.10.2011 р. відбулися при стисненні і інтенсивному розширенні гірських порід відповідно.

Характеристика рухів земної кори на РГС "Королево" за період спостережень 1999–2012 рр. У табл. 1 показано вікові ходи деформацій за період з 1999 р по 2012 р.

Таблиця 1

Вікові ходи деформацій за період із 1999 р. по 2012 р.

Рік	Віковий хід $\cdot 10^{-7}$ м	Рік	Віковий хід $\cdot 10^{-7}$ м
1999	13,46	2006	5,15
2000	25,4	2007	15
2001	30,51	2008	21,53
2002	-12,66	2009	6,05
2003	3,8	2010	19,47
2004	6,5	2011	15,03
2005	31,8	2012	-16,27

Перші чотири місяці деформаційних спостереження показують, що відбувається стиск гірських порід із швидкістю $-16.27 \cdot 10^{-7}$ м/р. Як видно із рис. 1, дана величина є більшою за аналогічний період вимірювання минулих років. Графіки на представленому рисунку показують, що огинаючий тренд має нахил до спаду і ймовірно віковий хід на пункті спостережень матиме меншу амплітуду коливань. Віковий хід деформаційних процесів за весь період спостережень становить $+165.69 \cdot 10^{-7}$ м. Таким чином, середьорічний віковий хід становить $+12.74 \cdot 10^{-7}$ м. Ця величина знаходиться в інтервалі вікових рухів у регіоні і дорівнює $10\text{--}30 \cdot 10^{-7}$ м. На рис. 2 наведено графік деформацій за весь період спостережень з 1999 р. по 2012 р.

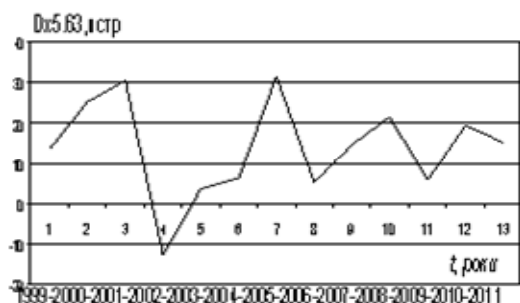


Рис. 1. Графік залежності величини вікового ходу деформацій на РГС "Королево" за період 1999-2011 рр

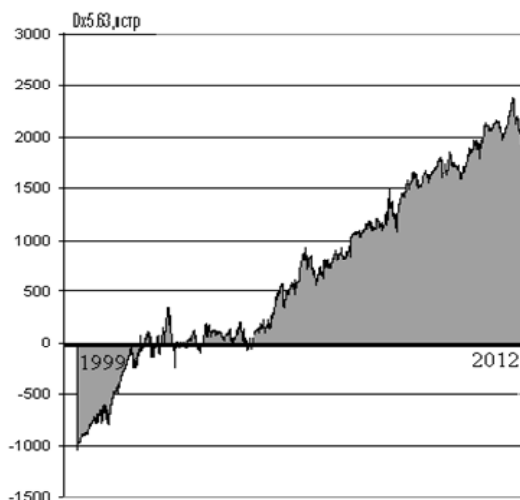


Рис. 2. Деформаційні процеси зареєстровані на РГС "Королево" за період 1999–2012 рр.

Комплексний аналіз геодинамічних спостережень на РГС "Тросник" та "Королево". Відомо, що опади викликають варіації таких фізичних параметрів: рівня води в свердловинах (водонасиченість ґрунту) та рівня води в річках. Вивчення коливання рівня води в річці Тиса, яка протікає біля РГС "Тросник" показало, що підняття води (збільшення маси протікаючої рідини) викликає локальні збурення на деформограмах. Тривалість таких збурень є в межах однієї або двох діб. Зміни температури повітря в регіоні корелюються із локальними деформаціями земної кори.

• На рис. 3 наведено графік параметрів досліджуваних геофізичних полів у досліджуваному регіоні Закарпаття, який пояснює взаємозв'язок таких геофізичних параметрів: деформацій земної кори, добових деформацій, рівня води у двох свердловинах (глибиною 530 м і 8 м відповідно), величин опадів, варіації середньодобових значень температури повітря, зміну атмосферного тиску, рівня води в річці Тиса, середньодобові величини електромагнітної емісії та середньодобових значень потужності експозиційної дози іонізуючого випромінювання.

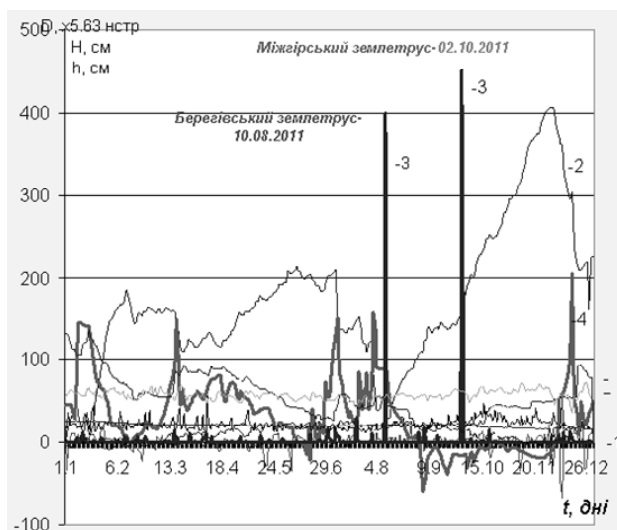


Рис. 3. Комплексний аналіз деформаційних, метеорологічних та гідрологічних параметрів, зареєстрованих на РГС "Тросик" та "Королево" у 2011 р:
1 – добові деформації; 2 – зміщення точки спостережень;
3 – місцеві землетруси; 4 – рівень води в річці Тисі;
5 – рівень води в свердловині на РГС "Тросник"

За аналізом параметрів на рис. 3 зроблено такі висновки:

- характер руху земної кори на РГС „Королево” має тенденцію до розширення порід;
- метеорологічні параметри, зокрема температура повітря на віковий хід деформографа суттєвого впливу немає, в той же час спостережено їх помітний вплив на короткоперіодні деформації: добові, місячні півмісячні, сезонні;
- дослідження показали, що середньорічна температура на РГС "Королево" має період 5-6 років і характеризується тенденцією до спаду. Можна вважати, що температурний режим має безпосередній зв'язок із геодинамічними процесами всередині Землі, земної кори, гідросфери та атмосфери;
- атмосферний тиск не має впливу на деформації річного циклу, але, подібно до температури, спостережено його вплив на короткоперіодні деформації;
- відмічено очевидний вплив опадів, які викликають підняття води в свердловинах і в р. Тиса;
- рівень води в свердловинах коливається відповідно до процесів деформації, рівень води в глибокій свердловині корелюється із віковим ходом деформації в регіоні;
- величина опадів за 2011 р є незначною (близько 380 мм), що впливає на протікання геодинамічних процесів у досліджуваному регіоні. Це пояснюється тим, що опади мають стримуючий вплив на рухи земної кори і викликають спочатку розширення, а потім стиснення порід. Отже, проходить процес розширення порід, який становить 15×10^{-7} м.

УДК 551.31+634.2

К. Бондар, канд. геол. наук

ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ПРИ ДОСЛІДЖЕННІ ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКІВ МІЖ ПРИРОДНИМИ ТА ІСТОРИЧНИМИ ПРОЦЕСАМИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, ст. наук. співроб. М.І. Орлюком)

Проаналізовано інформативність польових і лабораторних геофізичних методів при вивченні змін природного середовища та еволюції просторових структур археологічних пам'яток. Оглянуті шляхи пошуку загальних закономірностей та взаємозв'язків між природними та історичними процесами. Запропонований оптимальний геофізичний комплекс, який пропонується впровадити для вивчення перетворень просторових археологічних структур та палеокліматичних режимів в окремих мікрорегіонах.

This paper analyzes informativity of field and laboratory geophysical methods in the study of environmental change and evolution of spatial structures of archaeological monuments. The ways to find common patterns and interrelation links between the natural and historical processes are explored. The optimum geophysical complex, which is offered to study spatial transformation of archaeological structures and palaeoclimatic regimes in selected microregions is proposed.

Вступ. Археологія вивчає і пояснює культурну еволюцію людства на протязі довготривалих періодів часу у значній мірі спираючись на дані спеціальних досліджень методами природничих наук. Одною з ключових причин трансформацій культури виступає мінливість природного середовища. Різні культури адаптуються до довкілля за допомогою технологій, тому моделі технологічних підсистем дозволяють археологам отримувати порівняно повну картину культурної системи як такої.

У рамках системно-екологічного підходу людські культури розглядаються як складні агломерати таких компонентів, як технології, стратегії існування, соціальна організація, які взаємодіють між собою і з більш глобальними системами оточуючого середовища, частиною яких вони є [7;11].

При з'ясуванні просторових відносин археологи визначають яким чином залишки матеріальної культури групуються в рамках певного ландшафту і відображають взаємодію з довкіллям, що постійно змінюється. Просторовий контекст є важливим для наукової археології.

Висновки. Аналіз деформографічних спостережень на РГС "Берегово" показує, що швидкості горизонтальних деформацій земної кори є різними для досліджуваних регіонів. Інтенсивне стиснення проходить у напрямку, близькому до широтного, а слабе розширення – у напрямку близькому до меридіонального.

У Східній частині Закарпатського прогину поблизу Оашського розлому на РГС "Королево" зафіксовано розширення порід в широтному напрямку. Все це відповідає геологічним та геодезичним даним про розкриття Закарпатського внутрішнього прогину. Характер швидкостей вікового ходу за 13 років спостережень є незмінним (розширення порід в широтному напрямку). Порівняння часу виникнення землетрусу із варіаціями коливань земної кори показало, що частота протікання землетрусів не залежить від характеру кривої деформацій.

У 2011 р опади суттєво впливали на розрядку напружено-деформованого стану порід, що можна трактувати як спусковий механізм до розрядки напружень в земній корі.

1. Вербицкий Т., Игнатишин В., Латынина Л., Юркевич Н. Сучасні деформації земної кори Берегівської горстової зони // Геодинаміка. – 1998. – № 1. – С. 118-120.
2. Гофштейн І.Д., Сомов В.І., Кузнецова В.Г. Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах. – К., 1971.
3. Латынина Л.А., Вербицкий Т.З., Игнатишин В.В. О деформационных процессах в Северо-Восточной части Карпато-Балканского региона // Физика Земли. – 1995. – № 4. – С. 3-16.
4. Латынина Л.А., Милуков В.К., Васильев И.М. Сильнейшие землетрясения и глобальные тектонические процессы // Наука и технология России. – 2005. – № 1-2. – С. 4-6.

Надійшла до редколегії 01.11.12

Постановка завдання. До порівняно молодих змін природного середовища відноситься не лише кліматична мінливість і пов'язані з нею процеси (зміни рослинного покриву, зволоженості, температурного режиму тощо), а й процеси, що призводять до змін рельєфу (формування річкових заплав і розвиток молодих терас, зсувні явища на схилах і обвальні в гірських районах, карстові процеси, ерозійні явища тощо).

Носіями палеокліматичних записів виступають, насамперед, ґрунти і відклади, які містять ґрунтовий матеріал, наприклад, відклади привідних залів печер. Для дослідження рельєфоутворюючих процесів і еволюції ландшафтів в цілому, першочергове значення мають потужності окремих шарів відкладів верхньої частини геологічного розрізу.

Відповідно, дослідження кліматичних змін у середньому і пізньому голоцені в основному зводяться до вивчення палеопедологічних та геофізичних властивостей зразків ґрунтів. Динаміку ландшафоутворюючих процесів доцільно вивчати методами польової геофізики.

У традиційних суспільствах принципи організації простору з властивими йому фізичними характеристиками завжди відображали міфопоетичні уявлення про навколишній світ і саму людину і, тим самим, були так званими культурними ознаками. Цим пояснюється існування різних способів освоєння простору, що існують у різних народів у різні часи. По-різному освоєний і організований простір в різні історичні епохи дозволяє розглядати не тільки етапи заселення того чи іншого регіону, але також отримувати дані щодо соціо-економічного та духовного розвитку суспільства [2, с. 49].

Геофізика у складі археологічних вишукувань допомагає зафіксувати розподіл археологічних пам'яток на ландшафті. Про структуру і межі археологічної пам'ятки достовірно можна судити по локалізації геофізичних аномалій безпосередньо пов'язаних з археологічними об'єктами. Рівень структурованості давніх поселень у певний період їх існування, розвиненість ремісничих комплексів, межі території, охопленої господарською діяльністю успішно визначається методами геофізичного картування.

На базі сучасних геоінформаційних систем можливо проводити спільну обробку просторової інформації методами багатofакторного аналізу, досліджуючи приховані природно-соціальні зв'язки.

Отже, використовуючи сучасні геофізичні та геоінформаційні технології існує *принципова можливість встановити емпіричні залежності між природними змінами довкілля та трансформаціями археологічних культур*.

Грунти як носії палеокліматичної інформації і їх магнітні властивості. При вивченні кліматичної мінливості важливо знайти об'єкти спостережень, параметри, які виступили би надійними індикаторами кліматичної мінливості. Вони мають задовольняти певним обов'язковим вимогам: їх зручно вимірювати, вони достатньо чутливі і, одночасно, відображають крупномасштабні зміни.

Грунт з гетерогенним середовищем, властивості якого можуть суттєво змінюватись під впливом різних факторів як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямку. По мірі віддалення від поверхні у профілі ґрунтів зменшується кількість органічної речовини і біологічна активність, змінюється склад ґрунтової мікрофлори [2]. Неоднорідність властивостей ґрунтів, яка визначається мікрорельєфом, в першу чергу впливає на характер горизонтального переносу вологи разом з розчиненими у ній елементами або твердими частинками. Це, у свою чергу, може відбиватись на педогенетичних градієнтах, продуктивності рослинного покриву, кількості органічної речовини, що потрапляє до ґрунту, й інших біофілних елементів, призводячи до зміни активності біологічних процесів і фізико-хімічних властивостей ґрунту [6].

Зміни природних умов голоцену зумовили розвиток полігенетичних ґрунтових профілів. Інформативними є ґрунти з синседиментним типом ґрунтоутворення. Елювіально-ілювіальний процес призводить до більш глибокого перетворення підстилаючих шарів, при цьому ілювіальний шар зазвичай є постседиментним. Чорноземні і дернові ґрунти "ростуть" вниз значно повільніше і, як правило, є синседиментними утвореннями. Виявити син- або постседиментний характер ґрунтоутворення допомагає зіставлення даних про ґенезу ґрунтових шарів і тип спор-пилкових спектрів, що в них містяться [1, с. 6].

Характер ґрунтоутворення регулює кількість і мінеральний склад ґрунтового заліза, значна частина якого міститься у вигляді магнітних мінералів. Ґрунтоутворення з точки зору магнітної мінералогії сприяє швидкому накопиченню дрібнозернистого магнетиту і магеміту –

мінералів, які обумовлюють підвищення магнітної сприйнятливості й інших магнітних параметрів [8].

Серед магнітних параметрів для вивчення місцевих кліматичних змін у минулому особливе значення має магнітна сприйнятливість, також досліджуються ідеальна та нормальна залишкова намагніченість, коерцитивні спектри та частотна залежність магнітної сприйнятливості. Діагностика магніто-мінералогічного складу термоманітними методами дає необхідну інформацію для оцінки типу палеоґрунту з актуалістичних позицій, тобто шляхом зіставлення даних з результатами вивчення сучасних ґрунтів. Також користуючись магніостратиграфічною колонкою на основі відомостей про магнітні властивості ґрунтів голоценового віку і сучасної вологості існує можливість визначення вологості в минулому [8].

Складні умови існування ґрунтів знайшли відображення у магнітних властивостях, які, без сумніву, є індикаторами фізико-хімічних і біохімічних процесів у ґрунті. На сьогодні магнітні дані є єдиним надійним інструментом кількісної палеокліматології похованих ґрунтів. Вони дозволяють не тільки виділити аридні й гумідні кліматичні періоди, а й оцінювати ступінь розвиненості ґрунтоутворення процесу і перетворення органічної фракції ґрунту після його поховання. Нижче наведені основні магнітні параметри ґрунтів, які кількісно характеризують кліматичні режими [8]:

- χ , χ_{if} – низькочастотна магнітна сприйнятливість, характеризує валовий вміст магнітних мінералів;
- χ_{fd} – частотна залежність магнітної сприйнятливості, залежить від вмісту суперпарамагнетиків, характеризує рівень педогенезису;
- χ_{ARM} – показник відносного вмісту однодомного магнетиту;
- $S = IRM_{100} / SIRM$ – відношення, яке характеризує магнітну жорсткість речовини. Часто використовується для оцінки ролі антиферромагнетика ("магнітожорсткого" гематиту) порівняно з ферромагнетиком ("магнітом'яким" магнетитом);
- $SIRM/\chi_{if}$ та $ARM/SIRM$ – показники гранулометричного складу магнетиту. Відношення $SIRM/\chi_{if}$ також використовується для визначення вмісту сульфідів заліза – грейгіту;
- M_{rs}/M_s , B_c/B_c – показники магнітної жорсткості речовини.

Встановлені закономірності формування магнітних властивостей ґрунтів успішно застосовуються для відтворення кліматичних режимів минулого. У цьому зв'язку на особливу увагу заслуговують ґрунти, однооментно поховані людиною під різного роду давніми насипами – курганами, валами тощо.

Слід зазначити, що навіть за короткі періоди часу можуть відбуватися значні зміни магнітних властивостей, записи яких зберігаються у відповідних археологічних об'єктах. Як видно з рис. 1, зростання магнітної сприйнятливості внаслідок утворення магнітних мінералів супроводжує процес ґрунтоутворення і може розглядатися як його кількісна характеристика.

Польові геофізичні методи при вивченні еволюції ландшафтів. Перетворення ландшафтів на протязі голоцену доцільно вивчати приповерхневими малоглибинними геофізичними методами, при постановці яких виникають деякі специфічні складнощі. Одною з них є висока мінливість температурного і вологісного режимів ґрунтів. Ці умови можуть суттєво впливати на геофізичні параметри, змінюючи їх значення протягом декількох днів або навіть годин. Крім того, фізичні властивості ґрунтів часто демонструють істотну мінливість по вертикалі ґрунтового профілю і по латералі в межах генетичних ґрунтових горизонтів.

Дослідження зазвичай проводяться методами опору та радіолокаційним методом високочастотного зондування (георадар).

Геофізичні методи при археологічних дослідженнях. Традиційно, геофізичні методи поділяються на дві основні групи пасивних та активних методів. Методи першої групи ґрунтуються на вимірюваннях амплітуд постійних збурень гравітаційних, магнітних і електричних полів, викликаних фізичними особливостями похованих об'єктів. У методах другої групи, застосовуються засоби штучного сейсмічного, електричного і електромагнітного (індуктивного та імпульсного) збудження сигналу з подальшою реєстрацією відгуку, який несе інформацію про підземні неоднорідності [5].

У категорії пасивних методів найбільш вживаними є методи магнітної розвідки [10]. *Магнітна розвідка* здійснюється шляхом вимірювання сумарного геомагнітного поля та його компонентів за допомогою високочутливої апаратури. Джерелами магнітних аномалій мо-

жуть виступати будь-які тіла, намагніченість яких відрізняється від намагніченості вміщуючої матриці. На цьому принципі ґрунтується магнітометричне картування археологічних пам'яток, адже поховані археологічні об'єкти – житла, горни, поховання тощо – і окремі артефакти викликають збурення геомагнітного поля різної інтенсивності. На магнітних картах чітко виділяються споруди, зроблені з обпаленої глини, ґрунту, лесу. Це печі, горни, вогнища, керамічні вимостки різного призначення тощо. Підчас обпалення або внаслідок пожежі глинисті мінерали розпадаються з утворенням сильно магнітних оксидів заліза і об'єкт набуває сильної термозалишкової намагніченості. Чутливість сучасної апаратури дозволяє впевнено реєструвати і менш контрастні аномалії, забезпечуючи високу роздільну здатність методу щодо структури культурного шару пам'яток. Магнітна розвідка – найбільш розповсюджений і найефективніший метод археологічного пошуку.

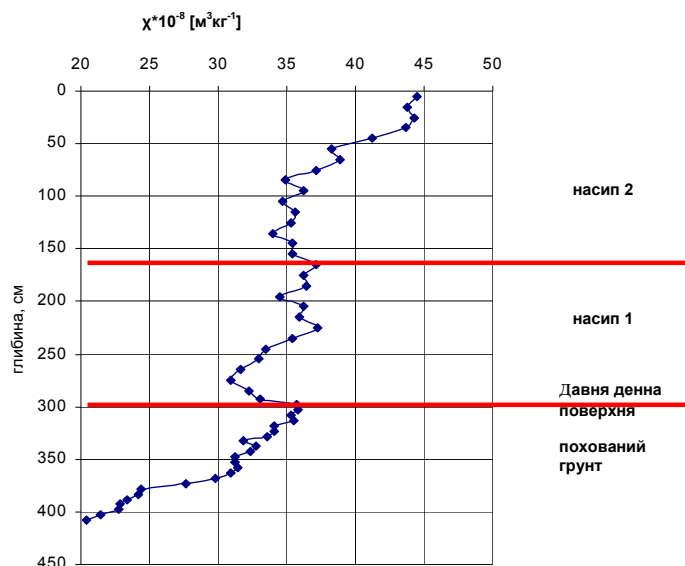


Рис. 1. Розподіл магнітної сприйнятливості по глибині багатшарового насипу кургану Лядвіга (Київська обл.). Насип 1 датується добою бронзи (кінець 3 – перша половина 2 тис. р. до н.е.), насип 2 – добою раннього заліза 800-550 cal. BC. Голоценове ґрунтоутворення супроводжується підвищенням магнітної сприйнятливості у верхньому шарі відносно субстрату (материнської породи або матеріалу насипу) на $10 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$ [4]

Інші пасивні геофізичні методи, які знайшли своє застосування в археології – *гравірозвідка, метод потенціалів власної поляризації* не є широко вживаними, але вони можуть виявитись дуже корисним для масштабною розвідки давніх поселень, а також при деяких спеціальних дослідженнях.

Серед активних методів найбільш інформативними для археології є метод електричного опору на постійному струмі та георадарні дослідження.

Методи постійного струму або гальванічні методи використовуються в археології з 1950-х років [5]. Найбільш широко вживаним є електричне профілювання установками Веннера або петля-петля або диполь-диполь. Методи постійного струму в основному корисні при виявленні значних змін пористості ґрунтів, які вміщують поховані кам'яні структури. Гальванічні методи чутливо реагують на будь-які локальні зміни опору/провідності ґрунту, викликані діяльністю людини. Це досить повільна, але дешева технологія. Сучасне обладнання для вимірювання електричної провідності дозволяє пришвидшити отримання корисної археологічної інформації.

Розвиток технології гальванічних методів відбувається по шляху створення багатеелектродних установок і

автоматизації процесу вимірювань, що дозволяє робити велику кількість вимірів за короткий час. Крім того, з появою швидкісних комп'ютерів почали розвиватися автоматизовані системи інтерпретації, які розв'язують обернену задачу електророзвідки підбираючи розподіл опору шарів на підставі експериментальних вимірювань позірного опору. В літературних джерелах представлені кілька алгоритмів інверсії даних ERT (томографії електричного опору) для двовимірного випадку.

Георадарні дослідження (GPR) або радіолокаційне високочастотне зондування характеризується високою роздільною здатністю щодо дрібних об'єктів з розмірами від перших сантиметрів, глибина залягання яких не перевищує десяти метрів. Глибинність зменшується до перших метрів у провідних середовищах, таких як глини і ґрунти, просякнуті солоною або забруднені поровою вологою.

Георадар посилає в землю сигнали, які відбиваються від границь тіл з різними електричними властивостями. Часові розрізи відбитих електромагнітних хвиль дозволяють оцінити глибину об'єктів. Метод GPR може бути досить швидким при постановці в польових умовах, але ані устаткування, ані інтерпретація радарограм не є простими.

Роздільна здатність системи покращується на більш високих частотах, при умові, що відношення ширини смуги пропускання до медіанної частоти залишається однаковим. Це одна з причин чому георадари пристосовані до роботи на різних діапазонах частот. Повинна виконуватись умова відповідності між робочим діапазоном і роздільною здатністю GPR-системи. Затухання зменшується зі зменшенням частоти у вологих геологічних середовищах. Роздільна здатність зростає на високих частотних діапазонах, а це, як правило вимагає, щоб медіанна частота радара була збільшена.

Основним обмеженням метода GPR є те, що він не може нормально проникати нижче глинистого горизонту. Часто при використанні неправильних антен важливі особливості розрізу не чітко виділяються або втрачаються повністю. Це відбувається через погану роздільну здатність або надмірне затухання сигналу в околі шуканого об'єкту. Нині проводяться дослідження з пристосування технологій обробки й інтерпретації сейсмічних сигналів для обробки георадарних даних.

В останні десять років спостерігається значний прогрес в області обробки і візуалізації георадарних даних, збільшилась інформативність цього методу археолого-геофізичної розвідки.

Сейсмічні методи ґрунтуються на різниці пружних властивостей природних і археологічних ґрунтів. Зокрема, для виявлення порожнеч в однорідному гірському масиві або в стародавніх кам'яних будівлях використовується метод відбитих хвиль [10]. У ході вимірювань відбувається переважно реєстрація відбиття сейсмічних хвиль, генерованих імпульсними або віброджерелами від границь археологічних об'єктів та горизонтальних границь і неоднорідностей культурних шарів. Методи заломлених хвиль не знайшли широкого застосування в археології, адже інтерпретація значно ускладнюється і навіть унеможливується при наявності шарів з пониженими швидкостями, наприклад, культурних археологічних шарів, або локальних об'єктів, таких як місця поховань, кам'яні стіни й фундаменти.

Електромагнітні методи – група, яка відома ще під назвою "індукційні методи". В методах цієї групи передавальна котушка посиляє первинний сигнал в землю викликаючи вторинний сигнал, відгук. Вторинний сигнал сприймається приймачою котушкою. Об'єкти і ґрунти, які проводять електричний струм або намагнічуються, здатні змінювати характер вторинного сигналу.

Метод викликаної поляризації (ВП), вперше був пристосований для вирішення археологічних задач у 1960-х роках. За допомогою цього методу успішно виявляють культурні шари збагачені глиною або піритом внаслідок людської діяльності. Обмежений досвід використання свідчить про те, що в деяких випадках метод ВП може виявитись більш інформативним ніж методи постійного струму. Метод ґрунтується на реєстрації процесів затухання параметрів штучного неусталеного поля в часі за допомогою електродів, що не поляризуються, використання яких значно уповільнює польові роботи. Метод рідко використовується через те, що потребує багато часу, і для його постановки необхідне дороге складне обладнання. Його застосування може бути виправдане тільки для деяких спеціалізованих досліджень.

Принципи комплексування геофізичних методів досліджень археологічних пам'яток.

Основною метою приповерхневих геофізичних досліджень є побудова якомога більш повної тривимірної моделі підземних об'єктів. При археологічних дослідженнях доцільним є комплексування різних неруйнівних методів, особливо якщо вони працюють з надвисокою роздільною здатністю в режимі 3-D томографії. Ме-

тодичні комплекси потрібно розробляти і застосовувати згідно з принципом потенційної кореляції між усіма методами, які продемонстрували найвищу ефективність при вивченні неоднорідних середовищ.

Крім того, оптимальний комплекс має включати як методи геофізичного картування, наприклад, магніторозвідку, електричне профілювання, георадар, так і методи дослідження вертикальної структури приповерхневої частини розрізу – томографію електричного опору, георадар тощо.

Спільний аналіз інформації засобами ГІС. Дані спостережень зазвичай засвоюються у вигляді локальних точкових вимірювань і, значно рідше у вигляді полів просторових і часових змін. Адекватна екстраполяція можлива на базі сучасних геоінформаційних систем, у яких можливе врахування низки факторів. Тому важливим етапом сучасного розвитку стало впровадження теорії і практики мультидисциплінарних досліджень географічних інформаційних систем (ГІС) [12].

За їх допомогою можливе об'єднання кількох джерел інформації про пам'ятку – це можуть бути не тільки археологічні і топографічні дані, а й геоморфологічна, ландшафтна та геофізична інформація. Вони стають складовими багатогранного мультидисциплінарного пізнавального процесу, у якому в основному робиться акцент на вивчення просторового розподілу накопиченого матеріалу у тісному взаємозв'язку з оточуючим середовищем і людьми, що у ньому існували.

В останні десятиліття у Світі багатьма академічними і пам'яткоохоронними організаціями реалізуються комплексні мультидисциплінарні проекти пошуків, моніторингу і збереження археологічної спадщини регіонів. В рамках таких проектів можливо зібрати достатню кількість даних для проведення реконструкцій і пошуків взаємозв'язків між змінами палеоекологічних ситуацій і соціокультурною еволюцією доісторичних суспільств.

Реконструкцію соціальної організації та господарчих стратегій доісторичного життя в межах археологічного регіону можливо провести на прикладі серії пам'яток. Такий підхід сприятиме формуванню нових уявлень про історичний процес як явище, кероване імпульсами природного середовища в усьому його багатому різноманітті. Спробу прослідкувати зв'язки між природними й соціальними процесами на прикладі конкретних груп археологічних пам'яток епох, які хронологічно наслідують одна одну, слід розцінювати як надзвичайно важливий крок до пізнання наукової істини.

Висновки. Розглянуті можливості сучасних методів геофізичних досліджень при вирішенні проблемних питань палеоекології та археології.

Обґрунтована принципова можливість створення комплексних моделей розвитку і змін адаптивних стратегій археологічних культур у співставленні із палеогеографічною динамікою регіонів на підставі даних геофізичних досліджень.

Застосування геофізичних і геоінформаційних методів створює надійне емпіричне підґрунтя для дискусії про взаємовідносини природи і суспільства, наповнену численними свідченнями про природні умови давніх епох.

1. Герасименко Н.П. Природная среда обитания человека на Юго-Востоке Украины в позднеледниковье и голоцене (по материалам палеогеографического изучения археологических памятников) // Археологический альманах. – 1997. – № 6. – С. 3-64. 2. Дараган М.Н. Начало раннего железного века в Днепровской Правобережной Лесостепи. – К., 2011. 3. Девятова Т.А., Щербаков А.П. Биологическая активность черномозгов центра русской равнины // Почвоведение. – 2006. – № 4. – С. 502-508. 4. Лысенко С.Д., Матвишину Ж.Н., Пархоменко А.Г., Бондарь К.М. Могила Лядвига – "царский" курган времени скифской архайки на Фастовщине (по результатам исследований 2005-2006 гг.) // Археологические памятники Фастовщины: Материалы та дослідження: До 75-річчя Надії Михайлівни Кравченко. – К.-Фастів, 2010. – № 26-27. – С. 65-90.

5. Aitken M.J. Physics and Archaeology. – Oxford, 1974. 6. Allison V.J., Yermakov Z., Miller R.M., Jastrow J.D., Matamala R. Using landscape and depth gradients to decouple the impact of correlated environmental variables on soil microbial community composition // Soil Biology and Biochemistry. – 2007. – V. 39. – P. 505-516. 7. Clarke D.L. Analytical Archaeology. – London, 1968. 8. Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics // International Geophysics series. – 2003. – V. 86. 9. Maher B., Thompson R. Quaternary

Climates, Environments and Magnetism. – Cambridge, 1999. 10. Seeing the unseen. Geophysics and Landscape Archaeology / Eds. S. Campana, S. Piro. – London, 2009. 11. Watson P.J., Le Blank S.A., Redman C.L. Archaeological Explanation: The Scientific Method in Archaeology. – New York, 1984. 12. Wheatley D., Gillings M. Spatial Technology and Archaeology: The archaeological applications of GIS. – L.; N.-Y., 2001.

Надійшла до редколегії 24.07.12

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.411:553.21/24

М. Рузіна, д-р геол. наук,
В. Соболев, д-р техн. наук,
Н. Білан, канд. геол. наук

ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ВПЛИВУ ЕЛЕКТРОТЕРМІЧНИХ ПОЛІВ НА ПРОЦЕСИ ПЕРЕРОЗПОДІЛУ МІНЕРАЛЬНОЇ РЕЧОВИНИ ЗОЛОТОВМІЩУЮЧИХ МЕТАСОМАТИТІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.М. Гулієм)

Наведено результати досліджень з електротермічної обробки золотовміщуючих метасоматитів зон катаклазу і мілонізації. Встановлено появу видимої мінералізації срібла в межах окремих кварцових зерен і прояв процесу збірної кристалізації, що підтверджується проявом структурних ознак мікродеформацій порід. Отримані структурно-речовинні перетворення відбувалися лише за одночасної дії теплового і електричного полів.

The results of electro-thermal treatment of gold-bearing metasomatites from areas of cataclasm and mylonitization are given. Appearance of visible silver mineralization within the limits of separate quartz grains and process of assembly crystallization, which confirmed by structural signs of rock microstrains, is a result of electro-thermal treatment. The structural and substantial transformations took a place only at simultaneous influence of the thermal and electric fields.

Починаючи з другої половини двадцятого століття в геохімії, мінералогії, геології рудних і нерудних родовищ набули розвитку експериментальні дослідження, направлені на вивчення закономірностей природних фізико-хімічних процесів за участю електричних і магнітних полів слабких напруженостей [1-3,8]. Доведена провідна роль електрохімічних процесів під час формування зон окислення, відновлення самородних елементів, протікання окислювально-відновних реакцій в ендегенних процесах і т.п. [3]. Результати експериментальних досліджень свідчать про те, що за різних поєднань фізичних параметрів, які впливають на структурно-речовинні перетворення у гірських породах та мінералах, вплив електричних полів на метаморфічні і метасоматичні процеси виявляються вельми значними. Переконаливо доведено, що багато ефектів в області перетворення мінералогічних систем без участі електричних полів або виявляються слабо, або взагалі не спостерігаються і цей факт має принципове значення при дослідженнях фізичного механізму, здатного пояснити причини сильного впливу електричних полів [5]. За даними [7,8] одними з можливих джерел природних електричних полів є розломи земної кори. О. Воробйов [1] показав, що механічна енергія, яка накопичується в ході розвитку глибинного розлому, може переходити в електричну. Вважалося, що енергія природних електричних полів порівняно з тепловою і механічною настільки незначна, що нею можна нехтувати в дослідженнях процесів мінералоутворення.

Основна ідея експериментальних досліджень, наведених в даній роботі, полягала у вивченні одночасного впливу теплового і електричного (електротермічних) полів на процеси мінералоутворення і перерозподілу рудних компонентів в золотовміщуючих метасоматитах зон катаклазу і мілонізації, тобто у "тектонічно підготовленому середовищі".

Для експериментальних досліджень авторами були використані зразки тектонітів (катаклазитів, філонітів, мілонітів) і золотовміщуючих метасоматитів Конкської і Білозерської зеленокам'яних структур Середнього При-

дніпров'я, просторово пов'язаних з вузлами перетину глибинних розломів. Основні петрографічні різновиди зразків, що досліджувались, представлені карбонатними і вуглецевими метасоматитами, фрагментами кварцових прожилків і серицит-графітовими філонітами. Всі зразки, відібрані для досліджень, містили аномальні концентрації мінералізації благородних металів.

Серицит-графітові філоніти представлені тонкорозсланцюваними дислокаційно-метаморфічними породами (різновид тектонобластитів), а за складом мають схожість з філітоподібними сланцями, але відрізняються від останніх генетичною природою.

Вуглецеві метасоматити зустрінуті й описані М. Рузіною [4] в ході попередніх досліджень і є філітовидними сланцями, тектонічно переробленими до стану філонітів, які містять новоутворену графітоподібну речовину. Особливо характерною для даного типу метасоматитів є наявність субпаралельних мікротріщин кліважу, розвинених під кутом до ранньої шаруватості і сланцюватості порід. Цей кліважний малюнок настільки чіткий, що при макроскопічному вивченні філонітів може бути прийнятий за первинну шаруватість і лише мікроскопічне вивчення підтверджує розвиток новоутворених кліважних тріщин, залікованих графітоподібною речовиною під кутом до шаруватості. Наявність графіту підтверджена даними мінераграфічних досліджень, рентгенографічних визначень, які проведені в Національній металургійній академії України (м. Дніпропетровськ).

Кварцові прожилки використовувались для електротермічної обробки, оскільки кварц є найбільш характерним "крізним" мінералом гідротермально-метасоматичних формацій, стійким в широкому діапазоні температур.

Загальними критеріями відбору зразків для досліджень була відсутність видимої під мікроскопом мінералізації благородних металів, а також підтверджене за даними польових спостережень і мікроскопічних досліджень колорудне місце розташування цих зразків. При цьому наявність мінералізації в інтервалах відбору зразків була підтверджена іншими методами досліджень (спектрозотометрія ЦЛ КП "Південукргеологія", квантометричний

експрес-аналіз, виконаний Центром аналітико-технологічних досліджень Національного гірничого університету, м. Дніпропетровськ, та ін.). Крім того, використовувалися наступні структурно-мінералогічні критерії, які підтверджують метасоматичну природу зразків:

- наявність новоутворених мінеральних парагенезисів;
- прояв мікроструктурних ознак, що свідчать про дислокаційнометаморфічну природу зразків у вигляді мікротріщин кліважу, наявність стілолітових утворень, прояв структур типу "двійників тиску", сутурних швів, структур "снігової грудки" і т.п.;
- наявність реліктових, залишкових від заміщення мікроструктур, що дозволяють ідентифікувати вихідну породу.

Методика проведення експериментальних досліджень детально описана раніше в [6]. Слід зазначити, що дослідження проводилися на зразках, вирізаних з фрагментів гірських порід у вигляді паралелепіпедів з довгою стороною до 20 мм, короткою – 10 мм. Такий розмір вибирався з врахуванням можливостей установки для електротермічної обробки і основної вимоги, що пред'являється до зразків: під час вимірювання електропровідності мінералів і гірських порід – зразок повинен у декілька разів перевищувати розміри зерен, оскільки, інакше, він не може вважатися показним із-за переважаючої ролі окремих мінералів або їх випадкового поєднання, а також неоднорідності структури. Робочі поверхні зразків шліфувалися, а розбіжність в паралельності граней не перевищувала $\pm 0,1$ мм. Параметри обробки – напруга електричного струму не перевищувала 300 В, сила струму – $0,1 \div 0,3$ А, температура не перевищувала 500 °С.

Нижче наведені результати досліджень і мікрофотографії показових зразків, що відображають в цілому найбільш загальні закономірності, отримані в ході експериментальних досліджень.

Зразок 1. Зразок із зони контакту кварцового прожилка з метасоматично зміненим кварцовим сидеритолітом (кварц-сидероплезітова порода з домішками рудних мінералів). На відміну від попередніх досліджень [6, 9] авторами даної роботи були проаналізовані виключно зразки гідротермально-метасоматичного і гідротермально-секреційного походження, в т.ч. кварц-кальцит-

сидеритові метасоматити. Метасоматичні перетворення речовини сидеритоліта представлені новоутвореним кальцитом, що заміщує початковий породоутворюючий сидероплезит. Наявність двох генерацій карбонатів підтверджена результатами термічного аналізу. Мікроструктурні ознаки, які підтверджують прояв дислокаційно-метаморфічних перетворень досліджуваної породи наступні: наявність стілолітової окремості в зоні контакту кварц-сидеритолітових агрегатів (свідомство прояву однобічного тиску), сутурний шов, який позначає контакт мінеральних агрегатів двох порід, флексурний вигин агрегатів сидеритоліта на окремих ділянках аншлафа, трасований графітом і інші ознаки проявів крихких і пластичних деформацій порід. Даний зразок був вибраний для досліджень ще і у зв'язку з тим, що в його межах поєднуються мінеральні агрегати, які сформувалися як гідротермально-секреційним шляхом (кварцовий прожилок), так і метасоматичним – новоутворений кальцит по ранньому сидероплезиту. В межах зразка відмічено нерівномірний розподіл рудної мінералізації: найбільш збагачені рудними мінералами ділянки спостерігаються в межах кварцового сидеритоліта, на ділянці кварцового прожилка видима мінералізація практично не зустрінуто. Рудні мінерали представлені піротином, магнетитом і графітом. Сумарний вміст мінералізації благородних металів складає 356 мг/т. Проявів видимої мінералізації благородних металів не виявлено. Параметри електротермічної обробки: нагрів до 500 °С і одночасне пропускання струму силою до 0,25 А протягом 3 год.

У результаті обробки встановлені наступні структурно-речовинні перетворення:

- 1) поява мікротріщинуватості в межах агрегатів кварцового прожилка з проявом контурів одиничних зерен (рис. 1,а);
- 2) поява видимої мінералізації срібла в межах окремих кварцових зерен (рис. 1,а);
- 3) перерозподіл агрегатів піротину (раніше розосереджених в речовині сидеритоліта), а після електротермічної обробки сконцентрованих в приконтактовій зоні кварц-сидеритолітових агрегатів (рис. 1,б).

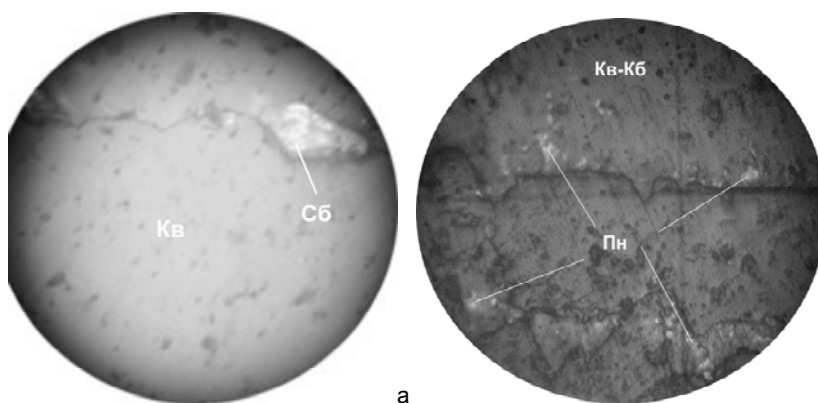


Рис. 1. Структурно-речовинні перетворення у кварцовому прожилку після електротермічної обробки:

а – тонкодисперсні виділення срібла (Сб) в межах кварцових зерен (Кв) (зб. 200 $\times$, світло відбите, ніколі ||); б – перерозподіл агрегатів піротину (Пн) у приконтактовій зоні кварц-сидеритолітових (Кв-Кб) агрегатів (зб. 200 $\times$, світло відбите, ніколі ||)

Зразок 2. За складом аналогічний попередньому, але з більшим вмістом піротинової мінералізації (рис. 2,а). Вся рудна мінералізація як і в попередньому зразку сконцентрована в сидеритоліті, при цьому вона орієнтована під кутом до ранньої шаруватості породи, що свідчить про її епігенетичний характер утворення. Зразок був об-

роблений при наступних параметрах – температура до 450 °С, сила струму до 0,2 А, час обробки – 2,5 год.

У результаті обробки встановлений виразний прояв процесу збірної кристалізації, а точніше первинної рекристалізації агрегатів піротину (рис. 2,б). Застосування даного терміну прийнятніше, оскільки на відміну від збір-

ної кристалізації, що характеризує явище укрупнення зерен під час термальної перекристалізації в твердому стані, без попередніх деформацій, під терміном рекристалізація (або повторна кристалізація) розуміється укрупнення і зростання зерен в інтенсивно деформованому матеріалі, що в нашому випадку підтверджується про-

явом структурних ознак мікродеформацій порід. Під час зіставлення мікрофотографій обробленого зразка (рис. 2,б) з початковим (рис. 2,а) відмічена поява додаткового новоутвореного мінерального агрегату, представленого піротином в лівій частині аншлифа.

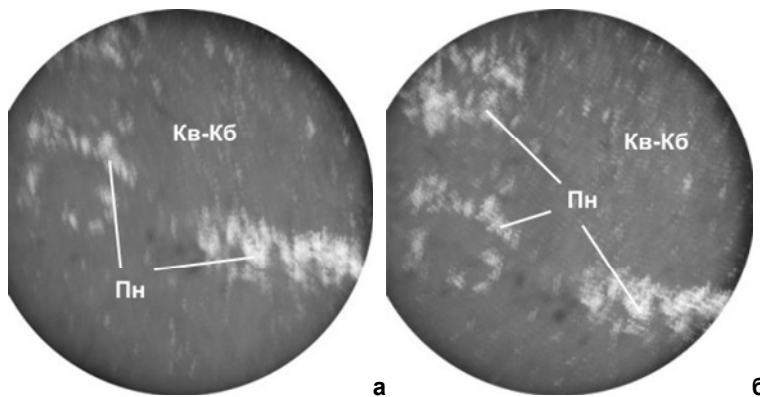


Рис. 2 – Агрегати піриту в кварцовому сидеритоліті (Кв-Кб):

а – до електротермічної обробки (зб. 200^x, світло відбите, ніколі ||); б – збірна рекристалізація агрегатів піриту (Пн) в кварцовому сидеритоліті після електротермічної обробки (зб. 200^x, світло відбите, ніколі ||)

Зразок 3. Представлений мінеральним агрегатом кварц-сидерит-гетит-скородитового складу (рис. 3). Зразок відібраний із зони окислення Бобрівського золоторудного родовища. В результаті петрографо-мінералогічних досліджень встановлено, що скородит сформувався за рахунок руйнування арсенопіриту в зоні окислення. Арсенопірит, разом із піритом в межах родовища був мінералом-концентратором золоторудної мінералізації. Даний зразок був досліджений нами з метою вивчення ролі електричного поля в процесі мінералоутворення в зонах прояву екзогенного метасоматозу.

У результаті електротермічної обробки (температура ~100°C, сила струму 0,1 А, час обробки 1 год. 10 хв.) в зразку встановлена поява новоутворених тонкодисперсних мінеральних фаз, представлених магнетитом (ймовірно за рахунок розкладання сидериту), гідрогетитом, лепідокрокитом і поодинокими зернами срібла (рис. 4,а, рис. 4,б). Спостерігалася поява субпаралельного орієнтування в розташуванні новоутворених мінеральних фаз

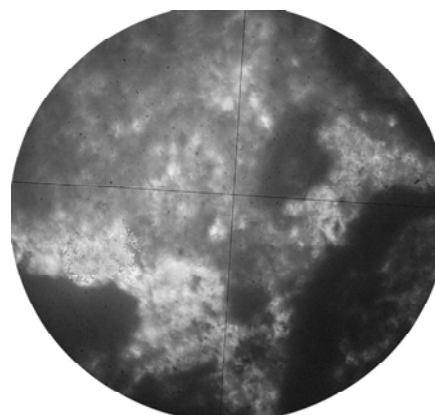


Рис. 3. Агрегати скородиту з гідроокисами заліза (темні кола по периферії зразка) по сидериту (зб. 200х, ніколі ||)

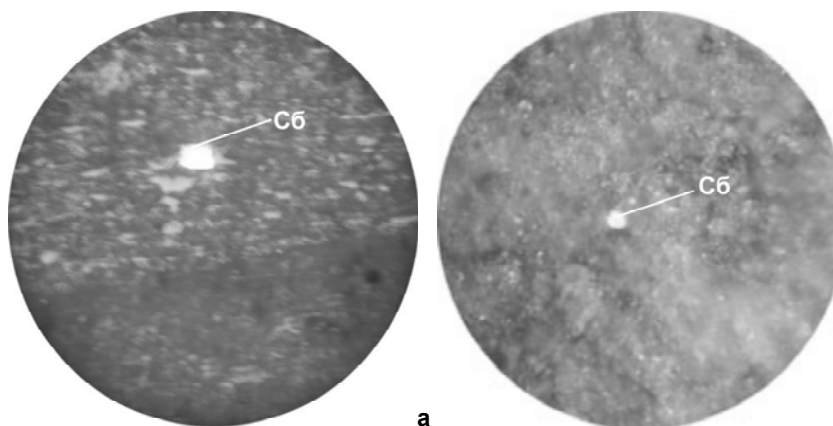


Рис. 4. Структурні і речовинні новоутворення в скородит-гетитовому агрегаті після електротермічної обробки:

а – прояви тіньової мікросмугастості, представлені агрегатами магнетиту (світло-сірі паралельно орієнтовані зерна) з одиничними зернами срібла (Сб) (зб. 200х, ніколі ||); б – зерно срібла (зб. 200х, ніколі ||)

Під час електротермічної обробки зразків філонітів і вуглецевих метасоматитів також встановлена поява видимих під мікроскопом у відбитому світлі поодиноких дисперсних зерен, в основному, срібної мінералізації, а

в одиничних випадках – зерен золота. У вуглецевих метасоматитах відмічено перерозподіл графіту і його розвиток по зонах розсланцювання, мікротріщинуватості і по контурах флексурного вигину мікроскладчастих

структурних елементів. Слід відмітити, що отримані структурно-речовинні перетворення відбувалися лише за одночасної дії теплового і електричного полів. Простий нагрів або тільки дія електричного поля не приводили до подібних результатів.

Висновки. Таким чином, за результатами експериментальних досліджень з електротермічної обробки зразків гірських порід гідротермально-метасоматичних формацій встановлено:

- поява мікротріщинуватості в межах агрегатів кварцового прожилка з проявом контурів одиничних зерен;
- поява видимої мінералізації срібла в межах окремих кварцових зерен;
- перерозподіл агрегатів піротину (раніше розосереджених в речовині сидеритоліта), а після електротермічної обробки сконцентрованих в приконтативній зоні кварц-сидеритолітових агрегатів;
- прояв процесу збірної кристалізації, а точніше первинної рекристалізації агрегатів піротину, тобто укрупнення і зростання зерен в інтенсивно деформованому матеріалі, що підтверджується проявом структурних ознак мікродеформацій порід.

УДК 549.2:553.2

Даний напрям досліджень вимагає подальшого експериментального розвитку і теоретичного обґрунтування. Отримані результати можуть бути використані при вивченні умов утворення зруденіння гідротермально-метасоматичного генезису.

1. Воробьев А.А. Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. – Томск, 1980. 2. К вопросу о роли электрического тока в преобразовании глинистых минералов / Н.В. Белов, И.Д. Экус, А.Е. Браун и др. // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 245, №4. – С. 921-924. 3. Нюссик Я.М., Комов И.Л. Электрохимия в геологии. – Л., 1981. 4. Рузина М.В. Углеродистые метасоматиты Конкской и Белозерской зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита // Геология и питания геологического картирования и вивчення докембрійських утворень Українського щита: 36. матер. наук.-техн. наради. – Кривий Ріг, 2007. – С. 163-165. 5. Соболев В.В., Бондаренко Е. Изменение зернового состава кристаллов алмаза при обработке продуктов синтеза в электромагнитном поле // Сверхтв. материалы. – 1993. – №4. – С. 54-55. 6. Орлинская О.В., Соболев В.В., Чернай А.В. Термoeлектрическая обработка минералов и горных пород. – Днепропетровск, 1999. 7. Федынский В.В. Разведочная геофизика. – М., 1964. 8. Хайретдинов И.А. Введение в электрогеохимию. – М., 1980. 9. Экспериментальные исследования по изучению влияния термоэлектрических полей на горные породы и минералы / О.В. Орлинская, Д.С. Пикареня, Н.В. Билан и др. // Наук. вісн. НГУ. – 2005. – №9. – С. 45-48.

Надійшла до редколегії 10.06.12

Л. Скаун, канд. геол.-мінералог. наук,
І. Мисяк, асп., Я. Косовський, пров. геолог,
С. Бондаренко, канд. геол.-мінералог. наук,
О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук

НЕОДНОРІДНІСТЬ ВНУТРІШНЬОЇ БУДОВИ ТА ХІМІЧНОГО СКЛАДУ САМОРОДНОЇ МІДІ ВОЛИНИ

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

Самородна мідь Волині характеризується неоднорідною внутрішньою будовою. Неоднорідність будови виявлено за результатами досліджень форм структурного травлення і хімічного складу міді. Встановлено ознаки скелетного росту, осциляційної ростової зональності, розщеплення та блокової будови кристалів. Ростові форми корелюються із варіаціями співвідношення Ag/Fe в міді. Ростова та хімічна неоднорідність пояснюється в рамках моделі змішування розчинів із різним редокс-потенціалом.

The native copper of Volyn is characterized by heterogeneous inner structure. Heterogeneity of the structure has been found on the results of structural etching and analysis of chemical composition of copper. Features of skeletal growth, oscillation growth zonality, splitting and block structure of crystals are established. Growth shapes show correlation with value of Ag/Fe ratio in copper. Growth and chemical inhomogeneity can be explained according to the model of fluid mixing with different redox potential.

Вступ та постановка проблеми. Морфологія і внутрішня будова мінералу несуть у собі важливу інформацію про особливості його зародження, росту, перетворення та руйнування. Морфологія кристалу, його поверхня є відображенням останнього етапу його формування [11] і щоб з'ясувати еволюцію кристала на попередніх етапах необхідно детально вивчити анатомію кристала.

Якщо морфологія кристалічних індивідів [3], [6] і мікроморфологія їх поверхні [5] є достатньо добре вивчені, то внутрішня будова міді розглянута в єдиній праці [4]. В цій роботі значна увага приділялась багатогранникам самородної міді і меншою мірою вивчалися виділення міді неправильної форми в породі. Методом структурного травлення цими дослідниками виявлено ознаки двійникування кристалів міді. Варто відмітити, що анатомія самородної міді світових родовищ практично не досліджена. Свого часу були спроби дослідити внутрішню будову мічиганської самородної міді методом хімічного травлення. Результати досліджень наведені в роботі [12]. Однак дослідники згаданої праці акцентували увагу на структурах ритмічного осадження вторинних продуктів на поверхні шліфа, не звертаючи уваги на явні ознаки зональної будови чи двійникування, що спостерігаються на наведених у статті ілюстраціях. Труднощі в інтерпретації даних, отриманих за результатами структурного травлення мінералів, викликані, в першу чергу, у використанні різних об'єктів для структу-

рного травлення (багатогранник-монокристал чи кристалічний агрегат). Тут варто пам'ятати, що на відміну від багатогранника, у полірованій пластині кристалічного агрегату ми маємо справу з кристалографічно різноорієнтованими перерізами мінералу. Важливим моментом є підготовка зразків до застосування методу [2], недотримання певних вимог може призвести до отримання помилкових результатів.

У представлений роботі ми наводимо результати досліджень структурного травлення по вивченню дрібних виділень самородної міді в первинному розташуванні в породі: в основній масі базальту, в прожилках та мигдаликах базальтових порід, у лавобрекчіях та туфах. Структурне травлення дозволяє виявити ростову зональність, секторіальність, перекристалізацію, скелетну, блокову будову індивідів. Знаючи особливості анатомії індивіду можна об'єктивно судити про причини варіації хімічного складу.

Методика досліджень. Дослідження внутрішньої будови самородної міді здійснювали методом структурного травлення. Структурне травлення виконували у свіжополірованих пластинах із зразків базальту, туфів і лавобрекчій зі самородною міддю, відібраних із свердловин та Рафайлівської каменоломні. Попередньо виконана ретельна підготовка зразків з дотриманням вимог [2]. Поверхня зразків була якісно відполірована. Протравлювали свіжо відполіровані зразки. Для травлення використовували два реактиви [8]: 30 % перекись

водню (H_2O_2) і нашатирний спирт ($(NH_4)OH$) у співвідношенні 1:1. Травлення проводили нанесенням реактиву на полірований зразок і зануренням полірованої поверхні в реактив. Тривалість процесу травлення складала 10–15 хв. Зразки досліджувались під оптичним та електронним скануючим мікроскопами.

Хімічний склад самородної міді досліджувався за допомогою рентгеноспектрального мікроаналізу методом ЕДС (електронний мікроскоп-мікроаналізатор РЕММА – 102 – 02, лабораторія науково-технічного і навчального центру низькотемпературних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка) та ХДС (мікрзондовий аналізатор JXA-5, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення, НАН України). Виконано 46 аналізів хімічного складу міді, з них 27 аналізів – на протравленій поверхні зразків, досліджуючи склад самородної міді в різних елементах внутрішньої будови. Попередньо перед дослідженням хімічного складу протравленої міді протравлені зразки були повторно відполіровані з метою одержання достовірних результатів хімічного складу. Поліровка була виконана таким чином, щоб зняти протравлений шар і при цьому максимально зберегти усі ознаки неоднорідності будови. Детально проаналізовано ділянки різної інтенсивності протравлення і ділянки, що майже не піддались хімічному травленню.

Результати досліджень. Особливості внутрішньої будови самородної міді за результатами структурного травлення. Досліджувались крупні (понад 5 мм) виділення самородної міді, відібрані із різних асоціацій: включення в інтерстиціях базальту, у хлорит-кварцових прожилках, гнізда в туфах і лавобрекчій. У більшості зразків самородна мідь асоціює з кварцом і входить з останнім до одного парагенезису [10].

Робота спрямована на виявлення внутрішньої будови (анатомії, за Г.Д. Григор'євим) індивідів, використовуючи метод структурного травлення. Внаслідок нерівномірного розчинення поверхні формується рельєф, що відображає зональність, секторіальність, двійникову будову. Внутрішня структура зерен підкреслюється зміною забарвлення поверхні внаслідок взаємодії реактиву з поверхнею самородної міді.

Вся вибірка досліджених зерен самородної міді ділиться на дві групи. Одна, в яку попадають переважно

дрібні зерна, характеризується однорідним травленням. Різні зерна різняться тільки інтенсивністю травлення, не виявляючи ростових форм.

Другу групу складають великі (від 0,5 до 3 см) зростки, котрі виявляють, після травлення, складну внутрішню будову як агрегату в цілому, так і окремих індивідів. Саме в таких виділеннях міді виявлено різноманітні ростові форми, що формують складну анатомію індивідів: елементи скелетного росту, ростову зональність, форми розщепленого та блокового росту.

Елементи скелетного росту проявляються у вигляді вершинних форм розростання і відвершинного розвитку нависаючих шарів [1] (рис. 1,а). Характер скелетного росту змінювався в часі: від неправильних дендритовидних або власне скелетних форм росту до заростання порожніх секторів росту. Виділяється декілька зароджень скелетних індивідів. У ранніх зародженнях проявлені різноорієнтовані фрагменти ростової зональності та неправильні зовнішні контури, що дозволяє вважати, що власне скелетному росту передувало формування розгалуженого дендриту. Пізні скелетні зародження характеризуються чітко вираженою ростовою зональністю осциляційного та розщеплено-пошарового типів. Скелетна ж будова підтверджується виразно проявленими відвершинними нависаючими шарами, що є продовженням ростової зональності індивіду.

Ростова зональність осциляційного типу виявляється у чергуванні смуг (зон) з різною інтенсивністю протравлення з чіткими прямими границями (рис. 2,а), що ритмічно чергуються. Зональність описує кристаломорфологію індивідів міді і вказує на незмінність цієї кристаломорфології в процесі їх росту.

Значна частина індивідів характеризується ростовою зональністю, ускладненою розщепленням плоского фронту росту. Елементи розщеплення проявляються у вигляді різноорієнтованих відгалужень від одного індивіду, віялоподібних (рис. 1, б) і зазубрених ростових елементів. Розщеплені зони поступово змінюються ділянками з дрібно-блоковою будовою.

В інтенсивно протравлених ділянках виявлені великі виділення самородного срібла (до 30 мкм) (рис. 2,б), тоді як на границях зон спостерігаються одиночі дрібні виділення (1-2 мкм).

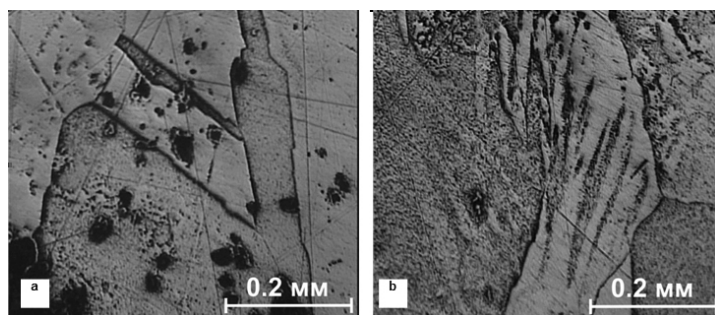


Рис. 1. Оптичні зображення:

а – елементу скелетного росту самородної міді. Св. 5540, гл. 418,7 м;
б – елементу розщеплення самородної міді. Зразок Св. 5540, гл. 418,7 м

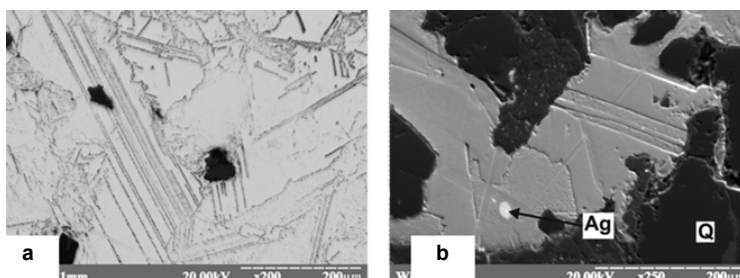


Рис. 2. Зональність самородної міді. У верхньому правому куті видно полісинтетичні двійники. Св. 4580, гл. 221 м. Зображення BSE – а. Срібло в самородній міді. Рафайлівська кам. Зображення SE – б

Хімічний склад самородної міді. Неодноразово зазначалось, що самородна мідь Волині хімічно є дуже чистою [7,9]. Головні елементи-домішки у складі міді – Ag і Fe. Вміст цих елементів є непостійний і коливається від 0.0 до 0.52 ваг.% Ag та від 0.0 до 0.57 ваг.% Fe.

Дане дослідження включає аналізи, виконані із зон із різним характером травлення у великих індивідах міді та аналізи, виконані на непротравлених дрібних зернах. Ділянки з різним ступенем протравлення виразно різняться за хімічним складом. Світлі ділянки, які слабо

піддались хімічному травленню характеризуються тенденцією швидкого зростання вмісту Ag (до 0,4 ваг.%) за незначних коливань вмісту Fe (до 0,1 ваг.%) (рис. 3). На противагу, інтенсивно протравлені ділянки виділяються протилежною тенденцією зростання вмісту Fe (до 0,19 ваг.%), при вмісті Ag в межах чутливості аналізу (до 0,07 ваг.%).

Виявлені тенденції залежності між Ag та Fe ще більш виразно проявилися при аналізі всієї вибірки хімічних аналізів самородної міді.

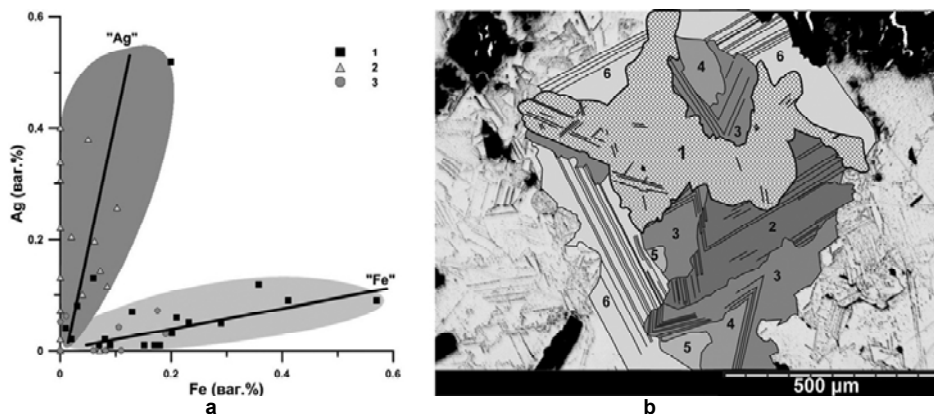


Рис. 3. (а) Варіації хімічного складу самородної міді:

1 – аналізи із непротравлених зерен; 2 – аналізи із світлих зон протравлених зерен; 3 – аналізи із темних зон протравлених зерен.

(b) Схема внутрішньої будови індивіду самородної міді. Св. 4580, гл. 221. Комп'ютерна обробка зображення.

Цифрами показані різні фази росту у формуванні індивіду: 1 – скелетно-дендритовий ріст; 2 – скелетний ріст;

3, 4, 5, 6 – послідовні фази (зародження) заростання порожніх секторів росту скелетних індивідів

Обговорення результатів досліджень. Дослідження внутрішньої будови індивідів самородної міді свідчить про те, що ріст більшості кристалів був дифузійно-контрольованим [13]. Проявом цього є скелетні та осциляційно-зональні ростові форми. В часі відбувався поступовий перехід до поверхнево-контрольованого росту кристалів, що спричинило зміну плоскогранного росту на розщеплений, а потім формування однорідних індивідів.

Умови кристалізації також характеризувалися просторовими варіаціями. Виділяються два крайні типи внутрішньої будови індивідів самородної міді, що займають різні позиції у виявленій нами мінералогічній зональності зон поширення самородної міді [10].

Перший тип індивідів характерний для фронтальних кварц-морденітових зон. Їх ріст відбувається за умов зменшення перенасичення розчину стосовно міді при відсутності зміни дифузійного опору середовища. Ілюстрацією індивідів такого типу слугує одне із зерен міді в складі пластинчатого агрегату в кварцовому прожилку (рис. 3,б). Процес формування цього індивіду характеризувався переривами в рості, що проявляється у відсутності поступових переходів між різновіковими зонами. На ранніх етапах розвитку індивідів самородної міді переважав дифузійно-контрольований ріст, що призвів до формування розгалужених дендритовидних утворень у центральній частині індивіду. Наявність останніх підтверджується різноорієнтованою фрагментальною зональністю, яка характерна для окремих субіндивідів (зона 1 на рис. 3,б). Ці елементи внутрішньої будови могли б розглядатися як прояв полісинтетичного двійникування. Однак, такий тип двійникування можливий лише при поліморфних перетвореннях [13], які для кристалів міді не властиві. Пониження перенасичення розчину призвело до зміни дендритового росту скелетним із розвитком відвершинних форм з нависаючими шарами [1]. Цей складний індивід сформований декількома послідовними зародженнями, що послідовно епітаксично наростають на попередниках, поступово заповнюю-

чи порожні сектори раннього скелетного індивіду. В ряду зароджень 2-5 поступово зникає осциляційна зональність, а для зародження 5 характерною є мозаїчно-блокова будова. Ріст скелетних індивідів міді змінюється плоско-шаровим ростом з добре вираженою осциляційною зональністю (ділянка 6 на рис. 3,б).

Другий тип індивідів характерний для тлових аляцим-карбонатних зон. Для цього типу характерним є зміна скелетного росту розщепленим та блоковим.

Різні періоди росту індивідів самородної міді виразно різняться за хімічним складом сформованих зон. Аналіз сукупності даних, хімічного складу міді вказує на два типи залежності між вмістом Ag та Fe у міді (див. рис. 3,а). Для "Ag"-тренду, характерного для зон, сформованих за умов дифузійно-контрольованого росту (скелетних та осциляційно-зональних) властива тенденція швидкого зростання вмісту Ag при незначному збільшенні вмісту Fe.

"Fe"-тренд характерний для зон, сформованих за умов поверхнево-контрольованого росту (розщеплених, блоковий ріст із утворенням індивідів, що швидко травляються), проявляється у різкому збільшенні вмісту Fe при незначному збільшенні вмісту Ag.

Припускаючи, що коефіцієнти фракціонування Ag та Fe в системі розчин-самородна мідь не змінювалися, вважаємо, що відмінності між трендами, відображають зміну концентрації Ag і Fe в розчині та зміну режиму живлення кристалів, що ростуть. Перехід "Ag"-тренд → "Fe"-тренд супроводжується зникненням осциляційної зональності та появою виступів самородного срібла в міді. Висока концентрація Ag в перенасиченому розчині могла підтримувати кінетичною заборонаю на формування зародків самородного срібла. Зміна параметрів системи, що призвела до початку зміни дифузійно-контрольованого росту поверхнево-контрольованим супроводжувалась зняттям заборони на формування кристалів срібла, що призводить до різкого зниження концентрації Ag у розчині до рівня рівноваги кристал-

розчин. Тому в зонах росту міді, де присутня фаза срібла ми фіксуємо нижчі вмісти Ag в міді, в свою чергу зони росту, в яких немає самородного срібла відзначаються підвищенням вмістом Ag. Кристалізація срібла супроводжується різким збільшення концентрації Fe в самородній міді, що може спричинюватися збільшенням концентрації Fe^{2+} у розчині.

Висновки. Структурне травлення та дослідження варіацій хімічного складу дозволило виявити внутрішню неоднорідність зерен самородної міді та з'ясувати динаміку росту її індивідів. Ступінь проявлення внутрішньої неоднорідності зерен визначається тривалістю їх росту. Однорідні дрібні виділення міді росли протягом відносно короткого проміжку часу. Великі виділення складної будови формувалися тривалий час, на протязі якого змінювалися умови кристалізації. Зміни ростових форм контролювалися:

- варіаціями пересичення розчину стосовно міді, що спричинило зміну скелетного росту розщепленим та блоковим;

- співвідношенням дифузійного та інфільтраційного потоків, що відобразилось в послідовній зміні дендрит – скелет – плоскогранний кристал

Крім того, на кристалізацію впливали два фізико-хімічні чинники:

І чинник стимулює кристалізацію срібла та сприяє росту концентрації Fe^{2+} в розчині, а відповідно, входу Fe в структуру міді. Ріст кристалічного Ag буферує концентрацію Ag в розчині на низькому рівні. Зростання його впливу корелюється із зменшенням дифузійного опору середовища.

ІІ чинник інгібує зародкоутворення срібла і стимулює прогресивне зростання концентрації Ag в розчині. Він функціонує за умов високого дифузійного опору середовища.

Ці чинники логічно вписуються в модель формування самородної міді, описану нами раніше [10]. Ця модель ґрунтується на гіпотезі змішування відновних гідротермальних розчинів та окисних поверхневих розчинів. Вона передбачає два етапи кристалізації міді: 1) прогресивний за умов розширення області впливу гідротермальних розчинів із кристалізацією міді у фронтальній зоні шляхом заміщення смектитових агрегатів; 2) регресивний – при звуженні області впливу гідротермальних розчинів до найбільш проникних зон із кристалізацією міді у тилівій зоні, переважно шляхом заміщення кальциту. дозволяє конкретизувати вищезгадані чинники. Перший чинник відповідає ролі гідротермального відновного розчину глибинного походження, другий – окисного розчину метеорного походження. Зростання відновного потенціалу розчину активізує входу Fe в структуру міді і навпаки – низькі вмісти Fe в міді можуть вказувати на зростання окисненості розчину. Часова зміна домінування другого чинника першим характеризує прогресивний етап із витісненням поверхневого розчину гідротермальним, що проявляється у формуванні індивідів із скелетним ядром та периферією розщепленої будови. На регресивному етапі формуються однорідні індивіди із блоковою будовою. Індивіди ритмічно-осциляційної будови фіксують момент зміни прогресивного на регресивний етап або ділянки із стабільними умовами.

1. Бакуменко І.Т. Про граничні форми скелетного й антискелетного росту // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. – 1999. – № 49, Вип. 2. – С. 31-44. 2. Вархомєєв С.А. Посібник з мінералогії. – Львів, 1959. 3. Квасниця В.М., Квасниця І.В., Косовський Я.О. та ін. Кристаломорфологія самородної міді із вулканітів Волині // Мінерал. журн. – 2001. – Т. 23, № 4. – С. 109-115. 4. Квасниця І.В., Косовський Я.О., Шунько В.В. Внутрішня будова виділень самородної міді із вендських вулканітів Волині // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – Вип. 36. – С. 32-34. 5. Квасниця І.В. Мікроморфологічний аналіз поверхні кристалів волинської самородної міді // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. – 2007. – № 57, Вип. 1. – С. 65-71. 6. Квасниця І.В. Морфологічні типи виділень самородної міді України // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. – 2004. – № 54, Вип. 1. – С. 24-29. 7. Квасниця І.В., Павлишин В.І., Косовський Я.О. Самородна мідь України. Геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис. – К., 2009. 8. Коваленко В.С. Металлографические реактивы. Справочник. – М., 1981. 9. Лазаренко Є.К., Матковський О.І. Винар О.М. та ін. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. – Львів, 1960. 10. Скакун Л.З., Мисяк І.М. Місце самородної міді в процесах гідротермального перетворення базальтів Волинської серії // Мін. збір. – 2010. – № 60, Вип. 2. – С. 75-88. 11. Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. Кривоугольные, скелетные и дендритные формы. – М., 1961. 12. Drier R.W. Arsenic and native copper // Economic Geology. – 1954. – V. 49. – P. 908-911. 13. Sunagawa I. Crystals growth, morphology, and perfection. – Cambridge, 2005.

Надійшла до редколегії 29.06.12

УДК 552.08:53

Н. Костенко, канд. геол. наук

ПЕТРОХІМІЧНО-ГЕОХІМІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ГРАНІТОЇДІВ ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА З МЕТОЮ З'ЯСУВАННЯ ЇХ КОМПЛЕКСНОЇ НАЛЕЖНОСТІ

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

За результатами досліджень особливостей розподілу петрогенних оксидів і хімічних елементів у провідних петротипах гранітоїдів Дністровсько-Бузького мегаблоку Українського щита математичними методами проведено їх розчленування на породні комплекси з визначенням їх об'ємів та складу.

According to the research peculiarities of the distribution of major oxides and the chemical elements in the leading petrotypes of granitoids of the Dniester-Bug megablock of Ukrainian Shield by mathematical methods performed clarification of their separation to the rock's complexes with determination of their volume and composition.

Постановка проблеми. На Українському щиті (УЩ) майже три чверті його території займають гранітоїдні породи, з якими, як відомо, генетично чи парагенетично пов'язані відповідні типи ендемічного зруденіння. Звісно, що уточнення вікових взаємовідносин між окремими видами гранітоїдних порід, так і їх комплексів не тільки сприяє коректному картуванню у полі, а й дозволяє робити попередній металогенічний прогноз щодо виявлення в межах їх поширення тих чи інших видів металічних корисних копалин.

Як зазначається у пояснювальній записці до діючої хроностратиграфічної схеми раннього докембрію Укра-

їнського щита (УЩ) [6], основою для вікового розділення цих утворень були і, звісно, залишаються дані ізотопно-геохронологічних досліджень. Інші методи їх хроностратиграфічної ідентифікації використовуються при цьому як допоміжні. Разом з тим їх значущість різко зростає у складних ситуаціях, коли отримані значення віку порід або не піддаються однозначній інтерпретації, або датування порід не проводилося взагалі. В цьому контексті не є винятком і гранітоїди Побужжя. В таких випадках, що є типовими для більшості докембрійських утворень, як показує практика, для їхнього коректного розділення не обійтися без залучення геохімічних і пет-

рохімічних методів дослідження як найбільш інформативних з-поміж інших.

Аналіз останніх досліджень. Згідно з чинною хроностратиграфічною схемою НСК України [6] на території Дністровсько-Бузького мегаблоку геологи мають картувати наступні комплекси гранітоїдних порід: гайворонський, літинський, побузький, бердичівський, хмільницький. Те, що гайворонські гранітоїди є найбільш давніми його утвореннями, сприймається практично усіма дослідниками. Суперечності між ними виникають відносно позиційного розміщення у діючій схемі молодших гранітоїдних формувань мегаблоку, зокрема, літинського, побузького і бердичівського комплексів, а також щодо їх породного наповнення.

Мета статті. На основі оригінального аналітичного матеріалу, зібраного в НДС фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету під науковим керівництвом проф. Толстого М.І., по провідних петротипах гранітоїдів Побужжя, що був попередньо систематизований у відповідні бази даних, у комплексі з геохронологічними даними провести їх розділення на окремі комплекси та визначити їх об'єми.

Виклад основного матеріалу. Геохімічні методи вважаються [7, 11, 12] більш інформативними при розчленуванні та співставленні однотипних за хімічним складом порід, тоді як петрохімічні – для різновидів з різною кременеокислотністю. Застосування їх у сукупності дозволяє більш зважено підійти до вирішення поставленого завдання. Враховуючи значний за обсягом фактологічний матеріал, а це аналітика по 11 петрогенних оксидах і 18 рідкісних елементах, нами для його розробки були залучені математичні методи. З цієї метою на основі об'єднання рядових аналізів досліджуваних нами компонентів по кожному з 11 провідних петротипів гранітоїдних порід Дністровсько-Бузького мегаблоку були сформовані окремі вибірки, які вивчалися методами кластер-аналізу і головних компонент у режимі кореляційної матриці. За результатами ієрархічного тестування провідних петротипів гранітоїдів регіону (рис. 1) було побудовано факторну діаграму (рис. 2) у площині перших двох вагомих факторів, де візуально визначалися петротипи, фігуративні точки складу яких значно віддалені від загального поля інших, і які при їх виявленні слід було б вилучити з подальшої обробки. У нашому випадку такі аномальні точки відсутні, що дозволяє безпосередньо перейти до характеристики структури загального кластеру досліджуваних порід. Як слідує з наведеної на рис. 1 дендрограми, у межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції можна виділити чотири породних групи.

До складу першої увійшли граніти стрижавські, чарнокіти первомайські, ятранські, лейкограніти чаусівські, які нами віднесені до побузького комплексу. Якщо віднесення до побузького комплексу лейкогранітів чаусівських не суперечить даним такого авторитетного дослідника гранітоїдів регіону, як І.Б. Щербаков [14], то відносно позиційного розміщення чарнокітів, якраз навпаки, існує явна неузгодженість, оскільки за цим автором вони мали б відійти до літинського комплексу. Як бачимо, виникає абсурдна на перший погляд ситуація, пов'язана з можливим включенням цих порід одночасно обох комплексів: побузького і літинського. Про це, зокрема, свідчать тісні кореляційні зв'язки (на рівні 0,58) між чаусівськими лейкогранітами і чарнокітами первомайськими, а їх разом з чарнокітами ятранськими. З іншого боку ієрархічне тестування за хіміко-елементним складом власне літинських ендербітів показало (про що

нижче) незаперечну однозначність їх об'єднання з гайворонськими породними аналогами у складі укрупненого гайворонського комплексу. Якщо це так, то очевидно, що наведені вище петротипи чарнокітоїдів (за винятком ендербітів) доцільно розглядати у складі іншого укрупненого комплексу, а саме – по побузького. Літинський комплекс в такому разі як окремий підрозділ хроностратиграфічної схеми НСК України прийдеться ліквідувати. Зважаючи на близькі кореляційні зв'язки, що встановлені між цими петротипами чарнокітоїдів і стрижавськими гранітами бердичівського комплексу (згідно з [8]), до побузького в укрупненому варіанті включаємо також й ці граніти. Зазначимо, що за даними І. Б. Щербакова [14] і граніти, і чарнокіти майже ідентичні за сумою рідкоземельних елементів. Тобто, доцільність їх об'єднання певною мірою аргументується. Дуже слабка (на рівні 0,03) кореляція гранодіоритів жежелівських з петротипами першої породної групи дає підстави до віднесення їх до складу бердичівського комплексу, що власне відповідає геологічним реаліям [8].

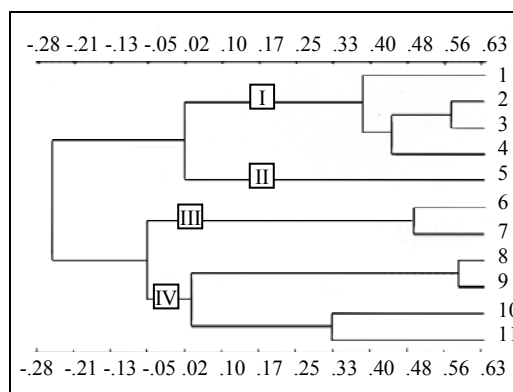


Рис. 1. Дендрограма кореляційних зв'язків провідних петротипів гранітоїдів Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ за їх хіміко-елементним складом

1. Назви петротипів гранітоїдних порід: 1 – граніт стрижавський; 2, 4, 7 – чарнокіти первомайський, ятранський, вінницький; 3 – лейкограніт чаусівський; 5 – гранодіорит жежелівський; 6 – плагіочарнокіт вінницький; 8 – 11 – ендербіти літинський, гайворонський, олександрівський, ятранський.
2. I–IV – групи гранітоїдних порід, виділені в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції

Третя породна група представлена чарнокітами і плагіочарнокітами вінницькими, або "вінницитами" (за термінологією М.І. Безбородька [2]), що, у відповідності до даних І.Б. Щербакова [14], мали б бути у складі бердичівського комплексу. Як бачимо, така їх позиція суперечить результатам проведених досліджень. Це спонукало нас вдатися до пошуків інших варіантів з визначення їх комплексної належності: або зіставити вінницькі чарнокіти з побузькими гранітоїдами (що є досить сумнівним, якщо взяти до уваги їх породний склад), або ж виділити ці породи в окремий комплекс, наприклад, вінницький. Слід зазначити, що у свій час вінницький комплекс з включенням до його складу вінницитів поряд з іншими чарнокітоїдами Дністровсько-Бузького мегаблоку був виділений К.Ю. Єсипчуком [5], але як окремий підрозділ так і не був офіційно введений до жодної з кореляційних схем докембрійських утворень УЩ. На жаль, реперним датуванням вінницькі чарнокіти не охоплені, тому їх позиційне розміщення у схемі НСК України залишається поки що невизначеним. За петрогеохімічними характеристиками ці породи більше тяжіють до ендербітів, у зв'язку з чим можна припустити, що вінницькі гранітоїди є більш ранніми утвореннями, ніж побузькі.

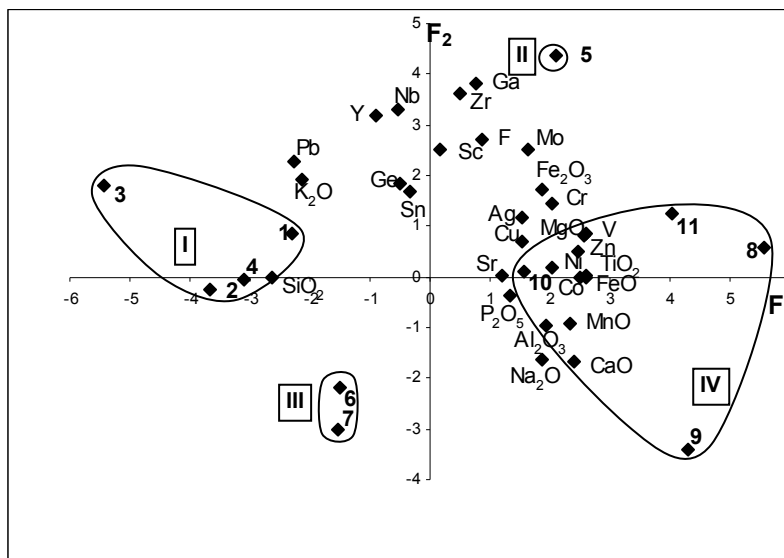


Рис. 2. Факторна діаграма фігуративних точок провідних петротипів гранітоїдів Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ у площині $F_1 - F_2$.

Назви петротипів (арабські цифри) див. на рис. 1.

Контурами окреслено поля фігуративних точок петротипів окремих породних груп I–IV

Як зазначає М.П. Щербак [13], суттєвою відмінністю вінніцитів, які за текстурними особливостями відповідають мігматитам, є наявність у складі їхнього субстрату поряд з гранатовими й піроксеновими гнейсами, тоді як серед прошарків гнейсів, що спостерігаються в бердичівських гранітах, переважають гранатбіотитові різновиди. В зв'язку з цим І.Б. Щербаков [14] також вважає недоцільним вносити до складу бердичівського комплексу чарнокітоїди, субстратом для яких були піроксенвімісні гнейси.

Ще більш заплутаною є комплексна належність ендербітів, що складають четверту групу порід. Незважаючи на тісні кореляційні зв'язки ендербітів літинських і гайворонських та ендербітів олександрівських і ятранських і слабкіші між парами цих петротипів, вони тим не менш розрізняються за віком. У зв'язку з цим вони, згідно з діючою схемою, відносяться до різних комплексів, що підтверджується геохронологічними дослідженнями. Так, для ендербітів гайворонських U-Pb вік, визначений іонно-іонним методом по реліктових цирконах, складає 3650–3780 млн р [3]. Час формування олександрівських ендербітів за результатами датування ранньої генерації циркону, згідно з даними [4], визначений на рівні 2838 і 2815 млн р – для ендербітів літинських (м. Літин). Зазначимо, що ізотопний вік (за цирконом) чарноендербітів і пегматоїдних чарнокітів, відібраних на аналіз у тому ж населеному пункті, складає відповідно 2150 і 2050 млн р [4]. Таким чином, відзначається вікова кореляція в одному випадку між ендербітами літинськими і олександрівськими, а в іншому – між чарноендербітами (чарнокітами) і породами першої групи, в якій продатовані чарнокіти Первомайські [9] – 2058 млн р (за цирконом) і граніти с. Чаусове – 2036 млн р [10]. За даними О.М. Андрієнка [1], час формування чарнокітів Молдовського кар'єру, що знаходиться між с. Чаусове і м. Первомайськ, визначений за синпетрогенним монацитом, теж вписується в ці ж вікові межі й становить 2058 млн р. На підставі даних ієрархічного тестування гранітоїдних порід регіону можна дійти висновку, що до літинського (в нашій редакції – побузького) комплексу не слід відносити ендербіти, які, скоріш за все, є найбільш ранніми гранітоїдними утвореннями Дністровсько-Бузького мегаблоку. У складі комплексу порід під назвою "побузький", на нашу думку, доречно залишити лише чарнокітоїди протерозойського віку, які в даному випадку представлені петротипами

порід першої групи (рис. 1, 2). Відносно ж комплексної належності власне літинських ендербітів, то, виходячи з результатів проведених нами досліджень і вікової кореляції, виявленої у частини ендербітів (за винятком гайворонських), висловимо припущення, що петротипи цих порід на схемі НСК України мають бути на одному хроностратиграфічному рівні з гайворонськими, а значить і входити до складу гайворонського комплексу. В усякому разі не виключається, що з часом такі ж одинкові з гайворонськими кристали реліктового циркону коричневого кольору можуть бути також виявлені у літинських, олександрівських і ятранських ендербітах. (Для довідки [4]: вік гайворонських ендербітогнейсів з цієї ж Хашувато-Заваллівської структури, визначений за цирконом без коричневих ядер, становить вже 3120 ± 90 млн р., тобто, явно менший ніж отриманий за реліктовим цирконом – 3650–3780 млн р.). На нашу думку, це є цілком можливим, якщо петротипи цих порід будуть так само масово продатовані, як ендербіти району смт. Завалля, що може збільшити ймовірність пониження відомих на сьогодні значень їх віку до рівня гайворонських. У зв'язку з цим вважаємо недоцільним відносити до літинського (у варіанті попередників) комплексу тільки ті чарнокітоїди, що за геохронологічними дослідженнями є молодшими за гайворонські, оскільки з часом ці дані, як бачимо на прикладі порід мегаблоку, можуть змінюватися. Адже, і для ендербітів гайворонських їх вік не одразу був визначений як палеоархейський. Якщо ці аргументи підтвердяться, то віднесення ендербітів до складу єдиного гайворонського комплексу не буде таким вже й сумнівним, а на цьому етапі досліджень включення їх до складу цього комплексу є поки що умовним. Якщо ж у разі проведення більш масштабних геохронологічних досліджень все залишиться без змін, тоді безумовно виникне необхідність у виділенні двох різновікових комплексів ендербітових порід – гайворонського і більш пізнього, скажімо, олександрівського. В цьому випадку доцільним буде спробувати визначити причини (успадковані чи набуті з часом), які призвели до їх конвергенції, а саме: до утворення петрохімічно-геохімічно подібних порід на різних етапах розвитку Дністровсько-Бузького мегаблоку, що значно ускладнило їх вікову ідентифікацію.

Ще один висновок впливає з проведених досліджень. Якщо взяти до уваги наявну тісну кореляцію між

парами петротипів ендербітів, що презентують різні блоки досліджуваного регіону, за речовинним складом і не виключено також їхню вікову спорідненість, то логічно припустити, що на ранніх етапах розвитку субстрату для них були породи, що мали значне поширення і входили до складу єдиної товщі, скоріш за все, тиврівської. Іншими словами, різноблоковість Дністровсько-Бузького мегаблоку зумовлена проявом більш пізніх тектонічних процесів.

Серед досліджених нами гранітоїдних порід не виявлені петротипи, які можна було б ототожнювати з аналогічними утвореннями найбільш молодого (за схемою) хмільницького комплексу [6].

Правомірність віднесення провідних петротипів гранітоїдних порід досліджуваного мегаблоку до складу виділених в його територіальних межах комплексів начисто демонструється факторною діаграмою на рис. 2. На ній поля фігуративних точок хіміко-елементного складу порід відповідних комплексів розташовані відокремлено без будь-яких взаємних перетинів, що є наочним свідченням коректності їх виділення. Зазначимо також, що основний тренд диференціації чарнокітоїдів мегаблоку орієнтований субпаралельно осі F_1 у напрямку її від'ємного кінця: від середніх за складом гранітоїдів гайворонського ($\pm$ олександрівського) комплексу до кислих різновидів із вінницького і побузького. У зв'язку з чим фактор F_1 , на долю якого приходить 46,7% загальної дисперсії, інтерпретується як фактор основнокислотної диференціації порід. Це підтверджується також асоціативними наборами відповідних оксидів і мікроелементів, що протиставляються між собою. Із них додатні факторні навантаження характерні для (у порядку зменшення) V, TiO_2 , MgO, Co, Zn, CaO, MnO, Ni, Cr, а значимі від'ємні – SiO_2 , Pb, K_2O .

Висновки. В результаті проведених досліджень речовинного складу провідних петротипів гранітоїдних

порід Дністровсько-Бузького мегаблоку було з'ясовано можливе породне наповнення більшості із виділених на його території згідно з хроностратиграфічною схемою НСК України [6] комплексів. Не визначеним залишився об'єм хмільницького комплексу, виділення якого на даному етапі досліджень через відсутність достовірного кам'яного матеріалу не уявляється можливим. За результатами петрохімічно-геохімічних досліджень припускається наступна послідовність формування гранітоїдних комплексів Дністровсько-Бузького мегаблоку: гайворонський, вінницький, по бузький разом з літинським (у старому варіанті), бердичівський. Виділення вінницького комплексу є спірним. Тут потрібні додаткові дослідження, що є в планах на майбутнє.

1. Андрієнко О. Про придатність цирконів і монацитів для уран-свинцевого ізоотопного датування анатектичних гранітоїдів // Актуальні проблеми геології України: Мат-ли наук. конф. проф.-викл. складу геол. ф-ту, 23-24 травня 2001 р. – К., 2001. – С. 3-5. 2. Безбородько М.І. Петрогенезис та петрогенетична карта кристалічної смуги України. – К., 1935. 3. Библикова Е.В. Древнейшие породы Земли: изотопная геохронология и геохимия изотопов // Минерал. журн. – 2004. – № 3. – С. 13-20. 4. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. – К., 2005. 5. Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формирования гранитоидов докембрия. – К., 1988. 6. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). – К., 2004. 7. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М., 1990. 8. Петрография, акцессорная минералогия гранитоидов Украинского щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: монографія / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурал та ін. – К., 2008. 9. Степанюк Л.М., Андрієнко О.М., Довбуш Т.І. Ізотопний вік чарнокітів Середнього Побужжя // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2002. – № 1. – С. 111-115. 10. Степанюк Л.М., Грінченко О.В., Загнітко В.М. Уран-свинцевий вік жильних гранітоїдів Середнього Побужжя // Допов. НАН України. – 1996. – № 11. – С. 129-133. 11. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М., 1977. 12. Толстой М.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. – К., 1976. 13. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – К., 1975. 14. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов, 2005.

Надійшла до редколегії 02.11.12

УДК 552.26

О. Шабатура, канд. геол. наук, наук. співроб.

ПЕТРОФІЗИЧНІ ОЗНАКИ ТЕРИТОРІАЛЬНОГО ВИЗНАЧЕННЯ ГРАНІТОЇДІВ ПІЗНІХ СТАДІЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ

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

Гранітоїди пізніх етапів тектономагматичної активізації різної територіальної належності володіють рядом спільних фізичних характеристик обумовлених своєрідністю їх речовинного складу і будови. Насамперед в них проявляється спільна тенденція до зниження мінеральної густини, фактору Кенігсбергера і зміни природи радіоактивності. Водночас територіальні групи гранітоїдів відрізняються за величинами об'ємної густини, загальної радіоактивності, залишкової намагніченості і магнітної сприйнятливості, що свідчить про наявність відмінних петрофізичних асоціацій в областях активізації епікладчастих та епіплатформних ділянок земної кори.

Late stage activation granitoids of the different territorial groups have some several mutual physical characteristics. These granitoids have tendency to reduce of mineral density, Q factor and change of nature of radioactivity. Territorial groups of activated granitoid complexes sharply differ from volume of bulk density, radioactivity, residual magnetization and magnetic susceptibility, that testify to the presence of different petrophysical associations in the regions of activation of epifolding and epiplatform areas of Earth crust.

Вступ. Наявність своєрідних геологічних формацій лужного, сублужного і кислого складу в різних частинах земної кори, повторюваність їх просторово-вікових закономірностей розміщення, дозволили сформулювати тезу про схожість механізмів їх утворення [2,7-9,17, 22-25]. Причому найбільш повно вона спостерігається в породах гранітоїдного ряду, які, є динамічними геологічними системами, чутливими до змін умов формування, тектонічного режиму, геодинамічних обстановок [11, 16, 18]. Варіативність складу і будови, геолого-структурних позицій, наявність широкого ряду фаціальних різновидів, геохімічна спеціалізація гранітоїдів є відображенням різноманітності умов їх становлення і робить їх придатними для геологічних реконструкцій, співставлень і кореляцій.

Розглядаються характерні риси стану, складу і фізичних властивостей ряду гранітоїдних комплексів Західного Забайкалля (ЗЗ), Сарису-Тенізьського підняття Центрального Казахстану (ЦК) і Українського щита (УЩ), які були сформовані в заключні стадії формування цих регіонів, в яких досліджувані об'єкти різняться за віком, будовою, умовами утворення. Оскільки фізичні властивості гранітоїдів є відображенням атомної, кристалічної або мінеральної будови речовини, то поділ окремих петрографічних груп або комплексів порід за петрофізичною характеристикою дозволяє доповнити їх геолого-генетичну характеристику з виходом на різноманітні прикладні задачі, у тому числі для виконання міжрегіональних співставлень і кореляцій. Співставлення речовинно-фізичних ознак порід цих комплексів дозволить виявити спільні

тренди обумовлені умовами утворення, а також виявити певні регіональні особливості.

Фактичним матеріалом дослідження слугували дані регіональних комплексних ПНДП геологічного факультету Київського національного університету під керівництвом проф. Толстого М.І. [15-18].

Геологічна позиція гранітоїдних комплексів. Утворення гранітоїдного типу областей протоплатформної ТМА мають свої виразні геологічні риси, що дозволяє їх виокремлювати від інших комплексів, зокрема від більш ранніх магматичних асоціацій. Це насамперед, фазовість укорінення, наявність чітких (тектонічних) контактів з гранітами додаткової фази і власного даєчного комплексу та низки геохімічних і петрографічних ознак.

Своєрідність гранітоїдних комплексів пізніх етапів ТМА полягає у розвитку широкого петрографічного ряду порід з помітним лужним нахилом. Активізовані утворення 33 представлені рядом від габро-діоритів до лейкократових гранітів; ЦК – від тоналітів, діоритів, гранодіоритів до гранітів і лейкократових гранітів; УЩ – від габро, габро-сієнітів через амфібол-біотитові граніти і лейкограніти до анортозит-рапаківігранітів та сублужних гранітів літій-фтористого типу.

Для всіх порід відзначається повсюдний прояв метасоматичних і постмагматичних процесів: калішпатизація, альбітизація, автометасоматоз, які, як правило, мають виражену просторову локалізацію: склепінно-купольні ділянки (Джидинський вузол 33), лінійні структури (Суцано-Пержанська зона розломів УЩ); відзначається активна роль калію (розвиток численних тіл грейзенів ЦК); наявність фаціальних відмін та фазовість укорінення інтрузивів (УЩ). Не менш широко варіюють також форми тіл (дрібні штоки, міжформаційні тіла, різноманітні сателіти, лаколіти, шаруваті тіла, різнорозмірні дайки) і розміри інтрузивів – крупність інтрузивів зростає з мірою наближення до центрів структурних зон.

Найбільш типовими – індикаторними – ознаками активізації ТМА протоплатформного типу є просторове положення в магматичному ареалі, тривалість і фазовість процесів, утворення анортозит-рапаківігранітів та сублужних гранітів літій-фтористого типу активізації.

Фізичні властивості порід гранітоїдних комплексів ТМА. Петрофізичний вигляд порід комплексів 33 характеризується насамперед зниженою пористістю, густиною і радіоактивністю, підвищеними пружними і теплофізичними параметрами (табл. 1). Знижена ЗР пояснюється нижчекарковими вмістами U і Ra для всіх порід (за виключенням гранітів гуджирського комплексу) обумовленого проявом лужного метасоматозу [17].

Фізична гетерогенність утворень обали-кумкудуцького комплексу СТП ЦК обумовлена значною внутрішньою неоднорідністю, пов'язаною із відмінними механізмами укорінення масивів, що можна відслідкувати в оцінках глибинності, ступеню диференціації, гібридизму і метасоматичних перетворень. Відповідно, за значеннями J_n , V_p і λ встановлюється близькість лейкократових гранітів різних комплексів однакової глибинності (Північний масив і породи куполу м. Жамантас, жильні граніти Обали-Кумкудуцького масиву). Зміна фізичних властивостей порід інтрузивів, в залежності від віку і структурного положення, в основному відповідає петрографічній класифікації (табл. 1). Так, густина гранітів змінюється у межах 2,50-2,72 г/см³ ($\bar{\sigma}_0 = 2,611$) із пониженням у лейкократових гранітах, граніт-порфірах (2,55-2,60 г/см³) і підвищується у біотит-роговообманкових різновидах гранітах (2,65-2,69 г/см³).

Гранітоїди УЩ неоднорідні за петрофізичними характеристиками, проявляючи різку відмінність між утвореннями ранньої та пізньої стадії ТМА.

Гранітоїди ранньої стадії (південнокальчицький, хлібодарівський, коростенський комплекси – УЩ (р)) мають переважно низьку мінеральну та об'ємну густину, помірну теплопровідність (табл. 1). Розподіл густини визначається насамперед особливостями їх речовинного складу: збільшенням вмісту КПШ і кварцу та зменшення темнобарвних мінералів супроводжується зменшенням густини. Відповідно простежується зменшення густини у петрографічному ряду сієніт-граносієніт-граніт (відповідно 2,64-2,71; 2,6-2,67 г/см³). Петромагнітний вигляд формується мінералами титаномагнетитової серії, що є типовим для інтрузивних гранітоїдів, а за величиною магнітної сприйнятливості породи відносяться до слабомагнітних порід і сильно різняться в межах окремих петрографічних і вікових груп. Для сієнітів і граносієнітів південнокальчицького комплексу відзначаються зниження величини α і Q (до 0,064) у результаті вторинних процесів в групі магнітних і слабомагнітних різновидів. За радіоактивністю ранньостадійні утворення – нормально-радіоактивні ($138,75 \cdot 10^{-14}$ А/кг) із K-Th природою породи; вміст U і Th – кларковий.

Гранітоїди пізньої стадії ТМА УЩ (кам'янноогильський, пержанський, курсунь-новомиргородський комплекси – УЩ (п)) володіють зниженими величинами майже по всьому спектру фізичних характеристик: густини, пружних і магнітних параметрів. Тільки пористість набуває високих величин, у свою чергу обумовлюючи низькі значення σ_0 і λ . Загальна радіоактивність порід висока, із Th-U природою радіоактивності; Th/U відношення різко знижене до значення 3,6 [1,15,17,19]. У гранітоїдах пізніх стадій ТМА дольова участь Th в ЗР знижується, а U і K – зростає.

Порівняльна характеристика фізичних властивостей гранітоїдних комплексів. Інтегральна петрофізична характеристика гранітоїдів 33 описується пониженими пружними, радіоактивними параметрами; порід ЦК – диференційованим розподілом об'ємної густини, магнітної сприйнятливості і високим Q; породи УЩ – різко зниженими величинами ефективної і загальної пористості, зростанням V_p , σ_0 , δ і зменшенням λ .

Дискримінаційна здатність кожної із фізичних ознак щодо розрізнення територіальних сукупностей порід отримана шляхом аналізу багатопараметричного масиву петрофізичних даних. Здатність ознак щодо розрізнення, чисельно виражається через величину λ Вілса; зростання якої визначає збільшення дискримінаційної здатності. З аналізу (табл. 1-2) видно, що найкраще територіальне розрізнення виконують структурно-чутливі і петромагнітні ознаки: V_p , σ_0 , ЗР, I_n , α , які мають найвищі показники λ Вілса (табл. 2, рис. 1(а,б)). Найнижчими значеннями λ Вілса, тобто найменшою дискримінаційною здатністю щодо територіального розрізнення, володіє низка речовинно-чутливих фізичних характеристик: δ , вміст K, U, Th, дольова участь калію у ЗР та фактор Кенігсбергера (табл. 2), які насамперед виражають спільні фізичні особливості всіх активізованих утворень. Власне, це підтверджується відомостями [17], про помітну різницю в величині мінеральної густини і радіоактивності між утвореннями ТМА і більш ранніми породами орогенної і посторогенної стадії розвитку земної кори.

Контрастність у величинах дискримінантних структурно-чутливих і петромагнітних характеристик гранітоїдів різної територіальної належності є проявом між різними петрофізичними асоціаціями порід утворених в певні тектоно-магматичні цикли формування земної кори. Інтрузивні утворення активізації палеозойських і мезозойських складчастих областей (33, ЦК) характеризуються середньою густиною, підвищеною магнітною

сприйнятливості, слабкою намагніченістю і радіоактивністю; у той час як їх аналоги епіплатформної докембрійської активізації (УЩ) мають підвищену густину і радіоактивність, середню магнітну сприйнятливості і намагніченість. Зміна петрофізичних асоціацій в еволюційному ряду об'єктів ТМА (табл. 2) проявляється зниженням σ_0 і V_p , ростом магнітної сприйнятливості і зби-

льшенням теплопровідності в групах порід однакового мінерального складу і близької густини (табл. 1); різке зростання радіоактивності супроводжується зміною її природи (з калієвої на уран-торієву). І навіть в межах однієї територіальної групи гранітоїдів наявні відмінні петрофізичні тренди порід ранньої і пізньої стадій ТМА (рис. 1(а,б) в групах УЩ (р) та УЩ (п)).

Таблиця 1

Усередненні фізичні характеристики гранітоїдних комплексів пізніх етапів ТМА

Оцінка	σ_0	δ	m_0	η	α	$\ln$	Q	Vp	Vp/ σ	λ	ЗР	K	Th	U	Th/U	%U	%Th	%K
	кг/м ³		%	10 ²⁸ ат.О/м ³	10 ⁻³ , од.СІ	10 ⁻³ , А/м	б.р.	м/с	$\frac{M^4}{(кг \cdot c)}$	Вт (м·К)	10 ⁻¹⁴ А/кг	%	10 ⁻⁴ %	б.р.	дол. од.			
обали-кумкудуцький*																		
сер.	2555				0,0537	1,8740	1,53	4280			143	3,48	29,3	4,6	8,4	0,17	0,63	0,20
мін.	2480				0,0000	0,0000	0,08	2590			12	0,7	12	1,1	2,23	0,05	0,24	0,01
макс.	2690				1,7100	10,200	14,70	5660			480	5	51	17	20,51	0,26	0,93	0,55
бічурський																		
сер.	2584				0,0744			3385			12,45	3,45						
мін.	2570				0,0251			2800			4,80	2,78						
макс.	2587				0,1885			4020			20,90	3,94						
куналійський																		
сер.	2637				0,1000			5049			12,22	3,23						
мін.	2561				0,0377			4189			5,80	2,75						
макс.	2695				0,1885			5680			46,00	4,00						
гуджирський																		
сер.	2608				0,0901			4850			65,20	3,40						
мін.	2542				0,0063			4092			19,10	2,33						
макс.	2622				0,1885			5515			150,9	4,06						
кам'янноомогильський																		
сер.	2596	2657	2,36	4,83	0,0025	0,0020	0,51	4330	1,66	2,65	281,9	3,68	52,65	12,9	4,22	0,33	0,54	0,12
мін.	2559	2609	1,06	4,76	0,0001	0,0003	0,10	3720	1,41	2,25	223	3,12	34,85	7,95	3,06	0,22	0,47	0,08
макс.	2642	2705	4,29	4,86	0,0777	0,0120	2,01	5150	1,99	3,17	360	4,09	83,00	19,0	6,50	0,41	0,67	0,16
пержанський																		
сер.	2622	2688	2,96	4,75	0,0083	0,0189	0,31	5434	2,08	3,44	263,5	3,75	50,01	12,5	4,87	0,33	0,50	0,18
мін.	2515	2647	1,62	4,51	0,00001	0,0002	0,01	4425	1,71	3,12	81,40	2,83	9,00	1,00	0,36	0,09	0,10	0,02
макс.	2791	2750	5,41	4,94	0,5122	0,6840	10,08	6250	2,41	3,71	939,3	4,79	421,3	52,0	16,73	0,75	0,81	0,51
корсунь-новомиргородський																		
сер.	2646	2708	2,46	4,78	0,0609	0,0266	0,54	5723	2,16	2,70	173,5	4,31	24,80	5,81	4,30	0,28	0,43	0,30
мін.	2559	2647	0,52	4,67	0,0004	0,0005	0,05	5080	1,92	2,36	47,10	3,50	8,23	2,80	1,71	0,17	0,25	0,14
макс.	2750	2792	5,37	4,93	0,0710	0,1550	11,89	6690	2,50	3,24	519,1	5,31	70,00	16,0	8,82	0,40	0,58	0,46
хлібодарівський																		
сер.	2641	2721	3,02	4,79	0,0068	0,4319	1,08	5226	1,96	2,62	109,1	3,96	10,46	1,47	8,36	0,11	0,44	0,36
мін.	2497	2607	0,33	4,63	0,00001	0,0003	0,01	4140	1,54	1,85	42,30	1,50	5,00	0,40	4,17	0,06	0,23	0,09
макс.	2793	2826	6,44	4,92	0,0628	8,1650	19,63	6540	2,50	5,01	350,5	5,42	34,00	6,60	28,33	0,18	0,64	0,85
коростенський																		
сер.	2625	2663	1,77	4,73	0,0012	0,0601	0,72	5534	2,11	3,18	123	4,09	20,08	4,30	4,90	0,24	0,44	0,32
мін.	2559	2621	0,60	4,61	0,00001	0,0002	0,01	4257	1,66	2,61	23,20	3,21	7,00	0,75	1,25	0,06	0,20	0,18
макс.	2692	2747	5,36	4,84	0,0298	0,7510	23,00	6760	2,58	3,76	311,5	4,81	38,00	8,70	8,79	0,42	0,65	0,46
південнокальчицький																		
сер.	2690	2716	2,05	4,69	0,0080	0,1929	0,90	5927	2,19	2,46	153,1	4,16	15,75	0,43		0,28	0,34	0,34
мін.	2595	2681	0,59	4,64	0,0003	0,0003	0,01	5610	2,08	2,07	71,70	0,50	10,00	0,20		0,27	0,27	0,18
макс.	2843	2767	3,21	4,74	0,0393	1,0500	3,76	6180	2,28	2,96	272,5	5,00	27,00	0,80		0,30	0,43	0,60

Умовні позначки: σ_0 – об'ємна густина, δ – мінеральна густина, m_0 – загальна пористість; η – кристалохімічна щільність, α – магнітна сприйнятливості, $\ln$ – намагніченість залишкова, Q – фактор Кенігсбергера, V_p – швидкість поширення повздовжніх хвиль, λ – теплопровідність, ЗР – загальна радіоактивність, вмісти: K – калію-40, Th – торію-232, U – урану –235; дольова участь у ЗР: %U – урану, %Th – торію, %K – калію. Статистична оцінка параметру: сер. – середнє, мін. – мінімальне, макс. – максимальне.

* – потужність дози інтегрального γ -випромінювання обрахована за вмістом окремих радіоактивних елементів (C_i) і коефіцієнтів концентраційної чутливості (γ_i): $I_\gamma = \gamma_U C_U + \gamma_{Th} C_{Th} + \gamma_K C_K$

Таблиця 2

Дискримінанта здатність петрофізичних параметрів гранітоїдів різних територіальних груп за λ Вілка

Параметр	λ -Вілка	Параметр	λ -Вілка	Параметр	λ -Вілка	Параметр	λ -Вілка
V_p	0,5250	V_p/σ	0,3446	K	0,3581	%K	0,3427
ЗР	0,3751	σ_0	0,3942	U	0,3420	Q	0,3450
α	0,3573	$\ln$	0,3709	Th	0,3434	δ	0,3435

Судячи із вказаних варіацій і еволюції фізичних властивостей (табл. 3), можна вважати, що провідними факторами формування регіональних петрофізичних асоціацій було геотектонічне положення, термодинамічний режим і глибинність магноутворення [19]. Петро-

магнітні параметри порід (α , $\ln$, Q) залежать як від хімічних властивостей магми, так і від термодинамічного режиму кристалізації магнітних мінералів. В стабільних і помірних рТ-умовах, на доактивізаційній стадії розвитку земної кори, здійснювалося прогресивне скорочення

обсягу слабкомагнітних відмін гранітів. При активзації епіплатформних ділянок, внаслідок максимального розігріву кори, відбулася втрата магнітності більшістю гранітоїдних комплексів, що виразилося в утворенні

слабомагнітних і немагнітних порід. Тому ми і спостерігаємо немонотонне зниження величини χ , $\ln$ з їх численними локальними і просторовими варіаціями.

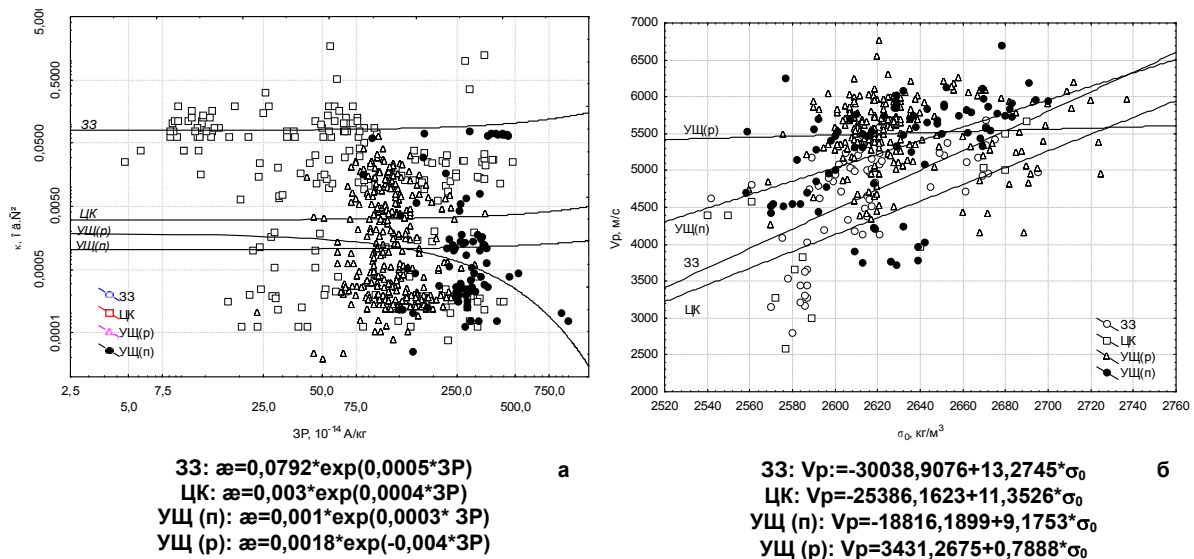


Рис. 1: (а) Діаграма магнітної сприйнятливості (χ) і загальної радіоактивності (ЗР) територіальних груп гранітоїдів пізніх етапів ТМА, 1; (б) Діаграма швидкості повздовжніх хвиль (V_p) і об'ємної густини (σ_0) територіальних груп гранітоїдів пізніх етапів ТМА

Таблиця 3

[illegible]

Зміна природи радіоактивності на фоні зниження її інтегральної величини, наявність низхідного тренду σ_0 -Vp, пояснюється насамперед відмінностями складу і еволюції гранітоїдного магматизму, а також впливом середньо- і високофоціального регіонального метаморфізму (УЩ) і метасоматичних змін (ЦК, 33). Показовим є більш вузькі діапазони зміни фізичних параметрів гранітоїдів епіскладчастих областей і ширші діапазони для гранітоїдів кратонізованих областей, що пов'язується із тривалістю етапу активізації – відносно короткі вікові відрізки пізньопалеозойської структурно-тектонічної перебудови [3-7,16,17] і триваліші епізоди докембрійської ТМА в УЩ (наприклад, ~60 млн р. для коростеньської комплексу [25]).

Висновки. Підвищити ефективність виокремлення територіального активізаційного магматизму можливо при залученні ряду фізичних характеристик (об'ємна густина, швидкості пружних хвиль, магнітна сприйнятливність, загальна радіоактивність) до існуючих традиційних геологічних, петрохімічних, геохімічних методів. Зазначені ознаки є типоморфними або провідними в своїх петрофізичних асоціаціях порід. В областях розвитку епіскладчастої активізації більшим розповсюдженням користуються слабощільні, з гетерогенним типом магнетизму (феро- і парамагнітної природи) і радіоактивності (торієва і торій-уранова) утворення, часто з проявом петрофізичної зональності. Області ТМА епіплатформних ділянок земної кори (УЩ) характеризуються підвищеною густиною і феромагнітними властивостями, сильнодиференційованими за намагні-

ченістю породами. Водночас, різномірні процеси гранітоїдного активізаційного магматизму, що відбувалися в територіально різних геологічних структурах, призводили до своєрідної речовинно-фізичної уніфікації новостворених порід з набуттям характерних властивостей і фізичних полів.

1. Афанасьев Н.А., Кривенцов И.И. Петрофизика, эволюция и металлогения земной коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2002. – № 1. – С. 210-221. 2. Белевцев Я.Н., Каляев Г.И., Галецкий Л.С. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. – М., 1975. – Т. 2. – С. 230-236. 3. Дворкин-Самарский В.А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. – Улан-Удэ, 1965. 4. Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В. и др. Геодинамические обстановки основных геологических эпох Монголии и их металлогеническая специфика // Эндегенные рудные формации Монголии. – М., 1984. 5. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. – М., 1985. 6. Комаров Ю.В. Мезозойский внегесинклинальный магматизм Западного Забайкалья. – Новосибирск, 1978. 7. Магматические горные породы. Т.6: Эволюция магматизма в истории Земли / Отв. ред. В.И.Коваленко. – М., 1987. 8. Нагибина М.С., Хаин В.Е., Яншин А.Л. Типы структур тектономагматической активизации и закономерности их развития // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. – М., 1975. – С. 41-55. 9. Науменко В.В. Эндегенное оруденение в эпохи тектономагматической активизации Европы. – К., 1981. 10. Перчук Л.Л., Летников Ф.А., Удовина Н.Г., Ленных В.И., Мурдов Я.А. Генезис эклитов Кочетавской глыбы // Докл. АН СССР. – 1969. – Т. 186, № 2. 11. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / К.Е.Есипчук, Е.М.Шеремет, О.В.Зинченко и др. / Под ред. И.Б. Щербакова. – К., 1990. 12. Свєшніков К.І., Сіворонов А.О. Облaсті докембрієвської тектономагматичної активізації фундаменту Східноєвропейської платформи // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 31-32. – С. 18-22. 13. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М., 1977. 14. Таусон Л.В., Козлов В.Д. Магматические источники рудного вещества областей вторичной активизации // Закономерности размещения

ния полезных ископаемых. Т. XI. – М., 1975. – С. 108-114. 15. Толстой М.И. Визначення аномальних значень результатів геохімічних досліджень засобами варіаційної статистики // Вісник Київ. ун-ту. Геологія і географія. – К., 1964. – № 6. – С. 38-42. 16. Толстой М.И. Некоторые теоретические посылыки геологического моделирования раннекембрийского гранитообразования // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. – 1991. – Вып. 17. – С. 3-14. 17. Толстой М.И. Особенности количественного распределения химических элементов и физических характеристик в гранитоидах и их петрогенетическое значение: Автореф. дис. доктора геол.-мин. наук. – К., 1970. 18. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В. Гожик А.П. Шабатура О.В. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання: Довідник – навчальний посібник // К., 2003. 19. Физические свойства горных пород и

полезных ископаемых (Петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман. – М., 1984. 20. Шевчук В.В. О происхождении порфировых и рапакивидных гранитов // Мин. сб. – 1990. – Вып. 2, № 44. – С. 104-111. 21. Шевчук В.В., Смирнов В.И. Особенности генезиса мезозойских гранитов Восточного Забайкалья и их отражение в химизме пород // ДАН СССР. – 1981. – Т. 256, № 3. – С. 669-673. 22. Шейнманн Ю.М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли // Тр. Всесоюз. ин-та золота и редких металлов. – 1959. – № 14. 23. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. – М., 1968. 24. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М., 1985. 25. Щербак И.Б. Петрология Украинского щита. – Львів, 2005.

Надійшла до редколегії 17.10.12

УДК 553.04

Н. Лижаченко, асп.

РАНЖУВАННЯ ВІТЧИЗНЯНИХ РОДОВИЩ ТА ПРОЯВІВ ГРАФІТУ ЗА ОСНОВНИМИ ГЕОЛОГО-ПРОМИСЛОВИМИ ПОКАЗНИКАМИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

В роботі проаналізовано родовища та рудопрояви графіту за основними та додатковими показниками, до яких віднесено: якість корисної копалини, технологічні властивості руд, потужність порід розкриття, ступінь геологічної вивченості, умови залягання порід, складність геологічної будови.

The article presents the analysis of deposits and ore occurrences of graphite on core and additional indicators, which are classified as: quality of minerals, the technological properties of ores, power breeds of disclosure, extent of geological knowledge, conditions of occurrence of species, the complexity of the geological structure.

Постановка питання. Графіт є важливою складовою промисловості в Україні та світі, а українська графітоносна провінція є однією з найбагатших в Європі. На сьогоднішній день до ресурсної бази державного балансу занесено 47 рудопроявів, а основні запаси сконцентровані на 6 родовищах (В 1994 р до Державного балансу України було занесено Балахівське родовище в Кіровоградській області, а в 2006 – Буртинське родовище (Хмельницька обл.).

Відкриття нових покладів тривало протягом останнього століття майже безперервно, проте, розробці піддаються лише руди Завалівського родовища. Запаси та ресурси графіту українських графітоносних провінцій є значними і, безумовно, зі збільшенням потреб ринку, інвестиційна привабливість графітовидобувної галузі зростає. Економічна ефективність розробки родовищ визначається їх гірничо-геологічними умовами, від яких залежить обсяг витрат на видобуток корисних копалин, облаштування родовища і т.д.

Аналіз попередніх досліджень та виділення невідісланих проблем. За результатами робіт, проведених ЦТЕ МГ УССР в 1981 р (М.Ф. Таранюк та ін.) був вперше наданий геолого-економічний огляд графітоносності Українського щита, за даними якого на території останнього нараховувалося 18 родовищ, 79 рудопроявів та 422 точки підвищеної графітової мінералізації. Основою даних досліджень стали матеріали геолого-зйомочних робіт масштабу 1:200 000, 1:50 000, дані глибинного геологічного картування, пошукових та розвідувальних робіт. Вивченням геологічної будови родовищ та якісних параметрів корисних копалин в різні роки займалися М.М. Янгічер, А.Д. Додатко, В.П. Ніколаєвський, Бочай та ін.

Завдання та методика виконання роботи. Метою роботи є ранжування об'єктів вітчизняної мінерально-сировинної бази графіту за геологічними, гірничотехнічними та технологічними критеріями геолого-економічної оцінки для встановлення найбільш перспективних для освоєння об'єктів. У даному дослідженні використовувались методи попередньої ГЕО, оскільки родовища та прояви характеризуються різним ступенем геологічного вивчення.

Оцінка проведена в два етапи. На першому етапі із загальної кількості рудопроявів (47-ми), враховуючи основні показники, такі як середній вміст графіту, потуж-

ність розкривних порід, ступінь геологічного вивчення, запаси та ресурси корисної копалини (в млн т руди), відібрано найбільш перспективні. На другому етапі, з метою врахування особливостей геологічної будови родовищ та проявів, характеру та особливостей руд, розширений перелік основних показників та включені додаткові і побудована рейтингова таблиця родовищ та найбільш перспективних рудопроявів. Для зручності побудови рейтингової таблиці основні показники були пронумеровані: показник 1 – якість корисної копалини; показник 2 – характер руд та тип графіту, додатковий показник 2 – наявність в рудах негативних домішок, що впливають на швидкість та порядок ступенів флотації, показник 3 – потужність та характер порід перекриття, додатковий показник 3 – характер денної поверхні, показник 4 – ступінь геологічної вивченості, показник 5 – складність геологічної будови родовища, показник 6 – умови залягання порід. Таким чином, виділено 6 основних та 2 додаткових показники, що будуть визначати перспективність подальшого освоєння родовищ та проявів.

Виклад основного матеріалу дослідження. Попередньо, для виявлення найбільш перспективних об'єктів із балансових рудопроявів, прийнято показники, що відповідають рівню їх геологічної вивченості і є відомі для кожного прояву: середній вміст графіту в руді, потужність порід розкриття, ступінь геологічної вивченості, запаси (ресурси) (табл. 1).

Таблиця 1

Ранжування рудопроявів

Показник/бал	1	2	3	4	5
Вміст граф.сер.%	3,4-4,5	4,6-5,6	5,7-6,7	6,8-7,8	7,9-9
Потужність порід розкриття	80 >	60-80	40-60	20-40	<20
Ступ геол. вивчення	P ₁ , P ₂	C ₂	C ₁	B	A
Запаси/ресурси, млн..т.руди	<5	5-15	16-30	31-60	60>

Таким чином, отримано найбільш перспективні прояви: Каратюкський, Махаринецький, Кошаро-Олександрівський, Дубинівський, Вишняківський, Сачкинський, Водянський, Варварівський, Бабенківський. Ці об'єкти отримали високі бали за рахунок більш детальної геологічної вивченості та величини запасів, оскільки раніше вважались родовищами.

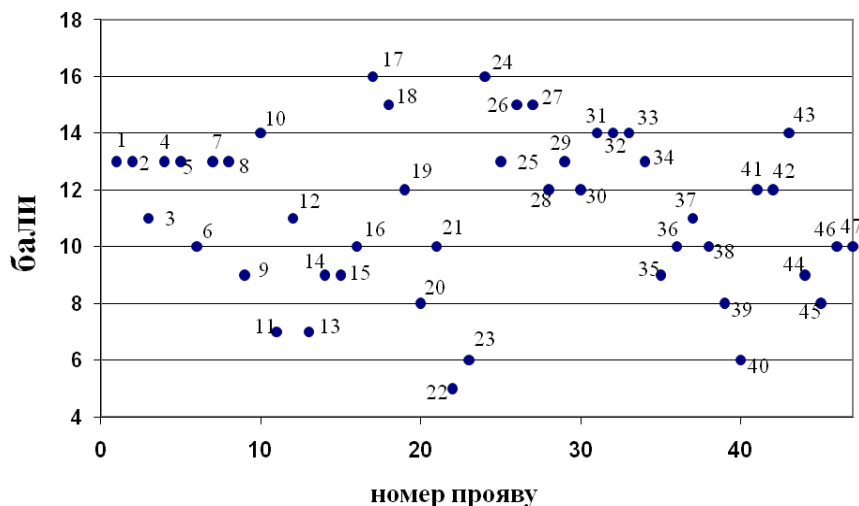


Рис. 1. Ранжування рудопояв за основними показниками:

1 – Забарівський, 2 – Яблунівський, 3 – Замороченсько-Городнявський, 4 – Майданвільський, 5 – Буртинський (діл.Майданська), 6 – Діл. Хмельівська, 7 – Діл.Північно-Західний фланг, 8 – Діл. Лісова, 9 – Пединський, 10 – Махаринецький, 11 – Шереметівський, 12 – Дениші, 13 – Сальниківське, 14 – Хоцеватське, 15 – Шамраївське, 16 – Сабатинівське, 17 – Кошаро-Олександрівське, 18 – Дубинівський, 19 – Скалівський, 20 – Рогівський, 21 – Сухоташлицький, 22 – Врадівський, 23 – Балахівське (ділянка Північна), 24 – Водянський, 25 – Більше-Водянський, 26 – Варварівський, 27 – Бабенківський, 28 – Кодацький, 29 – Зеленівський, 30 – Темрюкський, 31 – Каратюкський, 32 – Вишняківський, 33 – Сачкинський, 34 – Комишуватське, 35 – Демовярський, 36 – Зарудинецький, 37 – Міжріченський, 38 – Константиновський, 39 – Воєводський, 40 – Богословський, 41 – Троянський, 42 – Вюнківський, 43 – Павлівський, 44 – Вільшанський, 45 – Синицівський, 46 – Східно-савранський, 47 – Ставківський

Далі зроблено порівняння найбільш перспективних проявів з балансовими родовищами. Оцінка проводиться за якісними геологічними та промисловими показниками.

Показник 1. Якість корисної копалини (вміст графіту на тону руди) За вмістом графіту для бальної оцінки руди родовищ були розподілені за п'ятибальною шкалою наступним чином (на родовищах вміст коливається в межах 3-10 %): 3-4,4 % графіту – 1 бал; 4,4-5,8 % – 2 бали; 5,8-7,2 % – 3 бали; 7,2-8,6 % – 4 бали; 8,6-10 % – 5 балів.

Для більшої достовірності такого поділу була встановлена величина градації 1,4, отримана з відношення різниці відсоткових вмістів та кількості балів ($10-3=7/5=1,4$)

Показник 2. Технологічні властивості (структурна характеристика руд – залежно від умов знаходження руди можуть бути щільними, напівпукими, пукими, до уваги приймається також текстурно-структурний тип графіту, що впливає на спосіб їх збагачення) (табл. 2).

Таблиця 2

Розподіл балів за показником 2

Структурна характеристика руд	Бал	Тектурно-структурний тип графіту	Бал
Пухкі	3	Явнокристалічний	2
Напівпукі	2	сталічний	1
Щільні	1	Прихованокристалічний	0

Дуже часто на родовищі присутні всі типи руд, в таких випадках родовище отримуватиме бал за показником, що має найвище промислове значення.

Характер руд та тип графіту є показниками, що безпосередньо впливатимуть на спосіб збагачення. Руди графітових родовищ України збагачуються переважно флотацією. Найкраще збагачуваними є лускаті руди, в яких графіт знаходиться у вигляді окремих кристалів у формі лусок розміром до декількох міліметрів. Флотація щільнокристалічних руд здійснюється майже так само, як і лускатих, але з меншою швидкістю, що обумовлено наявністю у них деякої кількості зерен прихованокристалічного графіту (до 15-25 %), який повільніше флотується і вимагає більш тонкого подрібнення. Процес флотації ускладнюється також якщо руди є приховано-

кристалічними. Стосовно структурного типу руд, то найлегше збагачуються рихлі (вивітрілі) руди.

Додатковий показник 2. Графіт належить до найбільш легкофлотованих мінералів, але його флотова-ність залежить також від крупності кристалів, характеру домішок і ступеня окиснення поверхні. Так, наприклад, наявність карбонатних домішок впливає на швидкість та порядок складових ступенів флотації, а піритизація руд знижує якість флотації. Тому у випадках, коли руди на родовищі є кальцитизованими чи піритизованими, родовище втрачатиме -0,5 бала.

Показник 3. Потужність порід розкриття. Оскільки максимальна потужність порід перекриття на родовищах 50м, бальна оцінка буде наступною (табл. 3):

Таблиця 3

Розподіл балів за показником 3

Потужність	до 10 м	до 20	до 30	до 40	до 50
Бал	5	4	3	2	1

Додатковий показник 3 – характер порід денної поверхні. Іноді розробка родовища ускладнюється розміщенням родовища на заповідних чи родючих землях, що зменшує його привабливість як об'єкта капіталовкладень та знижує ймовірність розробки.

Потужність та характер денної поверхні порід розкриття впливають на ефективність експлуатації родовища. Розміщені на малопродуктивних землях родовища (глини, суглинки, піски, супіски, галечники) отримуватимуть плюс 2 бали, на орних та малопродуктивних землях – плюс 1 бал, а на заповідних територіях балів не отримуватимуть. +3 бали отримуватимуть родовища, породи перекриття яких мають промислове значення та можуть видобуватися комплексно, а також родовища, що мають незначну потужність порід перекриття і не потребують значних площ для відвалів.

Показник 4. Ступінь геологічної вивченості. За даним показником родовища, що вивчені до категорії будуть отримувати 5 балів, В – 4 бали, С₁ – 3, С₂ – 2 бали, прогнозні – 1 бал.

Показник 5. Складність геологічної будови. В даному параметрі визначається перш за все, розмір та характер коливання потужності покладу, мінливість речовинного складу руд в просторі (зміна вмісту графіту в руді). До даного визначника включається також морфологія рудних тіл. Таким чином, відповідно до "Класифікації..." [4], родовища будуть поділені за чотирма групами складності (родовища 4 групи складності геологічної будови практичного значення не мають).

В переважній більшості графітові родовища України характеризуються простим заляганням, оскільки рудоносні товщі є витриманими по падінню та простяганням. В окремих випадках (Сачкинське, Троїцьке) падіння порід за рахунок дислокацій є змінним, що характеризує складне залягання. За напрямками кута падіння переважає круте залягання. В багатьох випадках визначальною ознакою, що впливає на групу складності родовища, є розподіл корисного компоненту, який, як правило, в Українській графітоносній провінції є нерівномірним. Так, наприклад, Каратюкський прояв характеризується невитриманими на глибину та по простяганням рудними тілами і нерівномірною графітизацією, що відносять родовище до 2 групи складності. Старокримський прояв морфологічно представлений лінзами і жилами з нерівномірно розсіяним в породі графітом. На Маріупольському родовищі спостерігаються невитримані за потужністю лінзоподібні та пластові породи.

рудні тіла, що значно інтродовані гранітами та апліт-пегматитами з нерівномірним розподілом графіту. На Вишняківському, Водянському, Варварівському та Бабенківському рудопроявах рудні поклади представлені відносно витриманими пластовими рідше лінзоподібними покладами з відносно рівномірним розподілом графіту в породі, інколи характеризуються порушеним заляганням. Троїцьке і Петрівське родовища мають нерівномірний розподіл графіту та значним коливанням потужності покладів й ускладнюються інтрузіями гранітів і пегматитів. Гнейси Сачкинського прояву часто дислоковані та зібрані в складки.

Показник 6. Умови залягання порід визначаються за величиною кута падіння порід та витриманістю покладу по простяганням та падінню в межах ділянки (табл. 4). Залягання може бути горизонтальним та дуже пологим (0°-5°), пологим (5°-25°), похилим (25°-45°), крутим (45°-60°) та дуже крутим (60°-90°). Крім того, залягання порід може бути простим (витримане по простяганням та падінню) або складним (при зміні кута падіння). Чим складнішими є дані параметри, тим складніші умови розвідки та розробки родовища.

У табл. 5 і 6 наведено відомості щодо основних та додаткових параметрів родовищ за якими буде підраховуватись сумарний бал.

Результати рейтингової оцінки за визначеними показниками наведено в табл. 7.

Таблиця 4

Розподіл балів за умовами залягання

Величина кута падіння	Бал	Витриманість покладу	бал
Дуже полого	5	Просте	2
Пологе	4	Складне	1
Похиле	3		
Круте	2		
Дуже круте	1		

Таблиця 5

Промислові показники родовищ

Родовище/прояв	Вміст графіту середній	Тип руд	Тип графіту	Потужність порід розкриття		Промислове значення та характер порід перекриття на денній поверхні
				Від	до	
Каратюкський	8	щільні кальцитизовані	лускатий	2	10	орні та малопродуктивні землі
Махаринецький	4,6	пухкі, напівпухкі, щільні	лускатий	0	13	орні та малопродуктивні землі
Кошаро-Олександрівський	9	напівпухкі, щільні	лускатий	12	20	забудови та орні землі
Дубинівський	9	щільні	лускатий	3	18	малопродуктивні землі
Вишняківський	6,1	щільні піритизовані	лускатий	0	7	малопродуктивні землі
Сачкинський	7	щільні кальцитизовані	лускатий	0	3	орні та малопродуктивні землі
Троїцьке	8,04	напівпухкі	лускатий	0,2	8	розміщено в санітарно-охоронній зоні Бердянського водосховища
Водянський	8	пухкі	лускатий	0	50	малопродуктивні землі
Варварівський	7,52	пухкі	лускатий	30	40	малопродуктивні землі
Бабенківський	7	пухкі та щільні	лускатий	8	14	малопродуктивні землі
Петрівське	7,18	пухкі	лускатий	3,5	20	малопродуктивні землі
Маріупольське	3,92	щільні	лускатий	0,7	35	орні та малопродуктивні землі
Завалівське	6,2	пухкі, напівпухкі, щільні	лускатий	8	45	будівельний камінь, піски, глини (пром.знач)
Балахівське	4,94	пухкі, напівпухкі	лускатий	9	20	Піски та глини (пром.зн)
Буртинське	5,85	пухкі, напівпухкі, щільні	лускатий	20	30	Глини (пром.зн.)

Таблиця 6

Додаткові промислові показники родовищ

Родовище	Група складності	Умови залягання за величиною кута падіння	Умови залягання за витриманістю покладу	Ступінь геол. вивч
Каратюкський	2	круте	просто	P ₁
Махаринецький	2	пологе	просто	P ₁
Кошаро-Олександрівський	2	Похило	просто	B
Дубинівський	2	похило	просто	P ₁
Вишняківський	2	дуже круте	просто	C ₂
Сачкинський	3	дуже круте	складне	C ₂
Троїцьке	3	дуже круте	складне	A
Водянський	2	круте	просто	A
Варварівський	2	похило	просто	C ₂
Бабенківський	2	круте	просто	A
Петрівське	3	похило	просто	A
Маріупольське	2	похило	просто	A
Завалівське	2	круте	просто	A
Балахівське	2	пологе	просто	A
Буртинське	2	круте	просто	A

Таблиця 7

Оцінка родовищ за даними основних та додаткових показників

Родовище/прояв	Показник 1	Показник 2	Додатковий показник 2	Показник 3	Додатковий показник 3	Показник 4	Показник 5	Показник 6	Сума балів
Каратюкський	4	3	-0,5	5	1	1	2	4	19,5
Махаринецький	2	5		54	1	1	2	6	21
Кошаро-Олександрівський	5	4		4	1	4	2	5	25
Дубинівський	5	3		4	2	1	2	5	22
Вишняківський	3	3	-0,5	5	2	2	2	3	19,5
Сачкинський	3	3	-0,5	5	1	2	1	2	16,5
Троїцьке	4	4		5		5	1	2	21
Водянський	4	5		1	2	5	2	4	23
Варварівський	4	5		2	2	2	2	5	22
Бабенківський	3	5		4	2	5	2	4	25
Петрівське	4	5		4	2	5	1	5	26
Маріупольське	1	5		2	1	5	2	5	21
Завалівське	3	5		1	3	5	2	4	23
Балахівське	2	5		4	3	5	2	6	27
Буртинське	3	5		3	3	5	2	4	25

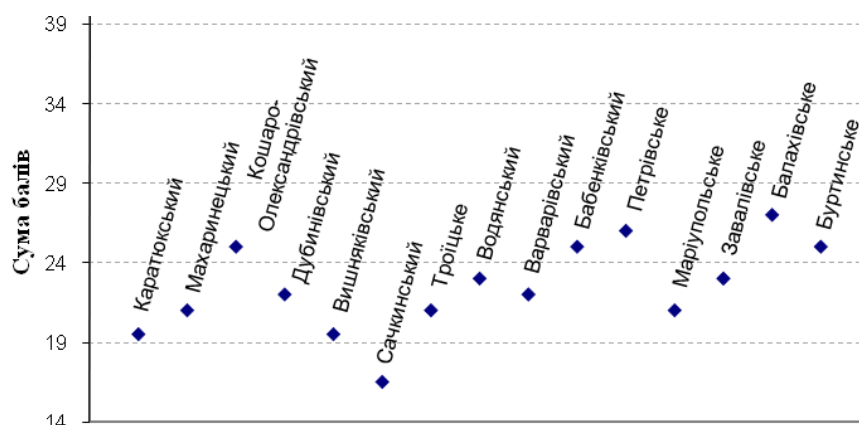


Рис. 3. Ранжування родовищ та найбільш перспективних проявів за сумою балів

Висновки. Таким чином, було проведена геолого-економічна оцінка родовищ з використанням основних геологічних, гірничо-технічних та технологічних параметрів, що визначають економічну ефективність розробки родовища і отримано такі результати:

1. Найбільш перспективними для подальшого освоєння визначені прояви Водянський, Варварівський, Бабенківський, Кошаро-Олександрівський та балансові Балахівське, Буртинське та Петрівське родовища.

2. У багатьох випадках геолого-промислова привабливість родовища (прояву) зростала (Кошаро-Олександрівський, Дубинівський) за рахунок середнього відсоткового вмісту графіту в руді, в інших навпаки –

знижувалась, хоча відомо, що відкритих способах розробки практично всі руди кристалічного графіту вважаються промисловими. У випадку Завалівського родовища бали занизились за рахунок значної потужності порід перекриття, що має свій прояв на самому родовищі, адже тривала його розробка призвела до відведення значних територій навколо родовища під відвали.

3. Інвестиційна привабливість родовищ та проявів графіту УЩ може визначатись з урахуванням наведених параметрів гірничо-геологічних умов розробки, якісних параметрів корисних копалин та запасів (ресурсів) цих об'єктів (табл. 8).

Таблиця 8

Інвестиційна привабливість родовищ та проявів графіту УЩ

Родовище (прояв)	Величина запасів, руда, млн.т	Сума балів
Каратюкський	25,2	19,5
Махаринецький	158	21
Кошаро-Олександрівський	10	25
Дубинівський	32	22
Вишняківський	23,2	19,5
Сачкинський	25	16,5
Троїцьке	2	21
Водянський	0,2	23
Варварівський	44,8	22
Бабенківський	3,6	25
Петрівське	7,5	26
Маріупольське	3,4	21
Завалівське	95,2	23
Балахівське	23,9	27
Буртинське	113,4	25

1. Андрієвський І.Д. Обґрунтування розміру єдиного нормативу плати за користування надрами // Мінеральні ресурси України. – 2008. – № 1. – С. 26-32. 2. Андреева О.А. Оцінка бентонітових родовищ України за допомогою бальної оцінки // Вісник Київського університету. Геологія. – 2009. – № 46. – С. 55-59. 3. Вульчин Є.І. Високометаморфізовані вугли-

сті утворення і графіти України. – К., 1967. – С. 108–113. 4. Державний баланс запасів України. – К., 2011. 5. Іванціє О.Є. Геологія та генезис графітових родовищ України. – К., 1972. – С. 74–78. 6. Минеральное сырьё. Графит: Справочник. – М., 1997.

Надійшла до редколегії 07.10.12

УДК 553.98:550.8.477.5

М. Дудніков, заст. нач. відділу

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ (БАХМУТСЬКА КОТЛОВИНА)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. В.В. Огарем)

Розглянуто особливості геологічної будови південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини. Геологорозвідувальні роботи в межах зазначеної території проводяться досить великий проміжок часу. Тут відкрито ряд родовищ вуглеводнів, виявлена та підготовлена до глибокого буріння низка перспективних в нафтогазоносному відношенні структур. Проведено буріння пошукових свердловин в яких отримано прямі ознаки нафтогазоносності переважно відкладів карбону. Проведення подальших геологорозвідувальних робіт дасть можливість відкрити в межах південно-східної частини ДДЗ ще нові родовища вуглеводнів. В статті зроблена спроба на підставі наявного матеріалу розділити зазначену територію на окремі зони пошуку пасток вуглеводнів приурочених різних структурних типів.

In this article the particularities of geological construction of the south-eastern part of Dniprovsko-Donetsk depression are considered. Geological explorations on this territory are conducted rather long length of time. On this territory some hydrocarbon fields were discovered there. Furthermore some perspective of the oil and gas structures were discovered. The further geological explorations will enable to discovered of the new oil and gas fields in south-east part Dniprovsko-Donetsk depression. In article was made attempt to separate this part Dniprovsko-Donetsk depression on different zones of searching for trap hydrocarbon of the different structured types.

Постановка проблеми. Одним з найважливіших факторів розвитку національної економіки є забезпечення її паливно-енергетичними ресурсами. Поступове вичерпання ресурсів вже відкритих нафтових та газових родовищ вимагає звернути увагу на значні за розмірами перспективні площі, які поки що не достатньо включені у сферу нафтогазопозукових робіт. Однією з таких перспективних ділянок є південно-східна частина Дніпровсько-Донецької западини. Тут відкрито та експлуатуються такі родовища вуглеводнів як Співаківське, Святогірське та Дробішівське. Проте аналіз геологічної будови даної території свідчить про те, що тут можна відкрити ще нові родовища вуглеводнів.

Аналіз попередніх досліджень. Геологорозвідувальні роботи в межах південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини вже проводяться досить великий проміжок часу. Завдяки проведеним дослідженням відкрито три родовища вуглеводнів, виявлена та підготовлена до глибокого буріння низка перспективних в нафтогазоносному відношенні структур. Проведено буріння пошукових свердловин в яких отримано прямі ознаки нафтогазоносності переважно відкладів карбону. Окрім того, описувана територія вивчена на глибину до 1,5 км бурінням структурних і картувальних свердловин, а також проходкою шахтних гірських виробок. Для визначення загального потенціалу газоносності також були пробурені дві параметричні свердловини – Бахмутська №1 і Артемівська №1.

Формування цілей статті. За результатами проведених геологорозвідувальних робіт отримана велика кількість цікавої інформації щодо особливостей геологічної будови даної ділянки та формування в її межах пасток вуглеводнів. Основною ціллю статті є спроба визначити особливості геологічної будови та провести регіональну зональність щодо пошуку та розвідки пасток вуглеводнів різного типу.

У морфотектонічному відношенні південно-східна частина Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) являє собою перехідну зону між ДДЗ та Донецькою складчастою спорудою (ДСС). Основними структурами перехідної зони є Бахмутська (на півночі) та Кальміус-Торецька (на півдні) котловини. Бахмутська та Кальміус-Торецька котловини розділяються структурною зоною антиклінальних піднятів (Дружковсько-Костянтинівське, Троїцьке, Бантишевське, Корупське, Камішевахське, Петрівське та Волвенківське). Одні дослідники вважають, що Бахмутська та Кальміус-Торецька котловини відносяться до західної зони замикання складчастої Донбасу і відділяють його від ДДЗ [1]. Інші дослідники включають обидві улоговини до складу Дніпровсько-Донецької западини, а її границю з ДСС проводять приблизно по лінії Волновахсько-Чернухінського розлому [2]. Якщо ж розглянути територію Бахмутської та Кальміус-Торецької котловини по геологічних ярусах, то у палеозойському розрізі це північно-західні околиці ДСС, а у мезозойському південно-східне замикання ДДЗ [3,4].

© Дудніков М., 2012

Характерною для регіону є трьохярусна будова осадової товщі. Тут виділяються три крупних структурних яруси: палеозойський, мезозойський та кайнозойський. Кожний з них відрізняється тектонічною дислокацією, ступенем метаморфізму і зміщенням структурних планів. Ці особливості обумовлені проявом головних тектонічних фаз: переддронівською і передкайнозойською (парамійською). Є також і внутрішньоповерхові особливості, що викликані проявами дрібніших фаз кіммерійсько-альпійського тектогенезу. Бахмутська і Кальміус-Торецька котловини є значними і складними геотектонічними елементами району. Оскільки наведена вище територія має значні розміри то в межах даної роботи ми зупинимось більш детально на особливостях геологічної будови власне Бахмутської котловини та прилеглих ділянок.

Як вже відмічалось, Бахмутська котловина утворює північно-західну зону замикання складчастого Донбасу або перехідну зону між ДСС та ДДз (рис. 1). Це мезозойська структура яка накладена на герцинський план (рис. 2 та рис. 3). Її походження пов'язане з зануренням західної частини ДСС у дронівський час (T_{1dr}), що супроводжувалось відповідним підняттям східної частини ДСС. В кінці дронівського часу, у зв'язку з затуханням складкоутворюючих процесів і руйнування палеозойських структур, почалося опускання крайових частин ДСС, на що вказує більш широке, у порівнянні з дронівською світою (T_{1dr}), трансгресивне залягання срібрянської світи (T_{1sr}) на бортах прогину на породах верхнього, середнього і навіть нижнього карбону. Котловина знаходиться північніше Дружківсько-Костянтинівської – Волвенківської зони антиклінальних піднять. У плані вона витягнута у північно-західному напрямку і має розміри 170×70 км. З усіх боків котловина обрамляється верхньопалеозойськими – пермськими та кам'яновугільними відкладами, що складають її основу. На північному заході Бахмутська котловина відкривається в бік ДДз. Котловина є відносно симетричною структурою з крутим ($25-40^\circ$) південним і більш пологим ($15-30^\circ$) північним крилами (рис. 2 та рис. 3). Вісі всіх її структур простягаються на захід – північний захід. Є лише окремі відхилення від цього напрямку. Вони виникають тоді, коли мезозойські структури не успадковують палеозойський структурний план.

Бахмутська котловина досить складна у геологічному плані. Її північно-східне крило виділяється під назвою Алмазно-Мар'ївська геотектонічна зона, а південне, майже прямолінійне – відповідає північним крилам Дружківсько-Костянтинівської антиклінали (рис. 1).

На півночі котловина обмежена Північно-Донецьким крайовим розломом з низкою структур, що простягаються у південному піднятому крилі розлому. На південному сході межа структури проводиться по Чорнухінській флексурі. На північному заході котловина умовно обмежена двома рядами купольних та брахіформних структур, що сходяться під гострим кутом. Перший ряд куполів, що знаходиться на лінії продовження Дружківсько-Костянтинівської антиклінали, включає Корольський, Камішевахський, Петровський та Волвенківський куполи; другий (північний) ряд структурних форм об'єднує Південно-Ямпільську, Ямпільську, Терновську, Білогорівську, Краснорецьку, Співаківську і Волвенківську структури, що розташовані у смузі, яка обмежена продовженням Мар'ївського та Північно-Донецького насувів (рис. 1 та рис. 3). Купольні структури Бахмутської улоговини на відміну від куполів Дніпровсько-Донецької западини мають виходи на поверхню палеозойських ядер. Більшість структур всередині Бахмутської улого-

вини узгоджуються з тектонічними лініями головного ("донецького") західно-північно-західного напрямку.

Синклінальні западини між рядами куполів мають більш чіткі лінійні форми, які добре фіксуються успадкованою молодією тектонікою – кіммерійсько-альпійського віку. Внаслідок цих рухів і було закладено деякі купольні структури. Мезокайнозойський структурний план накладених молодих форм не співпадає з палеозойським. Ці форми орієнтовані у східно-північно-східному напрямку.

Тектонічний план Бахмутської котловини ускладнений солянню тектонікою. Центральна частина її складена комплексом мезозойських і кайнозойських порід – дронівською, срібрянською і протопівською світами триасу, юрськими, крейдяними, палеогеновими, неогеновими та антропогеновими відкладами. Цей комплекс з дронівською світою в основі з різким тектонічним неузгодженням залягає на різних горизонтах галогенних відкладів нижньої пермі у синкліналях Бахмутської котловини і на теригенних породах нижньої пермі та верхнього карбону на бортах прогину, а також на позитивних внутрішніх структурах. У найбільш прогнутих частинах синкліналей потужність комплексу мезозойських і кайнозойських порід сягає 1600-1800 м (рис. 2 та рис. 3).

У розрізі осадового чохла улоговини виділяються три структурних поверхи: верхньопалеозойський, мезозойський та кайнозойський. Внутрішньоповерхові особливості будови улоговини обумовлені проявом більш слабких тектонічних фаз кіммерійсько-альпійського тектогенезу. Найменше геологічної інформації є про нижню частину верхньопалеозойських утворень і породи кристалічного докембрійського фундаменту, що переkritий 15-18-кілометровим осадовим чохлам.

Верхньопалеозойський і мезозойський структурні поверхи за тектонічним розвитком є більш або менш близькими і в загальному успадковують тектонічні плани, хоча досить часто відмічаються невеликі неспівпадіння. Кайнозойський структурний план різко відрізняється від мезозойського і майже усюди залягає горизонтально.

Якщо прийняти Бахмутську котловину за структуру першого порядку, то всередині її виділяються структури дрібніших порядків – антиклінали, синклінали, брахіструктури, куполи і соляні діапіри (рис. 1). Перехідні структури на відміну від лінійних форм з'являються на північ від умовної лінії Бантишево – Слов'янськ – Дронівка.

До крупних тектонічних елементів, що займають великі простори всередині котловини, слід віднести перш за все чотири синклінали, що витягнуті у загальному у північно-західному напрямках: Краматорсько-Часів'ярську, Криволукську, Камішевахсько-Лиманську та Північну (рис. 1). Ці синклінали розділяються двома антиклінальними зонами: Дронівсько-Співаківською (до складу якої входять Дронівська, Торсько-Дробишівська, Св'ятогірська, Сухокам'янська, Кам'янська та Співаківська структури) і Артемівсько-Слов'янською (Артемівська антикліналь та Слов'янська брахіантикліналь). Антиклінальні зони внаслідок частоті ундуляції вісей мають складну будову. Синклінали побудовані значно простіше і більш повно представлені комплексом мезозойських і кайнозойських відкладів.

Для більшості, як крупних, так і дрібних структур характерним є: нахил вісьових площин на південь і занурення шарнірів у північно-західному напрямку, більша крутизна південних крил складок у порівнянні з північними, правобічне кулісоподібне розташування складок, при якому кожна з тих, що розташована південніше, зміщена правіше відносно більш південної. Спостерігається і спадковість більшості палеозойських і мезозойських структурних форм [5].

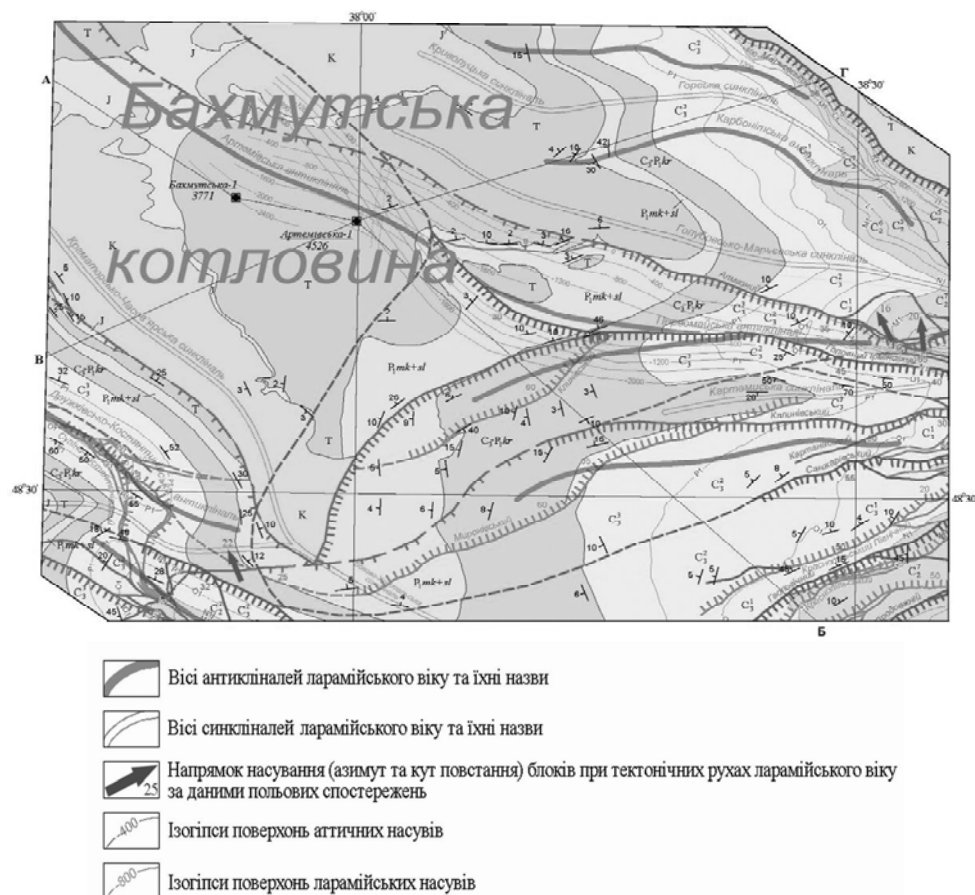


Рис. 1. Структурна карта перехідної зони між ДСС та ДДз на рівні Ларамійського структурного поверху

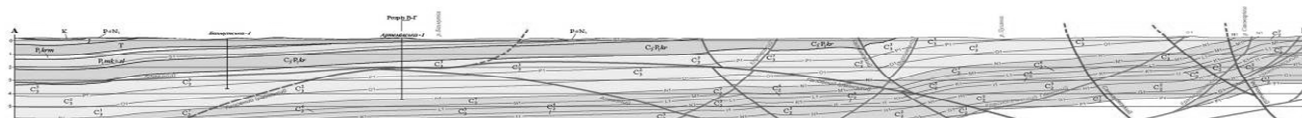


Рис. 2. Геологічний профіль по лінії А-Б (за матеріалами ДРГП "Донецькгеологія")

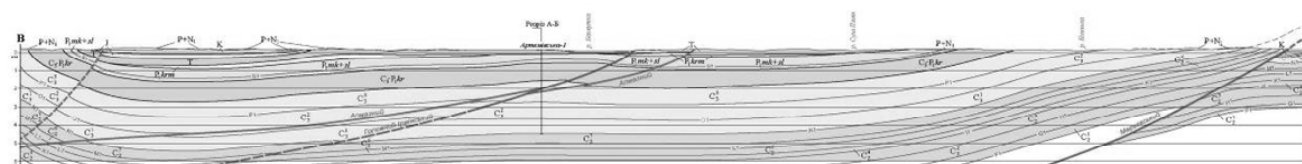


Рис. 3. Геологічний профіль по лінії В-Г (за матеріалами ДРГП "Донецькгеологія")

Краматорсько-Часів'ярська синкліналь розташована у східній частині Бахмутської улоговини (рис. 1). Вона є продовженням Головної синкліналі Донбасу у північно-західному напрямку. Це синклінальна складка, що витягнута на десятки кілометрів. У її південно-східній частині на площі розповсюдження мезозойських відкладів крейдяні породи перекривають юрські – нижньотріасові. Це свідчить про те, що ця частина структури опускалася з одночасним розширенням трансгресії. На південному сході синкліналь є більш відкритою і у районі м. Дебальцеве вона вливається у Боково-Хрустальську синкліналь. Закладання структури відбулося у кінці ранньої пермі в процесі заключних фаз герцинського тектогенезу, а підновлення – з неодноразовою тектонічною активізацією Центрально-Донецького розлому у ларамійську фазу [6].

Криволуцька, Камишевахсько-Лиманська і Північна синкліналі виникли на моноклінальному північно-східному герцинському схилі прогину в результаті утворення мезо-

зойської Дронівської антикліналі. Криволуцька синкліналь знаходиться у східній частині Бахмутської улоговини між Артемівсько-Слов'янською антиклінальною зоною і східним бортом улоговини. Закладено її у пізньому палеозої внаслідок заключних фаз герцинського тектогенезу, але повністю вона сформувалася у мезозої [7].

Камишевахсько-Лиманська синкліналь знаходиться у північній частині Бахмутської улоговини, між Петровсько-Камишевахсько-Слов'янсько-Дронівською групою купольних підняття на півдні і Співаківсько-Кам'янсько-Дробишівсько-Торською – на півночі. Це молода мезозойська структура, яка виникла на північному моноклінальному схилі внаслідок утворення (південніше) пізньопалеозойського Краснооскольського купола та низки молодих позитивних структур, починаючи від Співаківського підняття на заході до Торсько-Дробишівського на сході.

За структурними умовами на дослідженій території можна виділити окремі зони, що розрізняються виявленими пастками вуглеводнів різних структурних

типів: розвитку соляних діапирів, антиклінальні та тектонічно екрановані пастки (рис. 4). Окрім того, необхідно виділити зони де, враховуючи особливості

геологічної будови, можуть утворитися пастки перехресно-насувного типу та літологічно обмежені пастки (рис. 4).

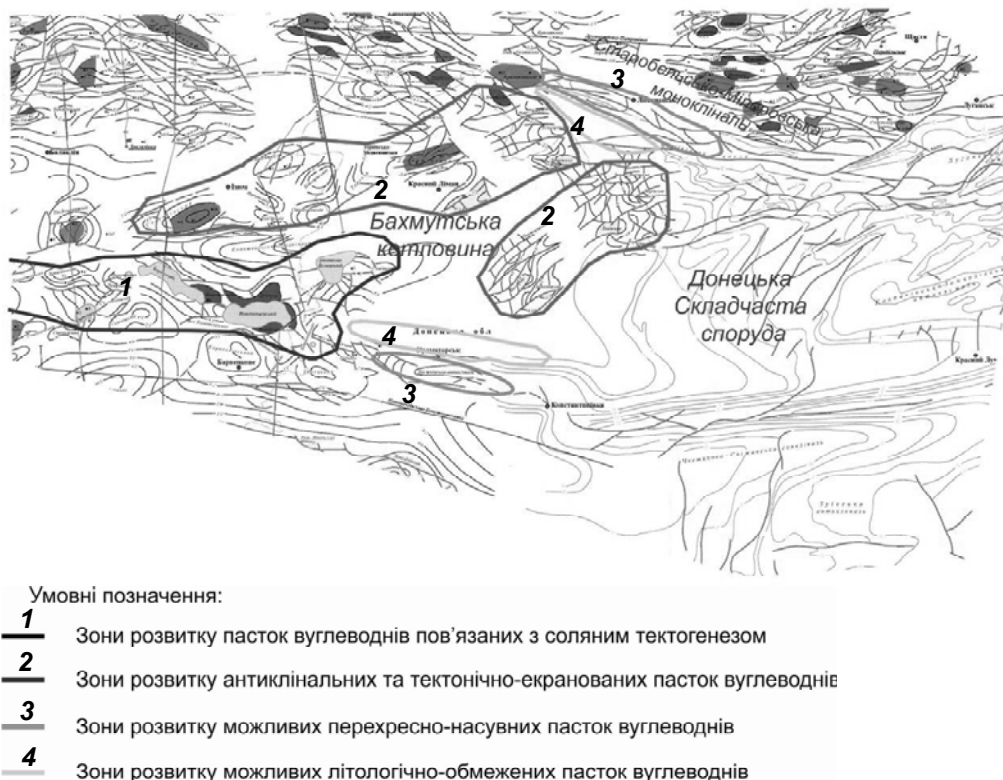


Рис. 4. Структурно-тектонічна карта перехідної зони між ДСС та ДДЗ з виділеними зонами розвитку пасток вуглеводнів різного типу (структурно-тектонічна основа за даними ДГП "Укргеофізика")

Зона розвитку соляних діапирів (рис. 4) розташована на північному заході території. Включає Новодимитрівську, Адамівську, Слов'янську, Корупільську, Бантишівську, Степківську та інші структури-пастки, ускладнені соляними діапірами. На всіх них проводились пошукові роботи на нафту та газ. Тут були отримані непромислові припливи вуглеводнів. Зона продовжується далі на північний захід в бік ДДЗ. Ресурсний потенціал цієї зони може складати понад 15,1 млн т умовного палива.

Зони розвитку антиклінальних та тектонічно екранованих пасток (рис. 4). Цю зону варто розділити на дві частини – північно-західну та південно-східну. Північно-західна частина зони розвитку антиклінальних та тектонічно-екранованих пасток розташована в районі міст Ізюм та Красний Лиман. Вона простежується від Співаківського газоконденсатного родовища на заході до Білогорівської структури на сході. До північно-західної частини входять як виявлені родовища вуглеводнів – Співаківське, Святогірське, Дробинівське, так і перспективні на пошуки вуглеводнів структури – Дронівська, Білогорівська, Південно-Ямпільська, Криволуцька та ін.

Південно-східна частина зони розвитку антиклінальних та тектонічно-екранованих пасток знаходиться в східній частині Бахмутської котловини. В межах цієї частини розташовані такі перспективні структури як Артемівська, Висоцька, Липівська, Нурівська та ін. Більшою за площею (практично в 2,5 рази) та краще вивченою бурінням є північно-західна частина. Південно-східна частина, звичайно, менше вивчена бурінням, проте залишається перспективною. При випробуванні відкладів карбону в параметричній свердловині Артемівська №1 встановлено прямі ознаки газонасності.

Сумарні запаси та ресурси обох частин зони розвитку антиклінальних та тектонічно екранованих пасток

складають за категоріями $C_1+C_2+C_3$ більше 19,2 млн т умовного палива.

Зони розвитку можливих перехресно-насувних пасток можна розділити на північну і південну. Північна зона перехресно-насувних пасток розташована в районі м. Лисичанськ. Вона приурочена до області розвитку Північно-Донецького та Мар'євського насувів.

Південна зона розвитку перехресно-насувних пасток приурочена до Дружківсько-Костянтинівської антикліналі. Перехресно-насувні пастки тут утворені внаслідок схрещення герцинського регіонального Суліно-Костянтинівського насуву північного падіння з продовженням ларамійських Центрального та Добропільського насувів, що зливаються і мають на південному крилі складки південні падіння.

Ресурси північної та південної зон розвитку перехресно-насувних пасток можуть становити понад 12,4 млн т умовного палива.

Зони розвитку можливих літологічно обмежених пасток (рис. 4) приурочені до моноклінальних схилів Бахмутської котловини. Враховуючи особливості геологічної будови Бахмутської котловини, зони розвитку літологічно-обмежених пасток слід поділити на північну і південну. Дані пастки можуть утворюватись у відкладах московського, частково башкирського ярусів середнього карбону, верхнього карбону та пермі. Проте, на даному етапі геологічного вивчення цієї частини Бахмутської котловини, як прогнозно-продуктивні слід оцінювати тільки відклади середнього карбону. Ознак нафтогазонасності відкладів пермі та верхнього карбону в зонах розвитку можливих літологічно-обмежених пасток поки що не встановлено. З врахуванням наведеного вище сумарні ресурси північної та південної зони розвитку можливих літологічно обмежених пасток оцінюються в

обсязі близько 10 млн т умовного палива. Слід зазначити, що прогнозна продуктивність зони може бути значно більшою за рахунок аналогічних покладів вуглеводнів у верхньому карбоні та пермі, які не враховувались.

Висновки. Таким чином, в межах південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини виділяються наступні чотири зони які приурочені до пасток вуглеводнів різних структурних типів:

- Зони розвитку соляних діапирів;
- Зони розвитку антиклінальних та тектонічно екранованих пасток;
- Зони де можуть утворитися пастки перехресно-насувного типу;
- Зони літологічно обмежених пасток.

Безумовно, що для відкриття нових родовищ вуглеводнів, всі виділені зони потребують проведення подальших геолого-геофізичних робіт. Тут, слід відмітити, що у випадку перших двох зон (розвитку соляних діапирів, антиклінальних та тектонічно екранованих пасток) дієвим механізмом пошуку та розвідки нових родовищ вуглеводнів буде постановка так званого "стандартного" комплексу робіт – геолого-тематичні дослідження, сейсморозвідка 2D або 3D, прямі методи (геохімія, електророзвідка та ін.), буріння свердловин. Нажаль, в процесі проведення пошукових робіт на дві інші зони (розвитку пасток перехресно-насувного типу, розвитку літологічно обмежених пасток) виникнуть значні ускладнення. Враховуючи великі кути нахилу тектонічних порушень та горизонтів відбиття в зонах розвитку пасток перехресно-насувного типу, докорінного перегляду

буде вимагати методика польових сейсморозвідувальних робіт. Також слід враховувати застосування додаткових сучасних методів обробки отриманої сейсмічної інформації. Окрім того, в даних умовах сейсморозвідку треба орієнтувати, в першу чергу, на пошуки зон розущільнення які пов'язані з тектонічними порушеннями. Корисним інструментом тут будуть геохімічні дослідження. Щодо літологічно обмежених пасток, то враховуючи роздільну здатність сейсморозвідки виявити їх цими дослідженнями буде дуже важко. На даному етапі варто провести буріння низки свердловин вздовж визначених профілів. Відповідно до результатів буріння проводити перегляд сейсмічної інформації та визначитися з комплексуванням геофізичних методів.

1. Попов В.С. Донецкий бассейн: Тектоника // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР: В 12-ти т. – М., 1963. – Т. 1. – С. 103-151.
2. Чирвинская М.В., Андреева Р.И., Турчаненко Н.Т. и др. Гипсометрия фундамента Днепровско-Донецкой впадины // Бюл. НТИ М-ва геологии СССР. Сер. Регионал., разведоч. и пром. геофизика. – 1969. – № 20. – С. 60-62.
3. Гаркаленко И.А., Бородулин М.И., Михалев А.К. О переходной зоне между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением // Геол. журнал. – 1971. – Т. 31, № 4. – С. 92-98.
4. Бут Ю.С., Решетов И.К., Дробноход Н.И. и др. Малые артезианские бассейны Северо-Западного Донбасса. – К., 1987.
5. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. – М., 1963. – Т. 1.
6. Евдошук Н.И., Омельченко В.Д., Галко Т.Н. Геотектоника и перспективы нефтегазоносности Донбасса. – К., 2002.
7. Стояба С.Н., Стифенсон Р.А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. журнал. – 2000. – Т. 22, № 4. – С. 37-61.

Надійшла до редколегії 30.08.12

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 622.691.24.279:502

Д. Чомко, канд. геол. наук,
В. Самойлов, канд. геол. наук, зав. сектору,
І. Смилов, наук. співроб.

СТАН ПІДЗЕМНОЇ ГІДРОСФЕРИ НА ДІЛЯНЦІ АВАРІЙНОГО КРАТЕРА НА КЕГІЧІВСЬКОМУ ГАЗОСХОВИЩІ

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

Наведено дані багаторічних спостережень, що проводяться в районі аварійного кратеру на Кегичівському газосховищі. Зроблені висновки про стан першого водоносного горизонту, який використовується місцевим населенням для водопостачання.

The paper presents long-term observations conducted in the emergency crater Kegichevsky gasholder. The conclusions about the state of the first aquifer, which is used by local people for water.

Актуальність. У 1963 р було відкрито і введено в розробку Кегичівське газоконденсатне родовище. У тому ж році при бурінні свердловини 6, при вибої 1976 м відбулася аварія, причиною якої був аномально високий пластовий тиск у розкритій хемогенній товщі нижньої пермі. Внаслідок відкритого фонтанування навколо свердловини утворився кратер, бурова вишка завалилася, крізь необсаджений стовбур свердловини розпочалося фонтанування з виносом пластових вод підвищеної мінералізації. Відкрите газове фонтанування продовжувалося протягом півроку і було ліквідовано через буріння нових свердловин і задавлення стовбура свердловини 6. Кратер, який утворився був заповнений пластовими водами тріасового водоносного комплексу. В 1986 р на Кегичівському родовищі було створено підземне газосховище у виснаженому газовому покладі підбрянцівської горизонту слав'янської свити нижньої пермі.

При аварії на об'єктах нафтогазової промисловості, подібних до Кегичівської, формуються критичні в екологічному відношенні екосистеми [2], які являють

собою довготривалі джерела забруднення природного середовища. Критична екосистема – це локальний техногенний об'єкт, який виник і перетворювався, у майбутньому, в умовах взаємодії техногенних і зональних кліматичних процесів. Головними забруднювачами природного середовища у даній критичній екосистемі є легкорозчинні солі, які були винесені на поверхню у складі пластових вод під час аварії.

Мета і завдання статті. В зв'язку з тим, що на території Кегичівського газосховища відбулась аварія на свердловині, з подальшим фонтануванням, спонукав до проведення у 1999-2001 рр та у 2010 р обстеження кратеру, поверхневих водотоків та колодязів у південній частині газосховища. Метою робіт було виявлення можливого впливу критичної екосистеми на підземну гідросферу.

Методи досліджень. Методика досліджень складалася з польових гідрогеологічних досліджень контрольних горизонтів Кегичівського газосховища за методами нафтогазової гідрогеології, відбору проб води з водоїмища кратеру, колодязів і поверхневих водотоків з

наступним проведенням хімічних аналізів та порівнянні проб з фоновими показниками, в площині та у часі.

Аналіз попередніх досліджень. Гідрогеологічні дослідження з контролю за герметичністю на Кегичівському ПСГ проводяться з початку його заснування. Контрольними водоносними горизонтами є оксфордський, байоський та тріасовий. Особливістю з визначення впливу експлуатації газосховища на навколишнє середовище є змінений внаслідок аварійного фонтанування природний гідрогеологічний фон у вказаних горизонтах [3].

У двох контрольних свердловинах, розташованих у південній частині родовища у безпосередній близькості від аварійного кратера, які розкрили оксфордський і тріасовий водоносні горизонти, була зафіксована підвищена вуглеводнева газонасиченість пластових вод, яка склала 435 і 750 см³/дм³ при вмісті метану 6,07 і 17,33 % об. Природний фон пластових вод цих горизонтів – азотний. Хімічний склад пластових вод у тріасовому водоносному горизонті особливо не відрізняється від регіонального, мінералізація коливається від 101,7 до 108,4 г/дм³. В оксфордському водоносному горизонті мінералізація змінюється від 1,6 до 6,1 г/дм³. Підвищення мінералізації спостерігається у південній частині газосховища.

За час досліджень за герметичністю газосховища змін у контрольних горизонтах, що вказують на перетікання газу через стовбур аварійної свердловини або

через негерметичність покрівлі штучного газового покладу чи інших свердловин не зафіксовано.

Викладення основного матеріалу. Кратер знаходиться в 300 м південніше від с. Антонівка (Кегичівського р-ну) та 550 м від верхів'я р. Вшива (ліва притока р. Берестова) між двома балками, які є природними дренами четвертинних і пліоценових відкладів. Село Антонівка знаходиться гіпсометрично нижче кратера, у долині ріки.

Кратер має форму зрізаної конусоподібної воронки, розміром близько 70 на 100 м, глибина кратера до рівня води близько 6 м. Стінки практично прямовисні, тільки у східній частині є невелика тераса, яка утворилася внаслідок обвалу стінки кратера. Постійних водотоків, спрямованих у кратер, не виявлено. Основного розмиву під час фонтанування зазнали строкаті пліоценові і жовті четвертинні глини та суглинки. Глибина у центральній частині водоймища склала 12 м. Донна проба води за хімічним складом (табл. 1) подібна пластовим водам дронівської свити нижнього тріасу. У самому водоймищі спостерігається диференціація розсолів за густиною. Поверхневий шар води має майже у 10 разів меншу мінералізацію за рахунок розбавлення атмосферними опадами. За відносним хімічним складом проби води з глибини і з поверхні подібні, їх відрізняє лише мінералізація і вміст мікроелементів.

Таблиця 1

Хімічний склад проб води на ділянці аварійного кратера на Кегичівському газосховищі

Місце відбору	Дата	ρ, г/см ³ рН	Основні компоненти, мг/дм ³ , %-екв							Мінер., г/дм ³	J/Br, мг/дм ³	rNa/r Cl
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
Кратер донна проба	06.1999	1,109	106380,00	371,08	341,60	-	50906,59	10020,00	3648,00	171,67	1,69	0,73
		6,0	49,78	0,13	0,09	-	36,73	8,30	4,97	-	187,60	
Кратер з поверхні	06.1999	1,011	10106,10	421,27	207,50	-	4362,41	1152,30	608,00	16,86	-	0,67
		6,0	47,95	1,48	0,57	-	31,91	9,67	8,41	-	21,44	
	10.2010	1,0113	9574,20	741,34	103,70	-	4695,22	901,80	46,21	16,06	-	0,76
		7,2	47,02	2,69	0,30	-	35,55	7,84	6,62	-	14,74	
Джерело у балці	07.2001	1,010	7446,60	681,28	1122,40	-	4314,11	701,40	243,20	14,51	-	0,89
		7,5	43,29	2,92	3,79	-	38,66	7,21	4,13	-	21,44	
Струмок у балці	07.2001	1,019	17198,10	456,65	719,80	-	11127,63	300,60	91,20	29,89	3,39	1,00
		6,0	47,90	0,94	1,17	-	47,78	1,48	0,74	-	-	
Колодязь №1 с. Антонівка	06.2000	1,000	124,11	948,69	475,80	96,00	526,93	55,11	85,12	2,31	1,06	6,55
		8,0	5,36	30,25	11,94	2,45	35,07	4,21	10,72	-	18,00	
	07.2001	1,004	354,60	2927,52	475,80	-	199,87	801,60	364,80	5,12	-	0,87
		7,0	6,35	38,69	4,96	-	5,52	25,42	19,06	-	5,36	
	10.2010	1,0017	425,52	667,29	732,00	-	411,70	150,30	152,00	2,54	-	1,49
		8,6	15,83	18,34	15,83	-	23,62	9,89	16,49	-	6,7	
Колодязь №2 с. Антонівка	10.2010	1,0027	212,76	1737,75	524,60	-	524,40	250,50	188,48	3,44	0,85	3,8
		8,0	5,91	35,63	8,47	-	22,44	12,30	15,26	-	4,02	

При дослідженні у 2001 р балки, яка знаходиться західніше кратера, на схилах природного водотоку було відмічено корки білого кольору. Хімічний аналіз проби порошку показав, що у його складі катіони представлені Na⁺, вміст якого складає 50 % екв., а серед аніонів переважає Cl⁻ – 49,74 % екв. Отже, схили струмка вкриті корками кам'яної солі. У хімічному складі проб води зі струмка основне місце займають іони Na⁺ і Cl⁻. Мінералізація води на початку витоків склала 14,5 г/дм³, а нижче вже зросла до 29,8 г/дм³. Сіль у балку була привнесена під час аварійного фонтанування. Раніше балка була перегороджена дамбою і мала водоймище, в яке стікали мінералізовані води фонтануючої свердловини. З часом дамба була порушена, водоймище перестало існувати. Струмок прямого зв'язку з верхів'ям річки Вшива не має.

Для з'ясування впливу мінералізованих вод на четвертинний водоносний горизонт, який використовується місцевим населенням для водопостачання, у найближчих до кратера колодязях у с. Антонівка було відібрано проби води.

У найближчому до кратера колодязі № 1, який знаходиться у 350 м на північ, протягом 2000, 2001 і 2010 рр було відібрано три проби води (див. табл. 1). За хімічним складом проби представлені сульфатними натрієвими та сульфатними кальцієвими водами. Мінералізація змінюється від 2,31 до 5,12 г/дм³. Найбільша мінералізація відмічалася у 2001 р, коли склад води був сульфатний кальцієвий. Вміст бромового коливався від 5,36 до 18,00 мг/дм³.

Також у 2010 р у колодязі № 2, що розташований 300 м на захід від колодязя № 1 була відібрана проба води, яка за хімічним складом так само є сульфатною натрієвою з мінералізацією 3,44 г/дм³. Вміст бромового становить 4,02 мг/дм³ (див. табл. 1).

Для виявлення можливого впливу критичної екосистеми аварійного кратера на перший водоносний горизонт був побудований графік вмісту основних компонентів та мінералізації проб води з поверхні водоймища кратера та з колодязів № 1 і № 2 у часі (рис. 1).

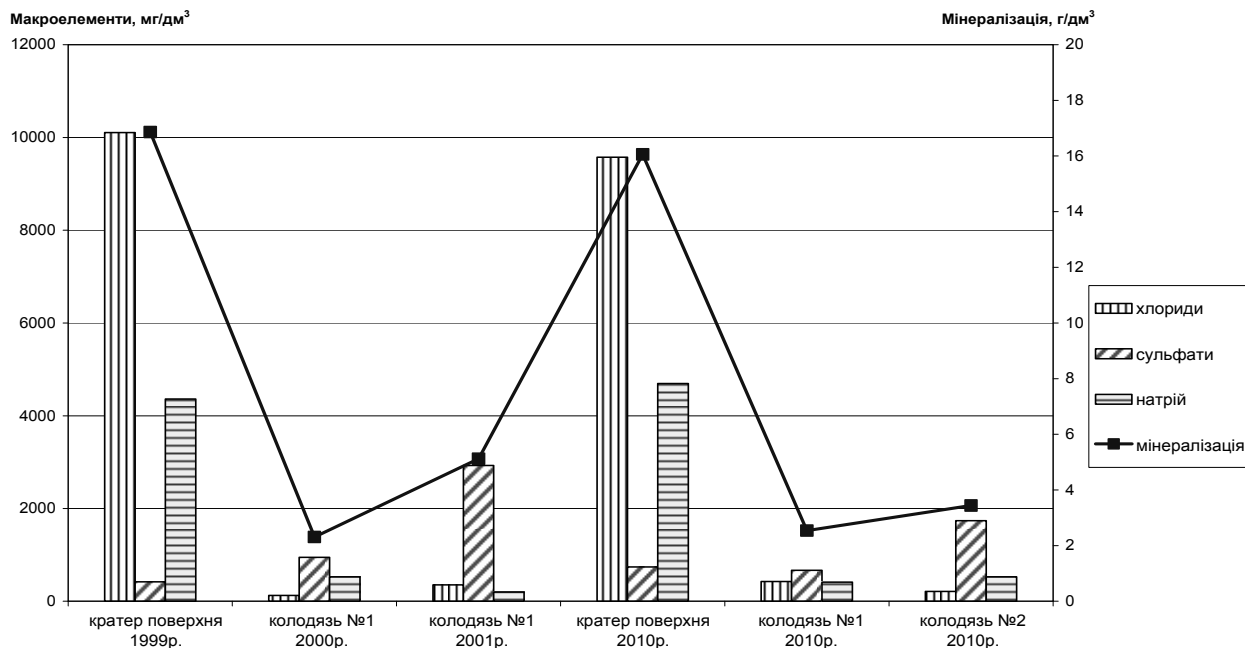


Рис. 1. Хімічний склад води у колодязях с. Антонівка та у кратері

На рисунку видно, що максимальна мінералізація проб води з колодязів у три рази менша від води з поверхні водоймища. Основним аніонами у пробах води з колодязів є сульфати, а у водоймищі хлориди. У катіонній частині проб з колодязів і водоймища основним є натрій, за виключенням проби з колодязя № 1 від липня 2001 р. Однак у пробах з колодязів його концентрація майже у десять разів нижча, аніж на поверхні водоймища та у 100 разів нижча ніж у придонних шарах.

Висновок. Отже, через різний хімічний склад проб води та відмінні мінералізації можна зробити висновок, що прямого впливу екосистеми аварійного кратеру на перший водоносний горизонт у районі с. Антонівка не виявлено.

Ситуація у контрольних горизонтах газосховища стабільна, стовбур аварійної свердловини затампонований і по ньому не відбувається перетікання газу і пластових вод із нижче розташованих водоносних горизонтів тріасу в горизонти мезозою і кайнозою.

УДК: 519.6:[556.322+532.685]

Проте хімічний склад та мінералізація проб води з колодязів не відповідає вимогам до питних вод (ДСан-ПіН 2.2.4-171-10). Головною сполукою, яка міститься у понаднормативних концентраціях є сульфати. Це пов'язано з умовами формування підземних вод верхньої частини зони вільного водообміну. А саме з кліматичною зональністю і літологічним складом порід. Так було відмічено [1], що у лісостеповій зоні України підземні води лесово-суглинних відкладів під дією випарувальних процесів зазнають континентального засолення, при якому збільшується їх мінералізація та вміст сульфатів, як основного аніона у атмосферних опадах.

1. Варава К.Н., Вовк І.Ф., Негода Г.Н. Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого Бассейна. – К., 1977. 2. Журавель Н.Е., Васильев А.Н., Клочко П.В. ін. Критические экосистемы кратера аварийной скважины Качановского нефтяного месторождения. – Х., 1997. 3. Самойлов В.В., Смирнов І.Г. Геоэкологичні дослідження на Кегичівському ПСГ // Питання розвитку газової промисловості України: зб. наук. пр. – Х., 2001. – Вип. XXIX. – С. 255–259.

Надійшла до редколегії 16.10.12

В. Саприкін, асп.

МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСІВ РУХУ ВОЛОГИ В ҐРУНТАХ ЗОНИ АЕРАЦІЇ ДІЛЯНКИ ЧОРНОБІЛЬСЬКОГО "РУДОГО ЛІСУ"

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Наведено методику моделювання вологоперенесення в гумідних кліматичних умовах в ґрунтах зони аерації невеликої потужності (2-3 м), складеної мілкозернистими пісками. Методика базується на використанні комп'ютерної програми HYDRUS-1D (що розв'язує рівняння Річардса). Описано одновимірну модель руху води в ґрунтах чорнобильського "Рудого лісу". Особливу увагу приділено питанням параметризації і валідації моделі. Наводяться одержані гідрофізичні параметри ґрунтів.

Methodology of unsaturated moisture flow modeling in shallow unsaturated zone (2-3 m) consisting of fine sands in humid climatic conditions is described. Methodology utilizes HYDRUS-1D computer code (which solves Richard's equation). Description of developed one-dimensional model of unsaturated flow in soil profile of Chernobyl "Red forest" site is presented. Special attention is paid to questions of model parametrization and validation. Hydrophysical parameters of soils obtained as a result of model calibration are given.

Вступ. Метою виконаної роботи є розробка методики моделювання вологоперенесення в гумідних кліматичних умовах в ґрунтах зони аерації невеликої потужності (2-3 м), складеної мілкозернистими пісками, та методики параметризації, калібрування та валідації (перевірки адекватності) моделі.

Математичне моделювання процесів вологоперенесення в ґрунтах зони аерації застосовується для інтер-

претації даних гідрогеологічних спостережень, для оцінки режиму інфільтраційного живлення підземних вод, оптимізації режиму зрошення ґрунтів в сільському господарстві, для прогнозування процесів міграції радіонуклідів і інших забруднювачів із сховищ відходів, т.ін. [4, 5, 6, 8, 13].

При побудові математичної моделі вологоперенесення перед дослідником постають методичні питання:

– вибору програмного забезпечення для розрахунків; – розробки структури та вибору просторової дискретизації моделі; – формулювання граничних і початкових умов; – оцінки параметрів (коефіцієнтів) моделі, а також доведення того, що побудована модель адекватно описує відповідну гідрогеологічну систему (питання валідації моделі).

Слід зазначити, що моделювання процесів вологеперенесення в піщаних ґрунтах є особливо складним завданням у зв'язку із значною нелінійністю гідрофізичних характеристик піщаних порід (тобто залежності між вмістом води і капілярним тиском, і залежності між капілярним тиском і коефіцієнтом волого перенесення) [7].

Нижче представлений наш досвід моделювання вологеперенесення в піщаних ґрунтах зони аерації невеликої потужності (2-3 м) в умовах Українського Полісся. Для калібровки та валідації моделі були використані дані автоматизованих спостережень за режимом ґрунтів зони аерації та метеопараметрами, що проводилися на науковому радіоекологічному полігоні Інституту геологічних наук НАН України, розташованому в Чорнобильському "Рудому лісі" в Зоні відчуження ЧАЕС. Зазначені дослідження виконувалися в рамках програми

комплексних радіоекологічних досліджень з метою прогнозування міграції радіонуклідів із поховань РАВ і оцінки ризиків від геоміграційних процесів [1].

Набір експериментальних даних.

Характеристика полігону. Експериментальний полігон знаходиться в ближній зоні ЧАЕС на території пункту тимчасової локалізації радіоактивних відходів (ПТЛРВ) "Рудий ліс" в межах першої надзаплавної тераси р. Прип'ять. На час досліджень полігон був вкритий посадками сосни віком 12-16 р. Зона аерації складається з 3 окремих шарів (будова – рис. 1, гранулометричний склад ґрунтів – табл. 1). Верхній шар (глибини 0-0,5 м) – насипний пісок, який було використано для ізоляції забрудненого радіонуклідами гумусованого шару при створенні поховань РАВ "Рудий ліс". Середній шар (глибини 0,5-0,75 м) – гумусований піщаний ґрунт, що до дезактиваційних робіт 1987 р являв собою приповерхневий шар. Цей шар відрізняється від інших шарів підвищеним вмістом дрібних фракцій. Нижній шар (з глибини 0,75 м та до рівня підземних вод) – дрібнозернистий кварцевий пісок еолового генезису. Загальна потужність зони аерації протягом періоду спостережень складала 2,3-3,9 м.

Таблиця 1

Типовий гранулометричний склад ґрунтів профілю, що моделюється

Вміст фракції, %	Розмір зерен фракції, мм								
	> 0,5	0,5–0,25	0,25–0,10	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,002	0,002–0,001	< 0,001
Техногенний ґрунт	4,9	26,4	54,2	11,8	1,0	0,3	0,2	0,2	1,0
Гумусований ґрунт	4,3	24,6	54,6	12,4	1,4	0,4	0,4	0,4	1,4
Корінний ґрунт	5,2	25,5	53,9	13,6	0,7	0,2	0,1	0,1	0,6

Територія полігону належить до зони помірно-континентального клімату. Річна кількість опадів складає ≈ 600 мм та перевищує величину випаровування (за даними Чорнобильської метеостанції). Величина річного інфільтраційного живлення складає 30-60 % від кількості опадів. РГВ швидко реагує на опади. Макси-

мальні рівні звичайно спостерігаються в травні, після весняного сніготанення, потім відбувається зниження рівня до середини осені. Далі зазвичай спостерігається стабілізація та поступове підвищення РГВ. Величина коефіцієнту фільтрації еолових пісків полігону коливається від 3 до 5 м/добу [1, 2].

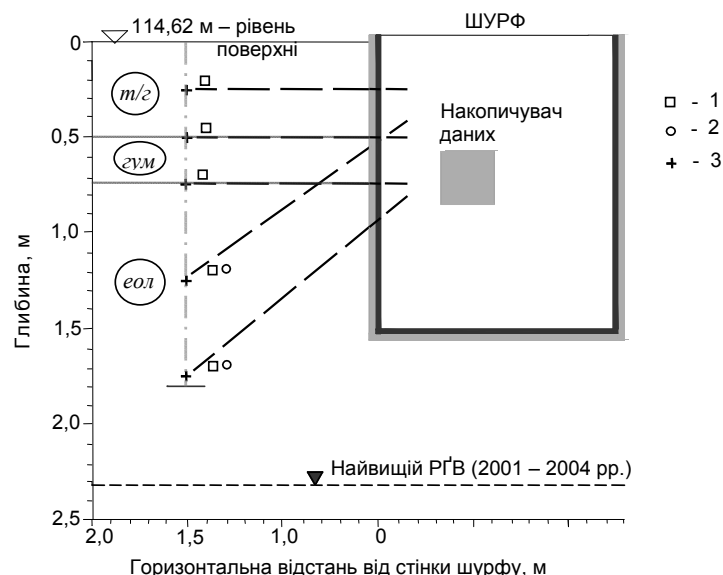


Рис. 1. Станція "Шурф" для спостереження за зоною аерації з вказанням ґрунтового профілю, що моделюється:

1 – датчик вологості ML2x; 2 – датчик тиску SWT6; 3 – точки встановлення датчиків (на схемі шурфу); t/g – техногенний шар ґрунту; гум – гумусований шар ґрунту; еол – шар корінного ґрунту (пісок еолового генезису)

Обладнання для спостережень. Для розробки моделі використано дані режимних спостережень за вмістом води в ґрунті, тиском порової води (всмоктуючим тиском) і метеопараметрами. Спостереження проводилися автоматизовано за допомогою станції моніторингу за гідрофізичними характеристиками зони аерації "Шурф" (див. рис. 1), та метеостанції. Дані спостере-

жень реєструвалися електронним логером (накопичувачем даних). Вміст води визначався на глибинах 0,25; 0,5; 0,75; 1,25; 1,75 м. Всмоктувальний тиск – на глибинах 1,25; 1,75 м. Періодичність замірів гідрофізичних характеристик складала від 4 до 24 год, метеопараметрів – 1 год. Спостереження проводилися протягом 2001-2003 рр. [1]. Детальний опис автоматизованих

систем спостережень, встановлених на експериментальному полігоні, наведено в роботах [1, 2].

Методика моделювання. Для створення математичної моделі вологоперенесення була обрана добре відома програма HYDRUS-1D [12], яка базується на розв'язанні рівняння Річардса для порового насичено-ненасиченого середовища із застосуванням чисельного методу Галеркіна. Програма обладнана зручним графічним інтерфейсом, що спрощує роботу по підготовці вхідних та аналізу вихідних даних. HYDRUS-1D дозволяє моделювати вологоперенесення, масоперенесення, випаровування та транспірацію вологи рослинами, здатна автоматично підбирати ряд параметрів шляхом вирішення обернених задач. Програма HYDRUS-1D знаходиться у вільному доступі та може бути завантажена через Інтернет [16].

Рівняння Річардса є класичним диференціальним рівнянням нерозривності для ненасиченого порового середовища:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} + 1 \right) \right] - S \quad (1)$$

де θ – об'ємна вологість ґрунту, $\text{см}^3/\text{см}^3$; t – час, дб; x – просторова координата, см; ψ – всмоктуючий тиск, см; K – коефіцієнт вологоперенесення, см/добу; S – "коефіцієнт поглинання" (відбір вологи корінням рослин), $\text{см}^3/(\text{см}^3 \cdot \text{добу})$.

Для опису гідрофізичних характеристик ґрунтів в HYDRUS можна обирати кілька альтернативних аналітичних моделей. В нашому випадку для апроксимації залежності об'ємної вологості (θ) від всмоктуючого тиску (ψ) було використано модель ван Генухтена [14]:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}, \quad S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \psi)^n} \right]^m \quad (2)$$

де S_e – ефективна вологість; θ_r – мінімальна вологість для даного ґрунту, $\text{см}^3/\text{см}^3$; θ_s – максимальна вологість, $\text{см}^3/\text{см}^3$; α , $1/\text{см}$; n ; m – емпіричні коефіцієнти рівняння, що відповідають за форму графіку залежності. Тут та для наступної залежності прийнято, що $m = 1 - (1/n)$.

Залежність коефіцієнта вологоперенесення від всмоктуючого тиску апроксимована за допомогою моделі Муалема [9].

$$K = K_s S_e' \left[1 - (1 - S_e')^m \right]^2 \quad (3)$$

де K_s – коефіцієнт фільтрації при повному насиченні, см/добу; l – параметр, що пов'язаний із геометрією порового простору (для більшості ґрунтів $l = 0,5$). Рівняння ван Генухтена та Муалема пов'язані між собою спільними коефіцієнтами, що під час калібрування моделі підбираються для двох рівнянь одночасно. Рівняння (2), (3) добре апроксимують натурні дані $\theta(\psi)$, $K(\psi)$ для пісків чорнобильського полігону [2]. Більшість коефіцієнтів мають зрозумілий фізичний зміст, завдяки чому можна слідкувати за коректністю отриманих значень.

Структура та дискретизація. Математична модель відтворює частину зони аерації біля станції "Шурф" від поверхні до глибини 1,8 м (див. рис. 1). Рівень ґрунтових вод та капілярна кайма протягом періоду спостережень були нижче цього діапазону глибин. Модель складається з трьох шарів (рис. 2), що відповідають зхарактеризованим вище шарам ґрунту.

При побудові моделі застосована просторова дискретизація з змінним кроком (див. рис. 2), згущена біля меж моделі та границь шарів (від 5 до 1 см). Загальна кількість вузлів чисельної дискретизації – 52. Як відомо, при правильно обраній нерегулярній просторовій дискретизації, розрахунок виконується більш ефективно і точно. Зокрема, важливо щоб біля меж моделі та меж шарів величина просторового кроку складала не більше 1 см, для уникнення похибок при розрахунку потоку [4].

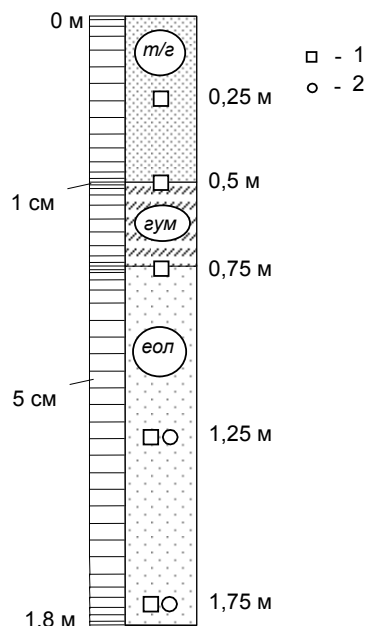


Рис. 2. Структура та просторова дискретизація моделі:
1 – глибина, де був встановлений датчик вологості ML2x;
2 – глибина, де був встановлений датчик тиску SWT6; т/г – техногенний шар ґрунту; гум – гумований шар ґрунту; еол – шар корінного ґрунту (пісок еолового генезису)

Граничні умови. Верхня гранична межа моделі задана як така, що контролюється атмосферними умовами: величиною опадів та потенційним випаровуванням. Її математичний опис виглядає наступним чином:

$$\left| -K \frac{\partial \psi}{\partial x} - K \right| \leq E,$$

за умови:

$$\psi_A \leq \psi \leq \psi_S \quad (4)$$

де E – максимальна потенційна швидкість інфільтрації або евапотранспірації, см/добу; ψ_A – мінімальний всмоктуючий тиск ґрунту, см; ψ_S – всмоктуючий тиск при повному насиченні, см. Значення ψ_S є рівним атмосферному, яке приймається як 0. При застосуванні наведеної граничної умови величина випаровування або інфільтрації опадів обмежена значенням коефіцієнта вологоперенесення на верхньому "граничному" вузлі моделі.

Потенційне випаровування розраховане з застосуванням методу Пенмана-Монтейна для поверхні "еталонний рослинний покрив". Даний метод рекомендовано Організацією продовольчих товарів та сільського господарства об'єднаних націй [3]. Реальне випаровування для соснового лісу може складати 80-90 % від еталонного. Схематизація передбачала, що 30 % опадів витрачалося на перехоплення кронами соснового лісу [11].

Нижня гранична умова обрана як "вільне стікання":

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0. \quad (5)$$

Фізичний зміст цієї граничної умови полягає в тому, що на нижній межі всмоктуючий тиск слабо змінюється по вертикалі і волога рухається внаслідок гравітаційного стікання. Оскільки за даними режимних спостережень рух вологи на глибині 1,8 м постійно направлений донизу, РГВ та капілярна кайма протягом періоду спостережень знаходилися нижче 1,8 м (див. рис. 1), то застосування даної граничної умови є коректним.

Результати.

Параметризація моделі. Для нижнього шару моделі значення коефіцієнтів α , n , K_s залежностей (2), (3) визначені за даними режимних спостережень станції "Шурф" із використанням методу "миттєвого профілювання балансу вологи" [2] (табл. 2, графіки залежностей – рис. 3).

Таблиця 2

Коефіцієнти рівнянь ван Генухтена та Мулеама для різних шарів моделі.

Шар моделі	$\theta_r, \text{см}^3/\text{см}^3$	$\theta_s, \text{см}^3/\text{см}^3$	$K_s, \text{см/добу}$	$\alpha, \text{см}^{-1}$	n	l
0-0,5 м	0,03	0,31	406	0,04	2,9	0,5
0,5-0,75 м	0,03	0,18	164	0,1	1,4	0,5
0,75-1,8 м	0,03	0,31	350	0,04	2,9	0,5

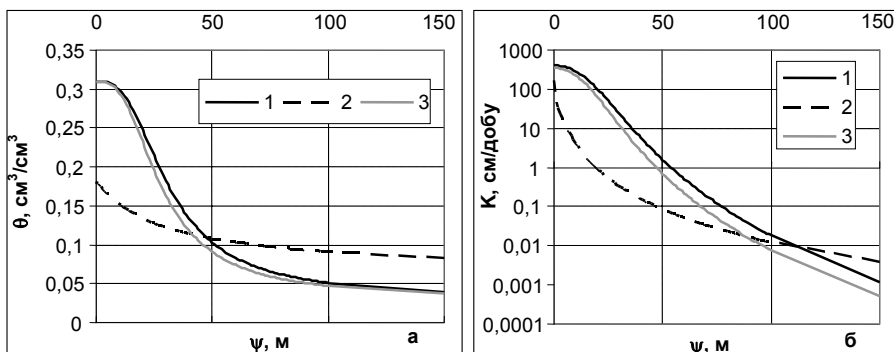


Рис. 3. Гідрофізичні залежності, для шарів математичної моделі:

а) залежність ван Генухтена (2), б) залежність Мулеама (3), 1 – для техногенного ґрунту, 2 – для гумусованого ґрунту, 3 – для корінного еолового ґрунту

Для середнього (гумусованого) шару ґрунту значення коефіцієнтів α , n було визначено за натурними даними спостережень за вологістю та всмоктуючим тиском в траншеї із захороненим "рудим" лісом. Ці дані можна було застосувати для середнього шару, оскільки траншейний ґрунт аналогічний за режимом вологості і літологічними властивостями до ґрунту середнього шару. Значення K_s підбиралися шляхом калібрування чисельної моделі (на основі розв'язання обернених задач).

Для верхнього шару гідрофізичні параметри підбиралися шляхом калібрування моделі.

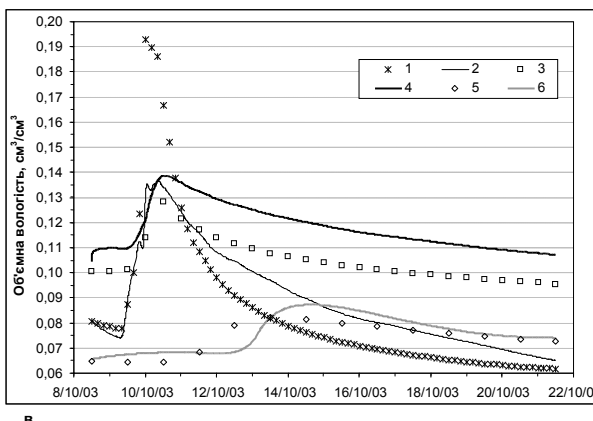
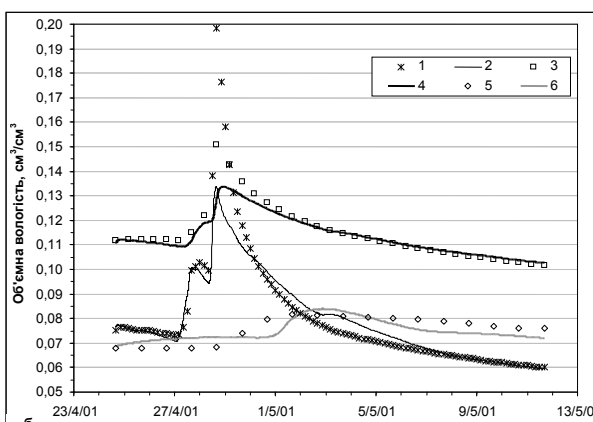
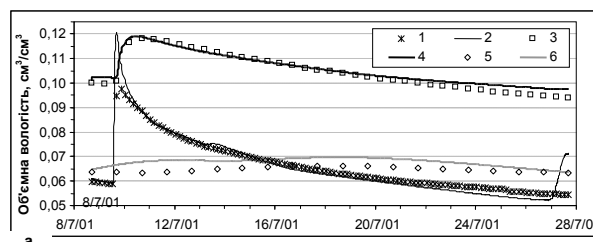
Параметр θ_r був заданий за попередніми лабораторними дослідженнями $0,03 \text{ см}^3/\text{см}^3$ для всіх шарів. Значення коефіцієнту θ_s було задано $0,31 \text{ см}^3/\text{см}^3$ для верхнього та нижнього шарів (за лабораторними дослідженнями). Для середнього шару величина θ_s була підібрана при моделюванні.

Моделі калібрувалася відносно відомого режиму вмісту води в модельованому ґрунтовому профілі для глибин 0,25; 0,5; 0,75; 1,25; 1,75 м. При розв'язанні зворотних задач, коефіцієнти підбиралися в декілька кроків. Спочатку α , потім K_s , потім n та K_s . Так було зроблено, щоб спростити процедуру автоматичного підбору [15]. Для K_s було задано діапазон вірогідних значень (50-800 м/добу), на основі попередніх досліджень ґрунтів полігону [1].

За натурними даними спостережень за вологістю та всмоктуючим тиском в ґрунтах зони аерації в інтервалі глибин 0-1,8 м гістерезис гідрофізичних характеристик ґрунтів не спостерігався [2].

Калібрування та валідація моделі. Для моделювання були обрані три часові інтервали, що включали дощовий епізод і наступну інфільтрацію води. Один інтервал (08/07/2001-28/07/2001) був використаний для калібрування, два інші (24/04/2001-12/05/2001; 08/10/2003-22/10/2003) – для перевірки адекватності (валідації) моделі. На рис. 4 наведено графіки порівняння вимірюваних станцією моніторингу значень вмісту води в ґрунті з отриманими на моделі.

Для визначення якості калібрування моделі використовувалися наступні параметри: середнє квадратичне відхилення модельних значень вологості від вимірюваних (SSQ), та коефіцієнт кореляції (R^2) між ними. Для "дощового епізоду", використаного для калібрування, одержано $SSQ=0,05$ і $R^2=0,96$ (Рис. 4-а). Відкалібрована модель непогано відтворює режим вологості для другого епізоду того ж 2001 р ($SSQ=0,12$ та $R^2=0,9$; рис. 4-б), але трохи гірше – для 2003 р ($SSQ=0,29$ та $R^2=0,74$; рис. 4-в).



с. 4. Порівняння режиму природної вологості та розрахованої в результаті моделювання для обраних періодів:

1 – натурні дані, глибина 0,25 м; 2 – "модельні" дані; 3 – натурні дані, глибина 0,5 м; 4 – "модельні" дані; 5 – натурні дані, глибина 1,25 м; 6 – "модельні" дані

Це може бути пов'язано з посиленням кореневого відбору соснами на полігоні внаслідок їх росту з 2001 р (вік сосен 14 р) до 2003 р (вік сосен 16 р). На наступних етапах досліджень планується більше уваги приділити в тому числі динаміці зміни кореневого відбору вологи лісовими насадженнями на полігоні.

Висновки. Наведена в статті методика загалом показала свою ефективність для прогнозування вологоперенесення в зазначених ґрунтових та кліматичних умовах. Для апроксимації гідрофізичних залежностей піщаних ґрунтів зони аерації доцільно використовувати рівняння ван Генухтена та Мулеама. Зокрема, наведена методика моделювання може бути застосована для прогнозування режиму ґрунтів зони аерації, складеної піщаними відкладами, і розрахунку інфільтраційного живлення підземних вод. Одержані параметри вологоперенесення можуть бути використані для розрахунку міграції радіонуклідів в ґрунтах на ділянці "Рудого лісу" та для інших радіаційно-небезпечних об'єктів, розташованих в ближній зоні ЧАЕС.

1. Бугай Д.О., Дев'єр Л., Скальський О.С. та ін. Дослідження міграції радіонуклідів на експериментальній ділянці-полігоні в ПТЛРВ "Рудий ліс". Ч. 2: Міграція радіонуклідів в геологічному середовищі // Чорнобильський науковий вісник. – 2007. – № 2 (30). – С. 16-33. 2. Саприкін В.Ю., Бугай Д.О., Скальський О.С., Джело С.П., Ван Меер Н., Кубко Ю.І., Сімонуччі К. Режим інфільтраційного живлення ґрунтових вод на ділянці чорнобильського "Рудого лісу" // 36. праць ІГН НАН України. – 2011. – С. 141-151. 3. Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. Crop

evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements // FAO Irrigation and Drainage Paper. – Rome, 1998. – No. 56. – 4. Carrera-Hernández J.J., Smerdon B.D., Mendoza C.A. Estimating groundwater recharge through unsaturated flow modelling: Sensitivity to boundary conditions and vertical discretization // Journal of Hydrology. – 2012. – V. 452-453. – P. 90-101. 5. Johansson P.O. Estimation of groundwater recharge in sandy till with two different methods using groundwater level fluctuations // J. Hydrol. – 1987. – V. 90. – P. 183-198. 6. Keese K.E., Scanlon B.R., Reedy R.C. Assessing controls on diffuse groundwater recharge using unsaturated flow modeling // Water Resour. Res. – 2005. – V. 41. – P. 1-12. 7. Kool J.B., Parker J.C., van Genuchten M.Th. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – a review // J. Hydrol. – 1987. – V. 91. – P. 255-293. 8. Leteime B., Mallants D., Jacques D. Estimation of future groundwater recharge using climatic analogues and Hydrus-1D // Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. – 2012. – V. 9. – P. 1389-1410. 9. Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media // Water Resour. Res. – 1976. – V. 12. – P. 513-522. 10. Scanlon B.R., Christman M., Reedy R.C., Porro I., Simunek J., Flerchinger G.N. Intercode comparisons for simulating water balance of surficial sediments in semiarid regions // Water Resour. Res. – 2002. – V. 38, № 12. – P. 59-1-59-16. 11. Shuttleworth W. J. Chapter 4. Evaporation // Handbook of Hydrology / aft. red. Maidment D. R. – New York, 1993. – P. 4.1-4.53. 12. Šimunek J., Sejna M., van Genuchten M. T. HYDRUS-1D, version 4.14, code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated porous media // Tech. rep. – University of California, Riverside, 2005. 13. Stauffer F., Kinzelbach W. Cyclic hysteretic flow in porous medium column: model, experiment, and simulations. Journal of Hydrology. – 2001. – V. 240. – P. 264-275. 14. van Genuchten M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // Soil Sci. Soc. Am J. – 1980. – V. 44. – P. 892-898. 15. Yeh W.W.-G. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: the inverse problem // Water Resour. Res. – 1986. – V. 22, № 2. – P. 95-108. 16. PC-PROGRESS. Engineering software developer. www.pc-progress.com/en/Default.aspx.

Надійшла до редколегії 02.10.12

УДК 556.3:004.94

О. Кошляков, д-р геол. наук, зав.каф.,
О. Диняк, канд. геол. наук, асист.,
І. Кошлякова, пров. інж.

ТЕХНОГЕННА СКЛАДОВА ІНФІЛЬТРАЦІЙНОГО ЖИВЛЕННЯ ҐРУНТОВИХ ВОД ЯК ЧИННИК ЗМІН ГІДРОГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ НА ТЕРИТОРІЯХ ПМА

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

Розглянуто питання зміни гідродинамічних умов на урбанізованих територіях. Встановлено що техногенна складова інфільтраційного живлення є визначальною при формуванні водного балансу підземної гідросфери.

Address the issues of change of hydrodynamic conditions of the urbanized territories. It was established that the anthropogenic component of infiltration power is decisive in the formation of the water balance of the underground hydrosphere.

Вступ. В сучасний період розвитку людства все більша питома вага припадає на мегаполіси, міста та населені пункти. Так в Україні понад 70 % населення проживає у населених пунктах різних типів, які утворюють певного рівня природно-техногенні системи (ПТС), де відбуваються найбільші зміни довкілля (в тому числі і геологічного середовища) [3].

Геологічне середовище – це динамічна система, усі компоненти якої взаємопов'язані між собою. Активізація природного або техногенного впливу на один з компонентів неминує викликає вплив на інші компоненти та їх зміну, які у свою чергу, викликають зворотний вплив на компонент, що піддався основним зовнішнім діям, і отже, його додаткові зміни знову призводить до зміни в суміжних компонентах. Згасання або збільшення таких взаємодій залежить від характеру впливу (тривалості, активності, зміни в часі) та особливостей структури геологічного середовища [4].

Актуальність вивчення змін геологічного середовища урбанізованих територій обумовлена інтенсифікацією будівництва, коригуванням регламентуючої містобудівельної документації у відповідності до сучасних екологічних вимог, необхідністю оцінки ризику прояву небезпечних природних та природно-техногенних явищ

або процесів. Стійкість та динамічність ПТС в цілому визначається низкою чинників, серед яких важливим є стан підземної гідросфери.

З елементів геологічного середовища підземні води мають найбільшу динамічність, тому що, взаємодіючи з гірськими породами, рельєфом, іншими складовими довкілля, вони швидко реагують на техногенні впливи.

Виклад основного матеріалу. Різні види господарської діяльності мають специфічний вплив на підземні води й визивають зміну інтенсивності і спрямованості водообміну в геологічному середовищі; зміну темпів і характеру взаємодії з іншими компонентами геологічного середовища, поверхневою гідросферою, атмосферою, наземної біотою. Як наслідок порушення стану поверхневих та підземних вод у ПТС виникають процеси підтоплення та заболочування територій, інтенсифікація зсувних, еолових, корозійних процесів, осідання ґрунтів тощо. Ступінь такого порушення залежить від багатьох факторів, але перш за все від структури геологічного середовища, типу гідродинамічного режиму, глибини освоєння підземного простору, характеру забудови та ступеню техногенного навантаження. Крім того, на урбанізованих територіях ситуація ускладнюється

ється наявністю значних за потужністю та площею розповсюдження техногенних відкладів

На територіях промислово-міських агломерацій (ПМА) виникає специфічний сельбщний ландшафт, який характеризується суттєвими змінами геологічного середовища [1]. Верхній шар ґрунту стає техногенним (переміщені та змінені людиною пухкі утворення та роздроблені скельні та напівскельні породи, різного роду будівельне сміття, господарсько-побутові відходи тощо).

Територія м. Києва, характеризуються перш за все неоднорідністю забудови, різноманітними умовами землекористування, наявністю багатокомпонентних функціональних зон (заселена, промислова, зелена, складська і т.д.), а також наявністю багаточисельних транспортних артерій, інженерних комунікацій, агропромислових комплексів. В межах кожної окремо взятої функціональної зони можуть бути свої відмінності, пов'язані з типом забудови, схемами інженерних мереж, організацією рельєфу, благоустроєм, озелененням та щільністю забудови. Крім того, на урбанізованих територіях ситуація ускладнюється наявністю значних за потужністю та площею розповсюдження техногенних відкладів.

Місто Київ, як класична ПТС, формується вже більш півтори тисячі років. Впродовж цього періоду неодноразово спостерігалися прояви небезпечних процесів (землетруси, зсуви, ерозія, просідання та ін.), які з часом освоєння міської території набували іноді катастрофічного значення.

Помітні впливи діяльності людини на геологічне середовище простежують з ранніх періодів існування міста. Необхідно зазначити грандіозний масштаб антропогенних змін природних геологічних умов у районі м. Києва за останні 100 років, збільшення його меж. На сьогодні головними факторами впливу на геологічне середовище м. Києва, а саме на підземну гідросферу, є підземне будівництво та експлуатація глибоких водоносних горизонтів великою кількістю водозаборів. Так, виїмка порід при будівництві метрополітену призводить до утворення в районі гірничих виробок зон, у межах яких породи набувають принципово нових фізико-механічних властивостей і якісних станів.

Одночасно в результаті водозниження і водовідбору, різко змінюється і режим підземних вод. Крім цього інтенсивне господарське освоєння глибокозалегаючих водоносних горизонтів (сеноман-келовейських та середньоярських відкладів) для водопостачання на території м. Києва впливає на формування хімічного складу підземних вод. В результаті утворення воронок депресії відбувається розширення зони активного водообміну між питними та вищезалегаючими водоносними горизонтами. Крім того, може відбуватися інверсія градієнтів тиску, в результаті якої висхідні потоки змінюються низхідними.

Причиною погіршення якості підземних вод можуть бути наслідки порушення природної гідрогеохімічної зональності, присутності в водовміщуючих породах мінералів, що стають джерелом додаткового надходження нормованих елементів, складної взаємодії природних процесів та різноманітного техногенного впливу на підземні, зокрема ґрунтові води.

Суттєвим чинником формування ґрунтових вод є інфільтраційне живлення. Залежність режиму ґрунтових вод від атмосферних опадів в природних умовах відома і визначається за допомогою гідрогеологічних спостережень у лізіметрах або балансомірах [5]. Інфільтрація атмосферних опадів на забудованих територіях різко відрізняється від природних, оскільки вона пов'язана з умовами закритості території, господарського викорис-

тання, інженерної підготовки. Крім того, роль опадів в водному балансі території залежить від вбираючої здатності поверхні ґрунту. Якщо інтенсивність опадів перевищує гідравлічну провідність ґрунту при його повному насиченні, то відбувається затоплення місцевості. Слід зазначити, що незважаючи на значний вплив техногенних втрат на формування водного балансу підземної гідросфери, режим ґрунтових вод визначається в основному атмосферними опадами. Інфільтраційне навантаження як в сезонному розрізі так і в багаторічному несе відображення періодів дощів та танення снігу. Закономірності режиму підземних вод на забудованих територіях, як правило, функціонально пов'язані з великим об'ємом та часом дощів і проявляються на великих територіях.

Зазвичай при будівництві атмосферні опади сприяють збільшенню додаткового живлення підземних вод головним чином за рахунок поверхневого стоку. На стадії експлуатації атмосферні опади мають значно менший вплив на зміну водного режиму, в основному за рахунок покриття поверхні землі асфальтом, бетоном, і організації поверхневого стоку. При оцінці впливу атмосферних опадів на коливання рівня ґрунтових вод необхідно враховувати такий показник, як потужність зони аерації, оскільки значна частина їх може йти на насичення порового простору ґрунтів.

Величина інтенсивності інфільтраційного живлення ґрунтових вод залежить від випаровування і транспірації. Проте питання оцінки випаровування та транспірації для ПМА вивчене недостатньо. В межах територій міської забудови випаровування та транспірація значно ускладнюються за рахунок специфічного вітрового режиму, умов затіненості, наявності асфальтового покриття, наявності будівель та споруд. В міських парках, де зосереджена основна маса рослинності, транспірація залежить від тих же причин, що й в звичайному лісному масиві.

Для міських територій результати практичного визначення інтенсивності інфільтраційного живлення майже відсутні. Тому доцільно виходити з джерел, що містять непряму інформацію про живлення ґрунтових вод.

Визначення величини інфільтраційного живлення на основі гідродинамічного аналізу режиму ґрунтових вод вимагає великого об'єму бурових робіт і тривалих спостережень. Великі похибки також можуть виникнути у зв'язку з неточністю визначення гравітаційної ємності пласта.

Все це свідчить про значну складність оцінки величини інфільтрації. Рішення такої задачі ускладнюється також тим, що в багатьох геофільтраційних задачах необхідно знати зміну величини інфільтрації в результаті зміни гідрогеологічних умов. Проте, обґрунтовано можна припустити, що величина інфільтрації залежить від наявності та характеру забудови території [2]. Тому, доцільно виконати схематизація території відповідно до особливостей розподілу інфільтраційного живлення.

Це досить зручно і ефективно зробити шляхом накладення шарів картографічної інформації (карти забудови, зелених насаджень, схем каналізаційних мереж, автомобільних і залізничних доріг і т.д.) з наявної геоінформаційної бази.

Оскільки інтенсивність інфільтраційного живлення ґрунтових вод урбанізованих територій визначається з міркувань балансу, необхідно також врахувати (за можливостю) наступні чинники: водообмін із поверхневими водотоками, водоймами та суміжними водоносними горизонтами (комплексами); втрати води з водонесучих комунікацій; конденсація вологи в ґрунті; підсіпка території при будівництві; інфільтраційні втрати вод поверхневого стоку; полив зелених насаджень; скид виробни-

чих і господарських вод; відведення ґрунтових вод за допомогою дренажу; водозабір підземних вод тощо [4]. Слід зазначити, що згадані чинники взаємопов'язані, а головним з них зараз вважаються втрати з водопровідних і каналізаційних мереж. Тому для територій ПМА

визначальний чинник інтенсивності інфільтраційного живлення ґрунтових – техногенний. Дані табл. 1 для території м. Києва на період 1950, 1970, 1980 та 2005 рр. це підтверджують, рис. 1 наочно це демонструє.

Таблиця 1

Орієнтовні величини природного та техногенного інфільтраційного живлення ґрунтових вод для території м. Києва

Інтенсивність інфільтраційного живлення, м/доб	1950 рік	1970 рік	1980 рік	2005 рік
Природна	0,000076 – 0,000268	0,000119 – 0,000415	0,000089 – 0,000312	0,000081 – 0,000285
Техногенна	0,000019 – 0,000084	0,000035 – 0,000158	0,000043 – 0,000199	0,000196 – 0,001028
Сумарна	0,000095 – 0,000352	0,000154 – 0,000573	0,000132 – 0,000511	0,000277 – 0,001313

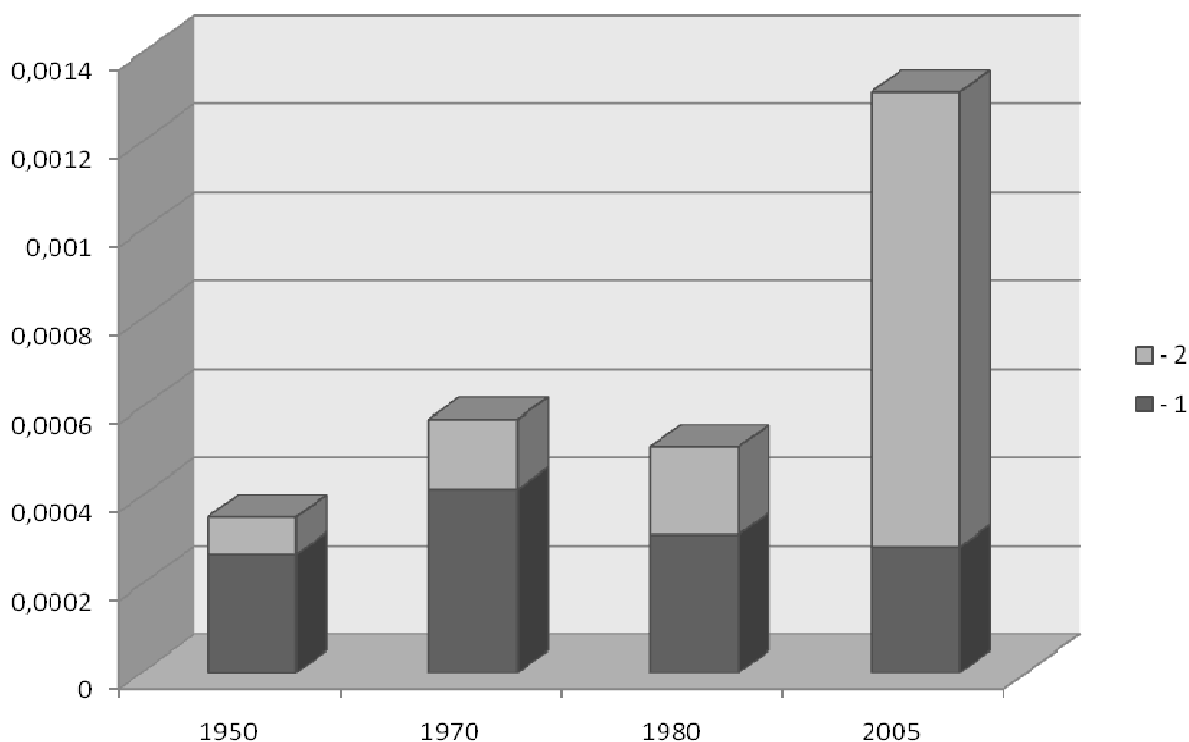


Рис. 1. Розподіл сумарної величини інтенсивності інфільтраційного живлення на різні періоди часу (1 – природна складова, 2 – техногенна складова) для території м. Києва (м/доб)

Висновки. З наведеного можна зробити висновок, що формування водообміну на територіях ПМА відбувається при схожих техногенних факторах впливу. При цьому виявляються загальні закономірності зміни водного режиму, які проявляються на великих площах. Проте ПМА відрізняються розмірами промислових ділянок, різноманітністю характеру забудови, її щільністю тощо. Тому для кількісного визначення інтенсивності інфільтраційного живлення ґрунтових вод необхідно провести схематизацію територій ПМА для урахування всіх факторів впливу на величину інтенсивності інфільтраційного живлення. Виконувати схематизацію доцільно на основі бази даних вихідної інформації, поєднаної з ГІС-пакетами, що дозволяє виділити ділянки з різ-

ною величиною інтенсивності інфільтраційного живлення (з урахуванням техногенної складової).

1. Климчук Л., Блинов П., Величко В. та інші. Сучасні інженерно-геологічні умови України як складова безпеки життєдіяльності. – К., 2008.
2. Кошляков О.Є., Диняк О.В., Кошлякова І.Є. Забезпечення вихідними даними математичних гідрогеологічних моделей при моделюванні потоків ґрунтових вод на урбанізованих територіях// Вісник Київського ун-ту. Геологія. – К., 2010. – № 50. – С. 40-42.
3. Рудько Г.І., Гошовський С.В. Екологічна безпека техноприродних систем (наукові і методичні основи). – К., 2006.
4. Шестопалов В.М., Яковлев Е.А., Ситников А.Б. и др. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в нарушенных условиях. – К., 1991.
5. Шестопалов В.М. Методы изучения естественных ресурсов подземных вод. – М., 1988.

Надійшла до редколегії 06.10.12

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 519.2+550.4+504

М. Жуков, д-р геол. наук, проф.,
А. Клипа, асп., І. Стахів, асп.ОЦІНКА ЕФЕКТИВНОСТІ МОДЕЛЕЙ РОЗПОДІЛУ ВМІСТУ ВАЖКИХ МЕТАЛІВ
У ПОВЕРХНЕВИХ ВОДАХ (НА ПРИКЛАДІ ПОЛТАВСЬКОЇ ОБЛАСТІ)

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

Проведено порівняльну оцінку ефективності чотирьох моделей розподілу (нормальної, логнормальної, композиційно-нормальної та композиційно-логнормальної) вмісту важких металів у поверхневих водах на штучно скорочених вибірках. Виконано оцінки площ території, на яких рівень важких металів перевищує задані критичні границі та порівняно їх з прямими оцінками, які були отримані під час розрахунку повного об'єму даних. Встановлено, що обидві композиційні моделі є найбільш ефективними, причому за точністю оцінки площ, одержані по зменшеним вибіркам, майже не поступаються прямим оцінкам.

A comparative assessment of the effectiveness of four models (normal, lognormal, compositional normal and compositional lognormal) of heavy metals content's distribution in surface waters at artificially reduced samples has been conducted. The estimations of areas of the territory in which the level of heavy metals exceeds the specified critical limits were made and then direct estimates that were obtained during the calculation of the total volume of data were compared with previous data. Both composite models were found most effective, and the accuracy assessments areas obtained by the reduced samples were equal direct estimates.

Якість поверхневих вод України є однією з пріоритетних проблем, актуальність якої не викликає сумнівів. Понад 70 % населення споживає воду саме з поверхневих джерел, які є найбільш вразливими до забруднення [2]. Моніторинг стану забруднення, хімічного складу, епідеміологічних та органолептичних показників дає змогу оцінювати рівень антропогенного навантаження на водні об'єкти і небезпеку для навколишнього середовища в цілому.

Більшість басейнів річок і водоймищ, із яких, переважно, і забезпечуються потреби населення у воді, не можна вважати екологічно безпечними. У деяких містах та окремих регіонах відхилення води від норми сягає 70-80% [2].

Одним з розповсюджених показників забруднення поверхневих вод є рівень перевищення у їхньому складі концентрацій мікроелементів, зокрема важких металів. Серед забруднювачів важкі метали привертають чи не найбільшу увагу служб, які ведуть контроль якості води – Державної гідрометеорологічної служби, Державного агентства водних ресурсів, Міністерства екології та природних ресурсів, Державної санітарно-епідеміологічної служби. Причиною є біологічна активність більшості з них.

Для удосконалення кількісних оцінок забруднення важкими металами поверхневих вод нами запропонова-

ний метод, оснований на моделюванні розподілів вмісту важких металів у поверхневих водах [1]. Поруч з відомими, запропоновано моделі композиційного розподілу з нормальними локальними складовими та композиційного з логнормальними локальними складовими. Результати дослідження показали, що найбільш адекватними моделями розподілу вмісту мікроелементів є композиційна нормальна та композиційна логнормальна моделі. Дещо гіршу відповідність показав логарифмічно нормальний розподіл. Нормальна модель для опису розподілу вмісту хімічних елементів – забруднювачів у поверхневих водах виявилась неприйнятною.

Експериментальну основу досліджень склала об'ємна база даних (табл. 1), створена на матеріалах двох гідролітохімічних зйомок, проведених казенним підприємством "Кіровогеологія" у 1981–1990 рр. та 1991–2007 рр. Використано проби води, відібрані з поверхневих водних об'єктів (річки, озера, ставки, болота) на території Полтавської області.

У попередній роботі було також доведено, що вказані моделі дозволяють виконувати стійкі оцінки площ перевищення критичних границь вмісту хімічних елементів [1]. Через обмежений обсяг статті наводяться дані лише трьох хімічних елементів: Ni, Mn, Zn (табл. 2).

Таблиця 1

Об'єми аналітичних досліджень гідролітохімічних зйомок Полтавської області

№ п/п	Масштаб гідро-літохімічної зйомки	Роки проведення зйомки	Кількість виконаних аналізів	Вид аналізу	Хімічні елементи	Одиниці виміру
1	1:1000000	1985	288	спектральний	Ba, Cr, Cu,	мг/дм ³
2	1:500000	1991–1993	560	спектральний	Mn, Mo, Ni, Pb, Sr, V, Zn	мг/дм ³

Таблиця 2

Оцінки ймовірностей перевищення критичних границь мікроелементів у поверхневих водах Полтавської області

Оцінки ймовірностей перевищення критичних границь мікроелементів у поверхневих водах Полтавської області											
Хім. елемент	D _{кр}	Оцінки ймовірностей перевищення D _{кр}									
		1985 р.					1991–1993рр.				
		No	Log	Komp_No	Komp_Log	Gist	No	Log	Komp_No	Komp_Log	Gist
Ni	2	0,3592	0,0924	0,1010	0,124	0,1314	0,650	0,5069	0,599	0,619	0,6176
Mn	10	0,0642	0,0613	0,084	0,086	0,1105	0,6133	0,3309	0,423	0,427	0,4214
Zn	10	0	0	0,011	0,012	0,0135	0,3815	0,0435	0,113	0,113	0,1129

Примітки: D_{кр} – значення критичної границі (мг/дм³); No – за нормальною апроксимацією; Log – за логнормальною апроксимацією; Komp_No – за композицією з локальних нормальних розподілів; Komp_Log – за композицією з локальних логнормальних розподілів; Gist – за частотою (гістограмою). Підкреслено найбільш точні змодельовані оцінки.

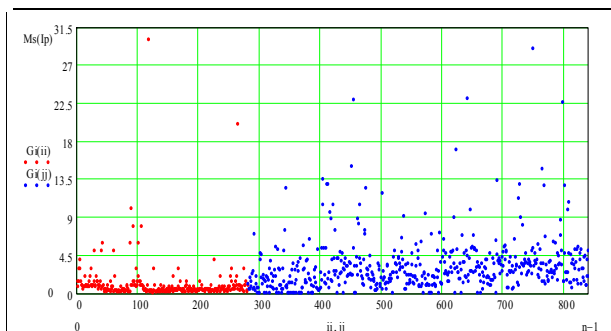
За результатами проведеного дослідження встановлено, що площі, на яких забруднення перевищує критичні границі, збільшилися з 0–16 % до 3–60 %. Критичні границі розраховувалися на основі гранично допустимих концентрацій діючих нормативів якості питної води [3].

Використаний метод виявився ефективним. Проте велика кількість вихідних даних у сучасних умовах робить проблематичним проведення гідролітохімічних зйомок для моніторингу поверхневих вод такого масштабу, у якому їх вдалося провести у 1981–1985 рр. та

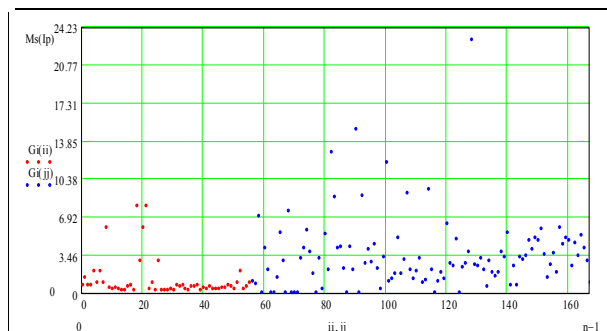
1991–2007 рр. Головною причиною є економічні витрати на відбір, зберігання, перевезення та аналіз проб води. У зв'язку з цим було вирішено перевірити стійкість одержаних оцінок при зменшених вибірках шляхом зіставлення їх з прямими оцінками, які були отримані за повним об'ємом даних.

Проведено експеримент за скороченими у п'ять разів вибірками. Відповідним чином було доповнено створений авторами модуль автоматизованої побудови

непараметричної та параметричних оцінок щільностей розподілів з числа обговорюваних моделей. В ході обробки генеральних вибірок цим модулем в автоматичному режимі було сформовано 5 різних вибірок кожна за обсягом у 5 разів менша початкової. За даними 1985 р сформовано 5 вибірок по 56 спостережень, а за даними 1991–1993 рр – 5 вибірок по 112 спостережень. Результати вимірювань повного та скороченого об'єму даних відображено на рис. 1.



а)



б)

Рис. 1. Відображення спостережень (Ni):

Gi(ii) – спостереження 1985 р; Gi(jj) – спостереження 1991–1993 рр: а) загальна вибірка даних; б) скорочена вибірка даних

Наступні дії зі скороченими вибірками даних були ідентичні моделюванню за повною вибіркою. Отримані розподіли вмісту всіх вищезазначених елементів були зіставлені з розподілами повних вибірок даних. На рис. 2 для прикладу наведено розподіл вмісту Ni. Як показує рис. 2, апроксимація моделей скороченої вибірки у перших двох випадках (нормальний та логнормальний закони розподілу) схожі з відповідними розподілами по повній вибірці, а у останніх двох (композиційно-нормальна, композиційно-логнормальна моделі) майже

ідентичні. Це підтверджує одержаний нами у висновок, що найкращими моделями для опису розподілів вмісту важких металів у поверхневих водах є обидві композиційні моделі [1].

Далі оцінки площ перевищення критичних границь вмісту важких металів у поверхневих водах, одержані по кожній вибірці, були зіставлені з прямою оцінкою, яка була отримана під час розрахунку повного об'єму даних. Також були розраховані середні значення цих оцінок по кожному масиву даних (табл. 3).

Таблиця 3

Оцінки ймовірностей перевищення критичних границь мікроелементів у поверхневих водах Полтавської області (зменшена вибірка, крок 5, порядок 1-5)

$D_{кр}$	№ п/п	Оцінки ймовірностей перевищення $D_{кр}$									
		1985р.					1991–1993рр.				
		No	Log	Komp_No	Komp_Log	Gist	No	Log	Komp_No	Komp_Log	Gist
2		Ni					Ni				
	1	0,3227	0,1194	0,136	0,172		0,6702	0,4862	0,605	0,64	
	2	0,4388	0,1077	0,087	0,123		0,6494	0,4941	0,565	0,598	
	3	0,3861	0,1095	0,115	0,151	0,1314	0,6489	0,4765	0,527	0,565	0,6176
	4	0,2799	0,091	0,117	0,155		0,6377	0,5348	0,567	0,602	
	5	0,0367	0,0351	0,072	0,112		0,6665	0,499	0,572	0,608	
	Sr.zn.	0,2928	0,0925	0,1054	0,1426		0,6545	0,4981	0,5672	0,6026	
10		Mn					Mn				
	1	0,0698	0,0442	0,066	0,071		0,6269	0,328	0,414	0,428	
	2	0,0437	0,0691	0,082	0,087		0,6125	0,3228	0,386	0,396	
	3	0,1065	0,0758	0,11	0,118	0,11	0,604	0,2938	0,394	0,408	0,4214
	4	0,0638	0,074	0,101	0,107		0,6094	0,319	0,432	0,445	
	5	0,0451	0,0521	0,073	0,078		0,6204	0,3381	0,42	0,433	
	Sr.zn.	0,06578	0,0630	0,0864	0,0922		0,6146	0,3203	0,4092	0,422	
10		Zn					Zn				
	1	0	0	0	0		0,3362	0,041	0,111	0,111	
	2	0,0006	0,0005	0,03	0,031		0,4522	0,0776	0,14	0,14	
	3	0	0	0	0,0003	0,0135	0,3097	0,015	0,077	0,078	0,1129
	4	0	0	0,0089	0,009		0,251	0,0079	0,065	0,065	
	5	0	0	0,018	0,018		0,4505	0,929	0,158	0,158	
	Sr.zn.	0,00012	0,0001	0,0113	0,1167		0,3599	0,2141	0,1102	0,1104	

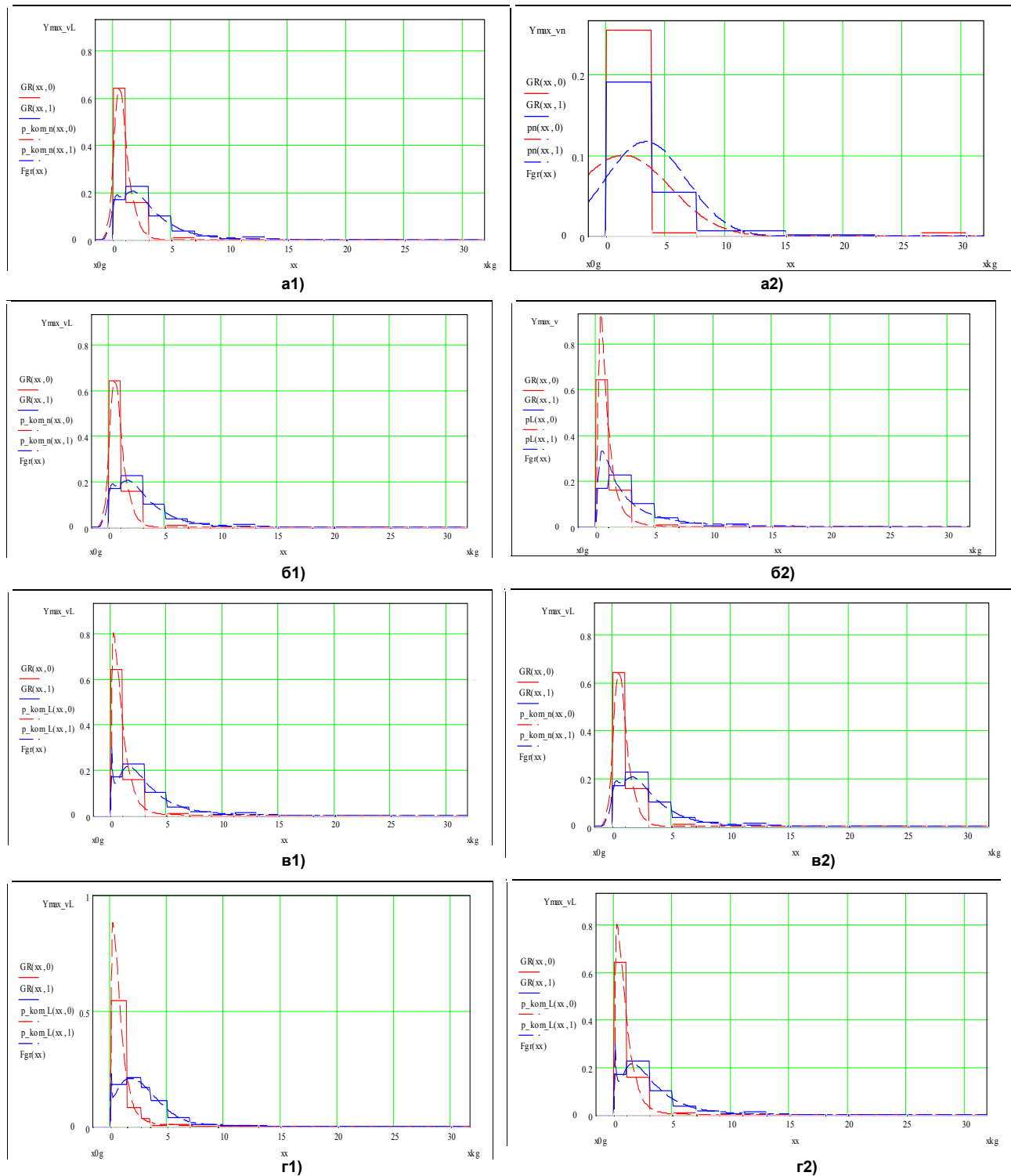


Рис. 2. Порівняння розподілів вмісту Ni (мг/дм³) у поверхневих водах (GR(xx,n) – гістограма, n=0 – у 1985 р, n=1 – у 1991–1993рр):

- а) нормальний розподіл (рn(xx,n)): 1 – загальна вибірка даних, 2 – скорочена вибірка даних;
 б) логнормальний розподіл (р_kom(xx,n)): 1 – загальна вибірка даних, 2 – скорочена вибірка даних;
 в) композиційний нормальний розподіл (р_kom_n(xx,n)): 1 – загальна вибірка даних, 2 – скорочена вибірка даних;
 г) композиційний логнормальний розподіл (р_kom_L(xx,n)): 1 – загальна вибірка даних, 2 – скорочена вибірка даних

Висновок. Результати проведеного експерименту, подані в табл. 3, доводять, що параметричні оцінки площ, одержані за обома композиційними моделями є найбільш ефективними для розв'язання поставленої задачі. Експериментально доведено, що за рахунок цих моделей метод дає змогу проводити повноцінний екологічний моніторинг важких металів у поверхневих водах і витрачати на нього значно менші кошти без помітної втрати у точності оцінок.

1. Жуков М. Імовірнісна оцінка забруднення природного середовища на основі моделювання розподілів вмісту хімічних елементів (на прикладі поверхневих вод Полтавської області) / М. Жуков, А. Клипа, І. Стахів // Вісник Київського університету. Геологія. – 2012. – № 58. 2. Освітній сайт з екології "Екологія життя" – Режим доступу: <http://www.eco-live.com.ua/content/blogs/ekologichna-situatsiya-ta-stan-pitnikh-vod-ukraini>. – Назва з екрану. 3. Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною: Державні санітарні норми та правила: ДСанПіН 2.2.4–171–10. – [Чинний від 12–05–10]. – К., 2011.

Надійшла до редколегії 19.08.12

ПОРІВНЯННЯ ЕФЕКТИВНОСТІ СТАТИСТИЧНИХ КРИТЕРІЇВ ОПТИМІЗАЦІЇ РОЗВ'ЯЗКІВ ОБЕРНЕНИХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук І.М. Корчагіним)

Всі представлені методи умовної та безумовної оптимізації дають якісну картину розподілу щільності гірських порід (ЩГП), але з різним ступенем її відновлення, і їхні розв'язки можуть бути використані як стартові умови для будь-якого іншого методу, що забезпечує продовження відновлення поля до отримання стійкого та геологічно змістовного розв'язку в збіжному ітераційному процесі. Методи, в критерії оптимізації (КО) яких входить ітераційна поправка до ЩГП, дають найбільше відновлення ЩГП та поля. Методи, в (КО) яких входить нев'язка поля, не дають повного відновлення ЩГП та поля. Найбільшу геологічну ефективність мають екстремально-відбіркові методи з сумісним критерієм, який об'єднує всі або декілька простих КО.

All presented methods of conditional and unconditional optimization give a qualitative picture of distribution of density of rocks (DR), but with different degree of its restoration, and their decisions can be used as entry conditions for any other method which provides continuation of restoration of a field before reception steady and geologically the substantial decision in converging iterative process. Methods, criteria of optimization (CO) which include the iterative amendment to DR, give the greatest restoration DR and fields. Methods, in CO which enters it is nonviscous fields, don't give complete recovery DR and a field. Geological efficiency is extreme-selective methods with joint criterion in which are united all or a little simple CO have the greatest.

Постановка проблеми. Для автоматизованого розв'язку обернених задач гравіметрії (ОЗГ) використовують критерій безумовної оптимізації (БО) функціоналу у вигляді мінімуму суми квадратів (МСК), здебільшого, нев'язок поля (НП), який є статистичним, як аналог методу найменших квадратів. Але останнім часом, замість нев'язок поля, для підвищення однозначності розв'язку ОЗГ в критеріях оптимізації (КО) почали використовувати інші параметри. Особливо це стосується ітераційних методів (ІМ) розв'язку ОЗГ, де є можливість використовувати декілька інших параметрів, і, як наслідок, використовувати в одному загальному критерії комбінації декількох параметрів чи декількох простих статистичних критеріїв для кожного параметра [1;5].

Аналіз останніх досліджень. Насамперед, треба відзначити екстремальний алгоритм лінійної ОЗГ [1], який для дискретної інтерпретаційної моделі (ДІМ) має вигляд МСК щільностей гірських порід (ЩГП) в її блоках при додаткових умовах МСК нев'язок горизонтальної та вертикальної компонент поля сили тяжіння. Але ця частина роботи представлена тільки у вигляді інтегрального рівняння, а в програмному варіанті не реалізована. Пізніше подібні алгоритми для нелінійної ОЗГ були реалізовані в роботі [3], а згодом і по МСК відхилення ЩГП (чи іншого параметру) від відомого базового варіанту. Паралельно з цим, група вчених на чолі з академіком АН СРСР Тихоновим А.М. розвивала метод регуляризації [10], в основу якого вони поклали глобальний принцип НП. Але академік РАН В.М. Страхов розумів, що цей метод для гравіметрії є вимушеним кроком при відсутності хоча б одного рівняння в якості додаткової умови (ДУ) для умовної (лагранжевої) оптимізації (УО) розв'язку ОЗГ. А тому він спочатку розробив ІМ УО при ДУ, що середня сума квадратів НП дорівнює відомій точності зйомки. Ще одне рівняння В.М. Страхов знайшов в статистиці: скалярний добуток вектора НП на вектор корисного сигналу дорівнює нулю [8, 9]. Про конкретну реалізацію цих алгоритмів у програмах на комп'ютерах авторам невідомо, але це було великим досягненням в теорії розробки машинних алгоритмів розв'язку ОЗГ, які започаткував член-кореспондент НАНУ Булах Є.Г. використанням методу найшвидшого спуску [2]. І все ж таки досягнення суттєвих успіхів при використанні ІМ розв'язку ОЗГ гальмувалося відсутністю формули для обчислення ітераційної поправки (ІП) до ЩГП. Згодом така поправка була представлена академіком НАНУ В.І. Старостенком [7]. Але, оскільки вона була використана в неоптимізованому ІМ, її ефективність оцінити спочатку не вдалося. В роботі [4] ця поправка

була використана в оптимізованому ітераційному методі (ОІМ) та ще й з новим критерієм БО розв'язку ОЗГ по МСК поправок до ЩГП в блоках ДІМ. В цьому методі за рахунок оптимізації по одному ітераційному коефіцієнту (ІК) вдалося уникнути розв'язку СЛАУ великої розмірності та отримати більш стійкий і доволі геологічно змістовний розв'язок ОЗГ, в багато разів скоротивши необхідну кількість кроків оптимізованого ітераційного процесу (ОІП), чим і було підтверджено високу геологічну ефективність нового методу. Згодом було розроблено ще ряд нових методів з високоєфективними КО розв'язку ОЗГ у вигляді добуток згаданих вище критеріїв БО та часток від ділення добутку групи критеріїв на один чи два інших [5, 6].

Виділення не вирішених раніше частин проблеми. До цього часу не було виконано порівняння результатів розв'язку ОЗГ всіма вище згаданими методами. Лише в деяких випадках було виконано попарне порівняння розв'язків задач двома методами у вигляді карт залишків поля та загальної нев'язки поля після розв'язку ОЗГ.

Формулювання цілей роботи. Виконати розв'язки ОЗГ декількома методами та порівняти між собою карти ЩГП блоків ДІМ, обчислених кожним методом, та те ж саме виконати з відповідними картами залишків поля.

Виклад основного матеріалу. Відомий критерій БО для розв'язку лінійної ОЗГ по нев'язці $r_{j,n+1}$ поля g_j на наступній $n+1$ -й ітерації по обчислених на n -й ітерації значеннях щільності $\sigma_{i,n}$ гірських порід в кожному i -му блоці вибраної моделі має вигляд:

$$F_r = (r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) = \min(\tau); \quad (1)$$

де $r_{j,n+1} = r_{j,n} - \tau_{r,n+1} Z_{j,n}$; $r_{j,n} = (\sigma_{i,n}, a_j) - g_j$;

$$\sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{r,n+1} B_{i,n}; \quad (2)$$

$$F_z = (Z_{j,n}, Z_{j,n}); Z_{j,n} = (B_{i,n}, a_j); B_{i,n} = (r_{j,n}, a_j / \lambda_j \lambda_i);$$

$$\lambda_i = (a_j, 1)_i; \lambda_j = (a_j, 1)_j; f(r, Z) = (r_{j,n}, Z_{j,n});$$

$$\tau_{r,n+1} = f(r, Z) / F_z; \quad (3)$$

$B_{i,n}$ – ІП до $\sigma_{i,n}$; $Z_{j,n}$ – ІП до НП; $\tau_{r,n+1}$ – ІК в ОІМ по МСК нев'язок поля для $n+1$ -ї ітерації; $a_j (i=1, m; j=1, N)$ – матриця розв'язків прямої задачі гравіметрії;

Взагалі, розв'язок ОЗГ полягає в тому, що геологічний масив гірських порід під картою поля розбивають на декілька (3-5) горизонтальних шарів (пластів), а шари – на 20х20 або більше прямокутних паралелепіпедів (блоків) з приблизно відомими початковими значеннями

(ПЗ) середньої щільності $\sigma_{i,0}$ в кожному блоці. Потім методом оптимізації з критерієм (1) для ітераційної формули (2) обчислюють ІК (3), а по (2) – нові, більш точні значення середньої ЩГП $\sigma_{i,1}$, нев'язки $r_{j,1}$ для кожної j -ої точки поля та поправки $B_{i,1}$ для щільності кожного i -го блоку. На цьому закінчується перший крок ОІП ($n = 1$). Потім переходять до другого кроку ($n = 2$) збіжного ітераційного процесу: обчислюють $\tau_{r,2}$, $\sigma_{i,2}$, $r_{j,2}$, $B_{i,2}$ і переходять до третього кроку ОІП ($n = 3$) і т.п.

Цей метод з ІП $B_{i,n}$ та ІК $\tau_{r,n+1}$ вперше реалізовано в [4]. В тій же роботі реалізовано і ОІМ з тією ж ІП та новим КО по МСК ІП до ЩГП блоків ДІМ:

$$F_B = (B_{i,n+1}, B_{i,n+1}) = \min(\tau); \quad (4)$$

$$\text{де } B_{i,n+1} = B_{i,n} - \tau_{B,n+1} \cdot C_{i,n}; \quad C_{i,n} = (Z_{j,n}, a_{ij} / \lambda_j \lambda_j); \quad F_C = (C_{i,n}, C_{i,n}); \\ f(C, B) = (B_{i,n}, C_{i,n}); \quad \tau_{B,n+1} = f(C, B) / F_C; \quad (5)$$

В ряді робіт авторів, наприклад, в [5], приведено розроблені та реалізовані авторами лінеаризовані ОІМ з суміщеними (6) та екстремально-відбірковими (8) критеріями з ІК (7), (10) для підвищення точності розв'язку ОЗГ та виділення блоків з екстремальною ЩГП:

$$F_{rB} = (B_{i,n+1}, B_{i,n+1})(r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) = F_r F_B = \min(\tau); \quad (6)$$

$$\tau_{rB,n+1} = ((C, B)(r, r) + (r, Z)(B, B)) / \\ /((C, C)(r, r) + (Z, Z)(B, B) + 4(r, Z)(C, B)) \quad (7)$$

(тут і далі індекси в ІК опущені).

$$F_{rB/\sigma} = (B_{i,n+1}, B_{i,n+1})(r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) / (\sigma_{i,n+1}, \sigma_{i,n+1}) = F_r F_B / F_\sigma = \min(\tau); \quad (8)$$

$$F_\sigma = (\sigma_{i,n+1}, \sigma_{i,n+1}); \quad (9)$$

$$\tau_{rB/\sigma,n+1} = ((\sigma, \sigma)(C, B)(r, r) + (r, Z)(B, B)) - (\sigma, B)(r, r)(B, B) / \\ /((\sigma, \sigma)(C, C)(r, r) + (Z, Z)(B, B) + 4(r, Z)(C, B)) - (r, r)(B, B)^2); \quad (10)$$

Авторами також розроблені та реалізовані методи умовної оптимізації, наприклад, по МСК ІП при МСК НП (11)-(12) і навпаки (13)-(14):

$$F_{B,r} = (B_{i,n+1}, B_{i,n+1}) + \lambda((r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) = \min(\sigma)) = \min(\tau); \quad (11)$$

$$\tau_{B,r,n+1} = ((C, B) + \lambda(\lambda_j, Z_j)) / (C, C); \quad \lambda = -(B_{i,n}, 1) / (\lambda_j, \lambda_j); \quad (12)$$

$$F_{r,B} = (r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) + \lambda((B_{i,n+1}, B_{i,n+1}) = \min(\sigma)) = \min(\tau); \quad (13)$$

$$\tau_{r,B,n+1} = (\lambda(C, 1) + (r, Z)) / (Z, Z); \quad \lambda = -(\lambda_j, r_j) / M; \quad (14)$$

Те ж саме реалізовано в методі із [1] для МСК ЩГП при МСК НП (15)-(16) та по аналогії при МСК ІП до ЩГП (17)-(18):

$$F_{\sigma,r} = (\sigma_{i,n+1}, \sigma_{i,n+1}) + \lambda((r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) = \min(\sigma)) = \min(\tau); \quad (15)$$

$$\tau_{\sigma,r,n+1} = ((\sigma, B) + \lambda(\lambda_j, Z_j)) / (B, B); \quad \lambda = -(\sigma_{i,n}, 1) / (\lambda_j, \lambda_j); \quad (16)$$

$$F_{\sigma,B} = (\sigma_{i,n+1}, \sigma_{i,n+1}) + \lambda((B_{i,n+1}, B_{i,n+1}) = \min(\sigma)) = \min(\tau); \quad (17)$$

$$\tau_{\sigma,B,n+1} = ((\sigma, B) + \lambda(C, 1)) / (B, B); \quad \lambda = -(\sigma_{i,n}, 1) / M; \quad (18)$$

Більша частина приведених методів оптимізації розв'язку ОЗГ перевірена при інтерпретації реального поля варіацій сили тяжіння (рис. 1, 2). Оскільки останні два методи абсолютно нечутливі до зміни ЩГП (рис. 1,б,в), розроблено зворотні для них методи: для МСК НП при МСК ЩГП (19)-(20) та МСК ІП до ЩГП при МСК ЩГП (21)-(22), які дають набагато більше відновлення ЩГП та поля:

$$F_{r,\sigma} = (r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) + \lambda((\sigma_{i,n+1}, \sigma_{i,n+1}) = \min(\sigma)) = \min(\tau); \quad (19)$$

$$\tau_{r,\sigma,n+1} = ((Z, r) + (r, \lambda_j)(B, 1)^2 / M) / (Z, Z); \quad (20)$$

$$F_{B,\sigma} = (B_{i,n+1}, B_{i,n+1}) + \lambda((\sigma_{i,n+1}, \sigma_{i,n+1}) = \min(\sigma)) = \min(\tau); \quad (21)$$

$$\tau_{B,\sigma,n+1} = ((C, B) + (B, 1)^2 / M) / (C, C); \quad (22)$$

Заслужують на увагу ще декілька методів стійкого розв'язку ОЗГ. Насамперед, історично важливий критерій В.М.Страхова про перпендикулярність вектора похибки до вектора корисного сигналу:

$$F_{rR} = (r_{j,n+1}, R_{j,n+1}) = 0; \quad R_{j,n+1} = r_{j,n+1} + g_j; \quad (23)$$

$$\tau_{rR,n+1} = (r, r) / (Z, R_g); \quad R_g = 2r_{j,n+1} + g_j; \quad (24)$$

Оскільки метод (23)-(24), не дає розв'язку, а лише трансформує тільки декілька відсотків поля в будь-яку ЩГП (рис. 1,д), цей критерій в якості додаткового позитивно використано в методах умовної оптимізації з основними критеріями по НП (рис. 1,е) чи по ІП до ЩГП (формули (25)-(28)):

$$F_{r,R} = (r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) + \lambda((r_{j,n+1}, R_{j,n+1}) = 0) = \min(\tau); \quad (25)$$

$$\tau_{r,R,n+1} = ((Z, r) + \lambda(Z, R_g)) / ((Z, Z)(1 + \lambda));$$

$$\lambda = -(\lambda_j, r) / (\lambda_j, R_g); \quad (26)$$

$$F_{B,R} = (B_{i,n+1}, B_{i,n+1}) + \lambda((r_{j,n+1}, R_{j,n+1}) = 0) = \min(\tau); \quad (27)$$

$$\tau_{B,R,n+1} = ((B, C) + \lambda(Z, R_g)) / ((C, C) + (Z, Z)\lambda);$$

$$\lambda = -(B, 1) / (\lambda_j, R_g); \quad (28)$$

Як видно з рис. 1,е, метод УО (25)-(26) дає таку ж геологічну змістовність розв'язку ОЗГ, як і метод БО (1)-(3) (див. рис. 1,ж).

Важливо також порівняти метод БО по НП (1)-(3) з лінеаризованим методом

$$F_{r^4} = \sum (r_{j,n+1}^4) = \min; \quad \tau_{r^4,n+1} = ((Z, r^3) / (3(Z^2, r^2))); \quad (29)$$

Як видно з рис. 2,а, цей метод також дає високу геологічну змістовність розв'язку ОЗГ, як і метод БО (1)-(3) (див. рис. 1,ж). Перевірка ефективності приведених методів виконана розв'язком лінійних ОЗГ для реально-го поля (рис. 1,а) з використанням 4-х шарової інтерпретаційної моделі по 400 блоків у кожному шарі. Для порівняння результатів розв'язку ОЗГ після 10-ї ітерації для всіх методів використано карти ЩГП 2-го шару (рис. 1,б-з, рис. 2,а,д) та карти залишків поля (рис. 2,б,г,е,з). Найбільше відновлення ЩГП до 0,3 г/см³ та поля з точністю до 0,09 мгл отримано методом БО (4)-(5) по МСК ІП до ЩГП (рис. 1,з). Дещо менше відновлення ЩГП (до 0,15 г/см³) та поля з точністю до 0,11-0,12 мгл методами УО (19)-(20), (25)-(26) (рис. 2,г,е) та методами БО (1)-(3) (рис. 1,ж) й (29) (рис. 2,а).

Нереальне відновлення ЩГП (всього лише для окремих аномалій до 0,005 г/см³) та поля з точністю до 1,45-1,7 мгл отримано методами УО (15)-(18) (рис. 1,б,в), методом (23)-(24) (рис. 1,д) та нелінійним методом (8)-(10) (рис. 2,д) з довільних початкових значень ЩГП. Але після отримання далеко неповного розв'язку методом (29) з довільних початкових значень ЩГП метод (8)-(10) після додаткових 40 ітерацій дає значно більше та реальне відновлення ЩГП до 0,35 г/см³ та поля з точністю до 0,066 мгл (рис. 2,в), як і метод (4)-(5) після 50 ітерацій, починаючи з довільних початкових значень ЩГП (рис. 2,ж). Після 100 ітерацій методом ІП (4)-(5) ЩГП відновлюється до 0,40 г/см³ з точністю 0,062 мгл, а методом НП (1)-(3) – тільки до 0,22 г/см³ з точністю 0,084 мгл (ці рисунки тут не наведені).

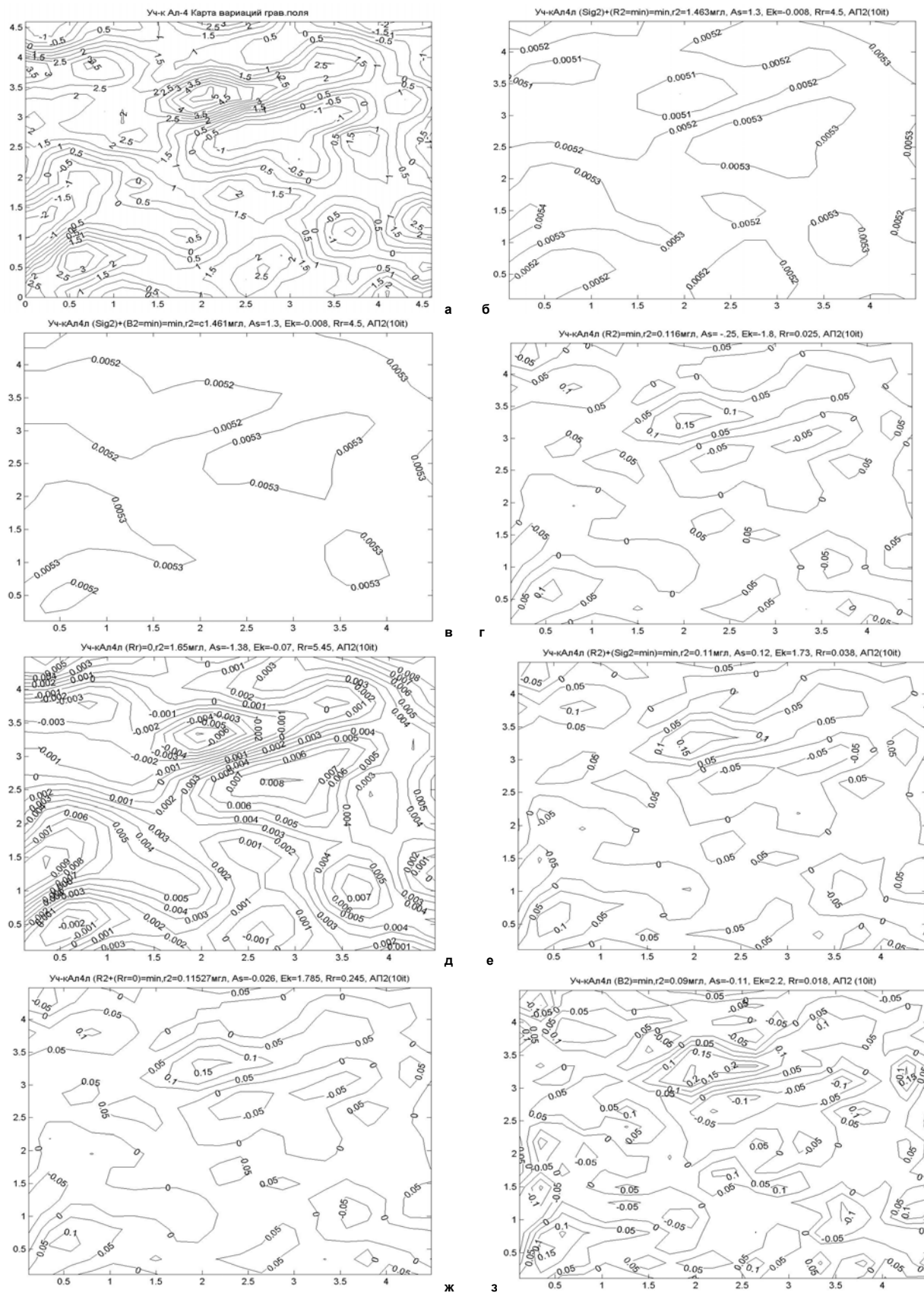


Рис. 1. а) Карта вариаций вимрюваного поля сили тяжіння (у мгл);

б)-з) Результати рішення лінійної оберненої задачі гравіметрії після виконання

10 ітерацій з однакових для всіх методів початкових значень ЩГП блоків ДІМ – карти ізоліній аномальної ЩГП блоків 2-го шару ДІМ (тут і далі у $г/см^3$): б) методом (15)-(16); в) методом (17)-(18); г) методом (19)-(20); д) методом (23)-(24); е) методом (25)-(26) ж) методом (1)-(3); з) методом (4)-(5)

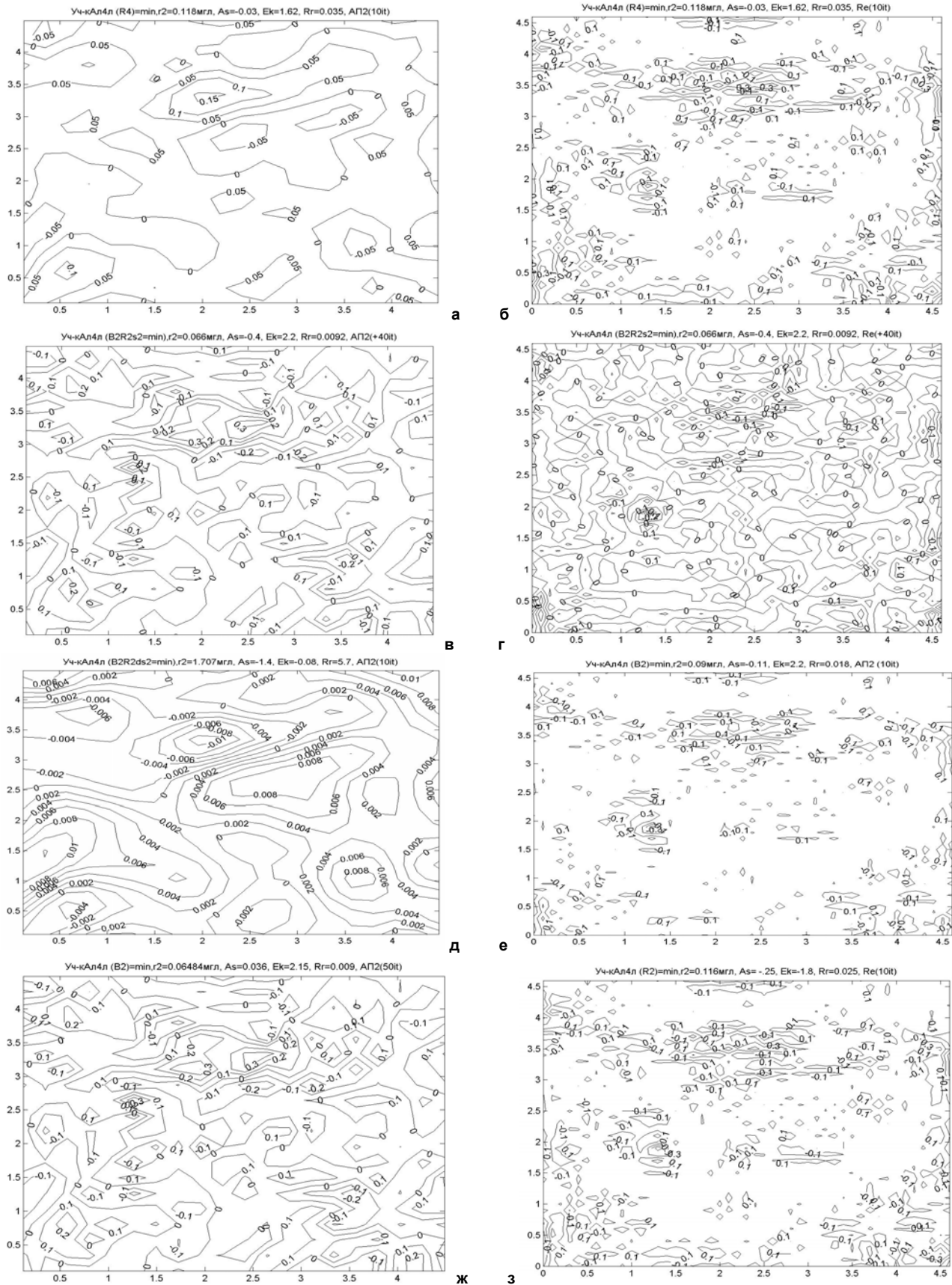


Рис. 2. Результати рішення ОЛЗГ: а,б) методом (29): карти ізоліній АЩ блоків 2-го шару ІМ та карта залишків поля (тут і далі у мгл); в,г) карта ізоліній АЩ того ж 2-го шару та карта залишків поля при продовженні 40 ітерацій методом (8)-(10) після виконання методом (29) 10 ітерацій з довільних початкових умов; д) карта ізоліній АЩ 2-го шару після виконання 10 ітерацій методом (8)-(10) з довільних початкових умов; е) карти залишків поля для результатів по методу ІП (4)-(5), приведених на рис. 1,з; ж) карта ізоліній АЩ того ж 2-го шару при продовженні розв'язку методом (4)-(5), приведеного на рис. 1з, ще на 40 додаткових ітераціях тим же методом; з) карти залишків поля для результатів розв'язку методом НП(1)-(3), приведених на рис. 1,ж

Висновки. 1. Всі представлені лінійні методи умовної та безумовної оптимізації розв'язку ОЗГ дають якісну картину розподілу щільності гірських порід (ЩГП), але з різним ступенем її відновлення, і їхні розв'язки можуть бути використані як стартові умови для будь-якого іншого методу, що забезпечує продовження відновлення поля до отримання стійкого та геологічно змістовного розв'язку в збіжному ітераційному процесі.

2. Методи, в критерії оптимізації (КО) яких входить ітераційна поправка до ЩГП, дають найбільше відновлення ЩГП та поля. Методи, в (КО) яких входить нев'язка поля, дають суттєве, але неповне відновлення ЩГП та поля.

3. Найбільшу геологічну ефективність мають лінеаризовані екстремально-відбіркові методи з сумісними критеріями, які об'єднують декілька простих КО, але тільки після того як буде зроблено декілька ітерацій для отримання стійкого та геологічно змістовного розв'язку ОЗГ рекомендованими вище стартовими методами (1)-(5), (11)-(14), (25)-(28).

Перспективи подальших розвідок. Варто розширити пошуки нових методів УО розв'язку ОЗГ, більш

ефективних по витратах комп'ютерного часу, але таких, які не знижують якості рішення ОЗ.

1. Андреев В.И., Соколовский К.И. Интерпретация материалов подземных гравитационных и магнитных наблюдений. – К., 1971.
2. Булах Е.Г. Об интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на СЛВМ методом скорейшего спуска // Труды Всесоюзной науч.-техн. конф. – Новосибирск, 1963. – С. 1-7.
3. Кобрунов А.И. О методе оптимизации при решении обратной задачи гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1978. – № 8. – С. 73-78.
4. Миненко П.А. Оптимизационные линейные алгоритмы обработки геологической и геофизической информации при поисках рудных залежей // Проблемы разработки руд черных металлов: Сб. науч. тр. НИГРИ. – Кр. Пор., 1991. – С. 107-111.
5. Миненко П.А. Модификации метода регуляризации в ОЛЗГ для поисковых работ в кристаллических породах // Научный вестник НГУ. – Дн-ськ, 2006. – № 9. – С. 34-41.
6. Миненко П.А., Миненко Р.В. О поисках избирательных экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте // Научный вестник НГУ. – Днепропетровск, 2006. – № 9. – С. 39-44.
7. Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкович А.С. Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты // Вестник АН УРСР. – К., 1986. – № 12. – С. 28-42.
8. Страхов В.Н. К теории линейной обратной задачи гравиметрии // ДАН СССР. – 1990. – 311, №5. – С. 1093-1096.
9. Страхов В.Н. К Про ефективні за швидкодією та точністю методи побудови лінійних аналітичних апроксимацій в геодезії, геоінформатиці та гравиметрії // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики: Сб. наук. пр. – К., 2005. – С. 12-57.
10. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М., 1979.

Надійшла до редколегії 29.09.12

УДК 624.131

Д. Мелконян, канд. фіз.-мат. наук

САМООРГАНІЗОВАНА КРИТИЧНІСТЬ У ЗСУВНИХ ПРОЦЕСАХ ОДЕСЬКОГО УЗБЕРЕЖЖЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. М.Н. Жуковим)

Вивчено особливості розподілу зсувів на ділянці Одеського узбережжя Ланжерон-Аркадія. Виявлено, що для зсувів Одеського узбережжя є характерними: просторова масштабна інваріантність; часова масштабна інваріантність (флікер-шум).

This study examines the landslide distribution features on the Odessa coast Langeron-Arkadia. It is revealed, that the Odessa coast landslides exhibit spatial and temporal scale invariance (flicker noise) behaviour.

Вступ. Вивчення зсувних процесів, як у просторовому, так і в часовому вимірі в конкретних регіональних умовах є важливим комплексним завданням геодезичної, геологічної, геодинамічної та гідрологічної практики. Просторово-часові характеристики зсувних процесів особливо повно повинні враховуватися при проектуванні, будівництві й експлуатації складних інженерних споруд.

Мета статті полягає у виявленні властивостей самоорганізованої критичності у зсувних процесах на ділянці Одеського узбережжя Ланжерон-Аркадія. У зв'язку з цим здійснено аналіз факторів формування і розвитку зсувів; вивчено динаміку зсувів ділянки Ланжерон-Аркадія та закономірності розподілу площ зсувних тіл в часі і в просторі.

У геологічній будові схилів досліджуваної ділянки узбережжя можна виділити такі різновиди порід: лесоподібні суглинки, червоно-бурі глини і суглинки, меотичні глини; понтичні вапняки; піщані прошарки та лінзи з напірними водами і лігнізовані глини (потенційна зона зсуву); зсувні глинисті накопичення, в яких втоплені роздроблені брили вапняку. Зсувні накопичення представлені лесоподібними суглинками, червоно-бурими глинами, вапняками і піщано-глинистими відкладами меотису.

Основним зсувоутворюючим фактором на північно-західному узбережжі Чорного моря є абразія [2]. Проте на Одеському узбережжі також розвиваються зсуви, зміщення яких визначається не тільки розмивом порід морем, але й іншими процесами, наприклад, тектонічними рухами [4], коливанням рівня підземних вод [3], атмосферними опадами [1], коливанням температури та ін.

За літолого-геодинамічними ознаками на Одеському узбережжі виділяються чотири типи зсувів [2]. Було опрацьовано дані спостережень за п'ятдесятьма зсувами II типу на ділянці Ланжерон-Аркадія в період з 1945 по 1964 рр. Зсуви II типу – це зміщення лесоподібних

порід четвертинного віку по верхньопліоценових червоно-бурих глинах.

Протягом всього періоду спостережень на досліджуваній ділянці майже щорік спостерігаються невеликі за коли плато, які відчленяють ділянки, складені лесоподібними породами. Ці зміщення викликані підвищеною волюгістю, що обумовлено наявністю водоносного горизонту в четвертинних відкладах, а також надмірною інфільтрацією опадів та витоків з каналізаційної системи [2].

З досвіду дослідників, які займаються мапуванням зсувів [7], відомо, що частота появи зсувів як функції їх магнітуді (тобто ураженої площі) може бути охарактеризована за степеневим законом в багатьох районах. Такий характер розподілу зсувів був виявлений як при мапуванні природних зсувів [7], так і в лабораторних експериментах [8]. Важливим результатом цих досліджень є виявлена степенева залежність між частотою появи зсувів (K_N) і ураженою зсувами площею (A). Проте такі дослідження для Одеських зсувів не проводилися. Розподіл зсувів за степеневим законом, який називають також фрактальним або масштабно-інваріантним розподілом, може відігравати важливу роль в розвитку ландшафту [6].

Одним з видів самоорганізації дисипативних систем є самоорганізована критичність. Концепція самоорганізованої критичності була розроблена П. Баком та ін. в 1987 році і була застосована до фізичних, геофізичних, біологічних та інших явищ [5].

Система виявляє самоорганізовано-критичний характер [6; 9], якщо: а) має тенденцію переходити в нерівноважний стан (критичний стан), де б) розподіл розмірів явища (наприклад, уражена зсувами площа або площа зсувних тіл) є масштабним інваріантом (просторова масштабна інваріантність), і де в) поведінка в часі є флікер-шумом $1/f$ (часова масштабна інваріантність).

© Мелконян Д., 2012

Результати аналізу фактичного матеріалу. Здійснений нами аналіз даних спостережень за 50-тма зсувами II типу за період з 1945 по 1964 рр показує, що зсувам Одеського узбережжя притаманні властивості самоорганізованої критичності. Рис. 1 демонструє інтегральний зв'язок "частота – площа" для зсувів на ділянці Одеського узбережжя Ланжерон-Аркадія (вісь X – інтегральна площа зсувного тіла, вісь Y – інтегральна частота появи зсувів). З рисунку видно, що існує степеневая залежність між частотою прояву зсувів K_N і площею зсувного тіла S (як того і вимагає умова самоорганізованої критичності):

$$K_N = CS^{-b} \quad (1)$$

Для співвідношень подібних (1) збільшення площі зсувного тіла в X разів відповідає зменшенню частоти прояву зсувів в X^b разів (у нашому випадку $X^{1,15}$ разів,

тобто порядок площі зсувного тіла $b=1,15$; постійна процесу $C=1,05$, рис. 2).

На кривій (рис. 1, в подвійному логарифмічному масштабі) збіг із степеневим законом спостерігається приблизно при порядках величини площі $> 6,7 \times 10^{-3} \text{ км}^2$ і $< 2,5 \times 10^{-2} \text{ км}^2$, тобто в цих межах площ спостерігається просторовий масштабно-інваріантний характер розподілу зсувів, що свідчить про самоподібність зсувів на цих ділянках. Аналогічні процеси і ділянки середовища називають саморегульованими, тобто здатними до самоорганізації. Просторова масштабна інваріантність означає відсутність характерних розмірів площ, на яких виявляються зсуви.

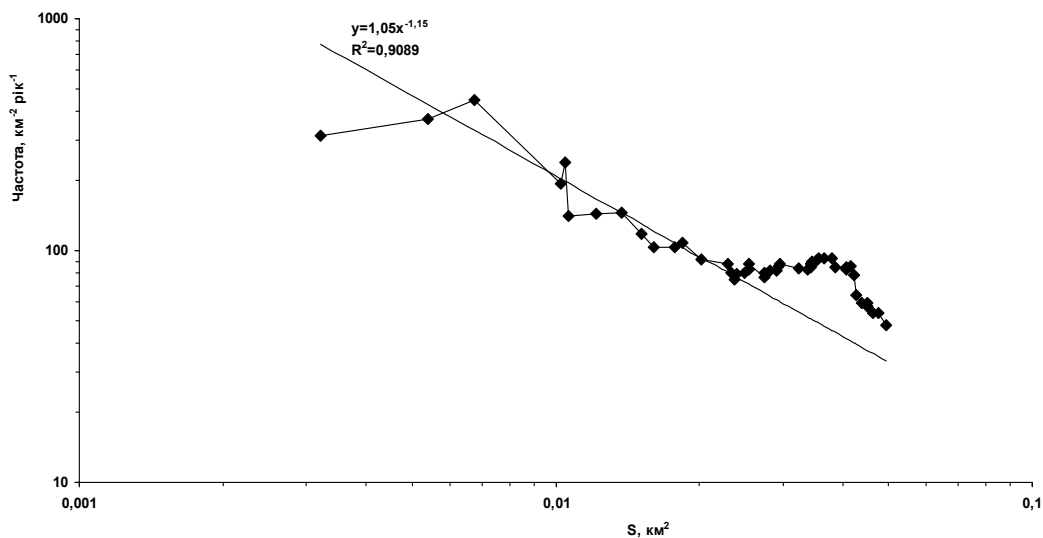


Рис. 1. Розподіл частот появи зсувів на ділянці Одеського узбережжя Ланжерон-Аркадія

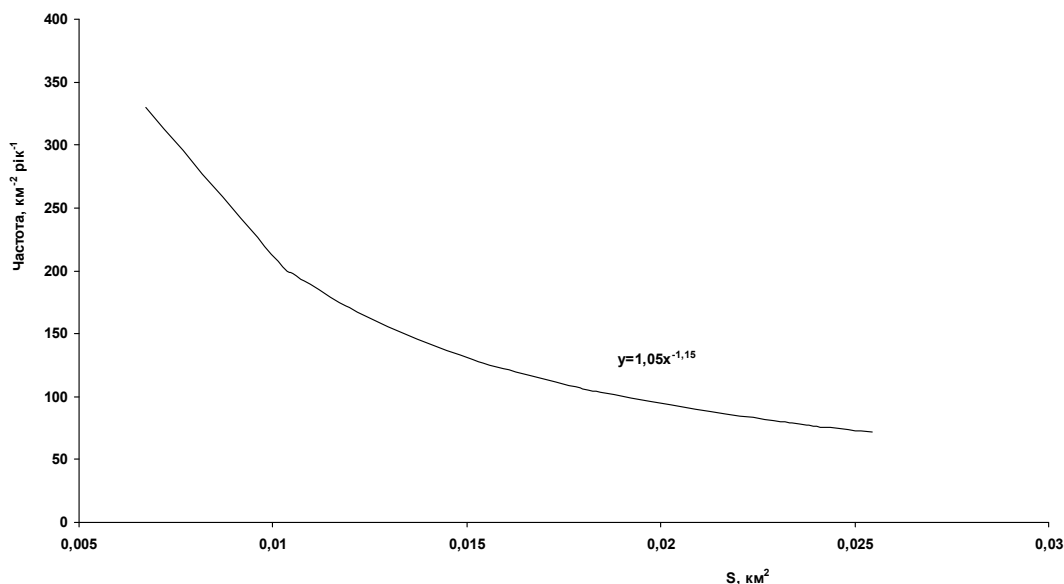


Рис. 2. Розподіл частот появи зсувів з площею зсувних тіл $6,7 \times 10^{-3} \text{ км}^2 < S < 2,5 \times 10^{-2} \text{ км}^2$ на ділянці Ланжерон-Аркадія

Таким чином, співвідношення (1) в подвійному логарифмічному масштабі лінійно пов'язує просторові характеристики з частотою прояву зсувів K_N в межах площ $6,7 \times 10^{-3} \text{ км}^2 < S < 2,5 \times 10^{-2} \text{ км}^2$ на ділянці Ланжерон-Аркадія. Про це свідчить рис. 2. Інакше кажучи, лінійна ділянка виявляється в межах вказаних площ;

поза цими межами площ розподіл даних відхиляється від степеневому закону, що, можливо, пов'язано з масштабами системи.

Для виявлення часового масштабно-інваріантного характеру зсувів (скейлінгові властивості) ми побудували криві спектрів потужностей площ відколотих зсувних тіл в часі (рис. 3).

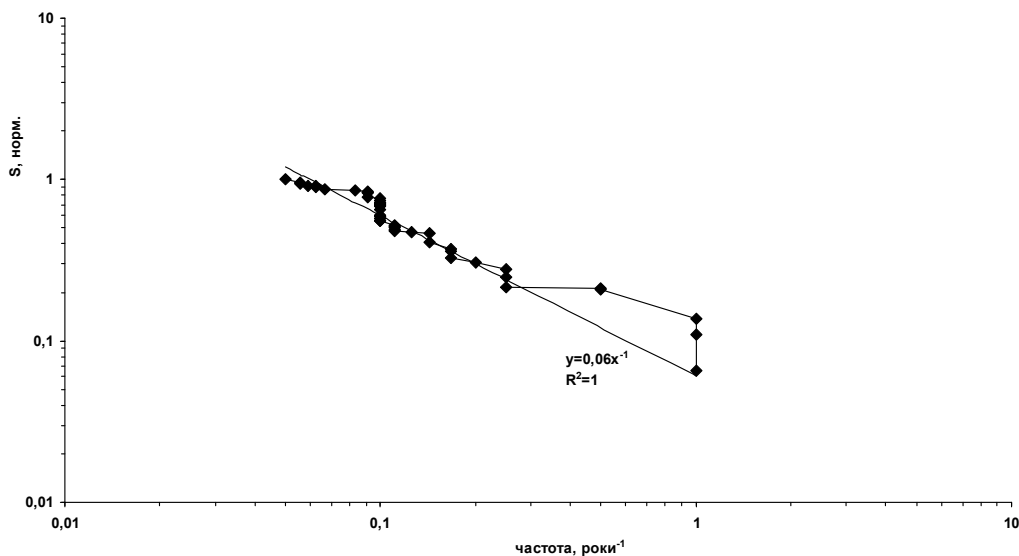


Рис. 3. Розподіл площ зсувних тіл в часі на ділянці Одеського узбережжя Ланжерон-Аркадія

Спектр потужності зсувних тіл має $1/f$ характер: $f^{-1.0}$ (умова самоорганізованої критичності), тобто характер, який загалом приймається як $1/f$ шум. Степеневий закон (з мірою 1,0) виявляється в межах $(10^{-0.1} - 10^{-0.6}) \text{ роки}^{-1}$, рис. 3. Постійна процесу складає

0,06 (рис. 4). Для порівняння зазначимо, що в [6; 7] при моделюванні зсувних процесів і перевірці їх властивості самоорганізованої критичності величина степеня становить 1,10 та 1,16, відповідно.

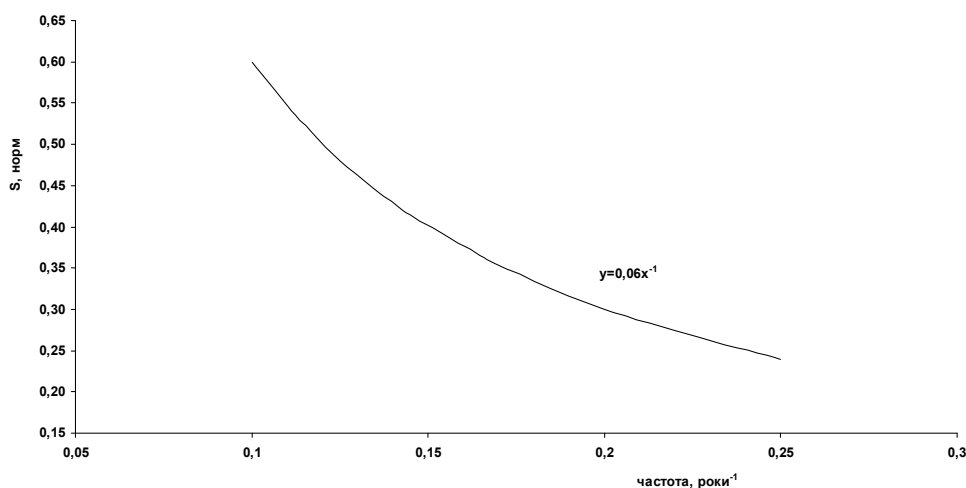


Рис. 4. Розподіл площ зсувних тіл в часі, в межах $(10^{-0.1} - 10^{-0.6}) \text{ роки}^{-1}$, на ділянці Ланжерон-Аркадія

Таким чином, дослідження показує, що зсувні процеси спільно з силами, що викликають ці процеси на Одеському узбережжі, можна розглядати як явище самоорганізованої критичності. Виявлені закономірності розподілу зсувів на дослідженій ділянці можуть відігравати певну роль в еволюції ландшафту місцевості. Крім того, врахування цих закономірностей буде корисним при складанні мап ураженості зсувами і здійсненні протизсувних заходів.

Висновки. Зсувам Одеського узбережжя притаманні властивості самоорганізованої критичності, а саме:

- нелінійність внутрішньої динаміки зсувних процесів;
- просторова масштабна інваріантність, що призводить до фрактальної просторової самоподібності. Виявлена степенева залежність між частотою прояву зсувів K_N і площею зсувного тіла S . Степеневий закон спостерігається при порядках величини площі

$> 6,7 \times 10^{-3} \text{ км}^2$ та $< 2,5 \times 10^{-2} \text{ км}^2$. Порядок площі зсувного тіла $b=1,15$;

- часова масштабна інваріантність: частотний спектр площ зсувних тіл є флікер-шумом. Частотний спектр потужності зсувних тіл має $1/f$ характер: $f^{-1.0}$. Степеневий закон (з мірою 1,0) виявляється в межах $(10^{-0.1} - 10^{-0.6}) \text{ роки}^{-1}$.

1. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. – М., 1972.
2. Оползни северо-западного побережья Черного моря, их изучение и прогноз: Монография / И.П. Зелинский, Б.А. Корженевский, Е.А. Черкез и др.; под. ред. И.П. Зелинского. – К., 1993.
3. Черкез Е.А., Мелконян Д.В. Оценка роли факторов формирования и развития оползней Одесского побережья // Вісн. Одеськ. ун-ту. Сер. Географічні та геологічні науки. – 2009. – Т. 14, Вип. 16. – С. 268-279.
4. Шмуратко В.И. Гравитационно-резонансный экзотектогенез. – Одесса, 2001.
5. Bak P. How nature works: the science of self-organized criticality. – New York, 1996.
6. Hergarten S. Self-organized criticality in a landslides model // Geophys. Res. Lett. – 1998. – Vol. 25, № 6. – P. 801-804.
7. Hovius C., Stark C.P., Allen P.A. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // J. Geology. – 1997. – Vol. 25, № 3. – P. 231-234.
8. Somjai E., Czirok A., Viscek T. Power-law distribution of landslides in an experiment on the erosion of a granular pile // J. Phys.: Math Gen. – 1994. – 27. – P. L757-L763.
9. Turcotte D.L. Self-organized criticality // Rep. Prog. Phys. – 1999. – Vol. 62. – P. 1377-1429.

Надійшла до редколегії 20.09.12

УДК 550.831+838

Ю. Дубовенко, канд. фіз.-мат. наук

ПОЧАТКОВЕ НАБЛИЖЕННЯ ДЛЯ ОБЧИСЛЕННЯ СКЛАДНОГО ЩІЛЬНІСНОГО КОНТАКТУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук І.М. Корчагіним)

Запропоновані аналітичні моделі гравітаційного поля та горизонтально-шаруватого геологічного середовища з кількома густинними межами розділу шарів під поверхнею. Модель поля отримана з рівняння сили тяжіння, що випливає з розгляду плоского нормального потенціалу сили тяжіння у локальному околі точки вимірювань. Введено нову модель середовища – клас Чорного контактних поверхонь. Подано нову схему визначення початкового наближення густинного контакту і його асимптот у багатшаровому геологічному середовищі за допомогою кількох 'контактних' алгоритмів.

There are offered analytical models for the gravity field and for the horizontally layered geological media with a several density interfaces beneath the surface. The gravity model is acquired from the gravity equation, derived from 2-D normal gravity potential view in a local neighborhood of the points measured. A new media model added – a Chorny contact surfaces class. A new scheme for definition is given for the starting approximation of density interface and its asymptotes in the multilayered geological media by means of several 'contact' algorithms.

"Основний напрям наукового прогресу – створення загальних математичних моделей в геології, геофізиці і надалі – створення геолого-математических теорій..." (М.М. Елланський, 2003, www.mmell.narod.ru)

Вступ. Нині чималі зусилля геофізиків спрямовані на переінтерпретацію картографічного матеріалу, отриманого за даними зйомок 30-річної давності, зважаючи на різке обмеження обсягу геологорозвідки. Проте, через підвищені вимоги до точності і ефективності інтерпретації, така переобробка великих обсягів геофізичних даних потребує нових підходів до чисельного обґрунтування методів, використаних при підготовці і обробці подібного картографічного матеріалу. Ціком логічно об'єднати розвинені на попередньому етапі розвитку геофізики математичні конструкції із сучасним інтерактивним програмним забезпеченням, щоб комплексно вирішити проблеми оцифровування, візуалізації і тлумачення геофізичних даних. Проблему тлума-

чення даних, найважливіша для застосувань (втім, тісно переплетена на рівні первинної обробки із першими двома), вирішують останнім часом у руслі перебудови аналітичної і обчислювальної бази теорії інтерпретації потенціальних полів, яка забезпечує становлення нової парадигми в теорії і практиці інтерпретації.

Сучасні методи обробки геофізичних даних розвиваються із прицілом на створення цифрових аналітичних моделей поля і геологічного середовища і високоточних алгоритмів, орієнтованих на застосування в пакетах ГІС, особливо при відображенні вхідної інформації і результатів її трансформації та зіставленні із апіорною інформацією, також поданою в графічному виді (т. зв. візуальна інтерпретація, рис. 1).

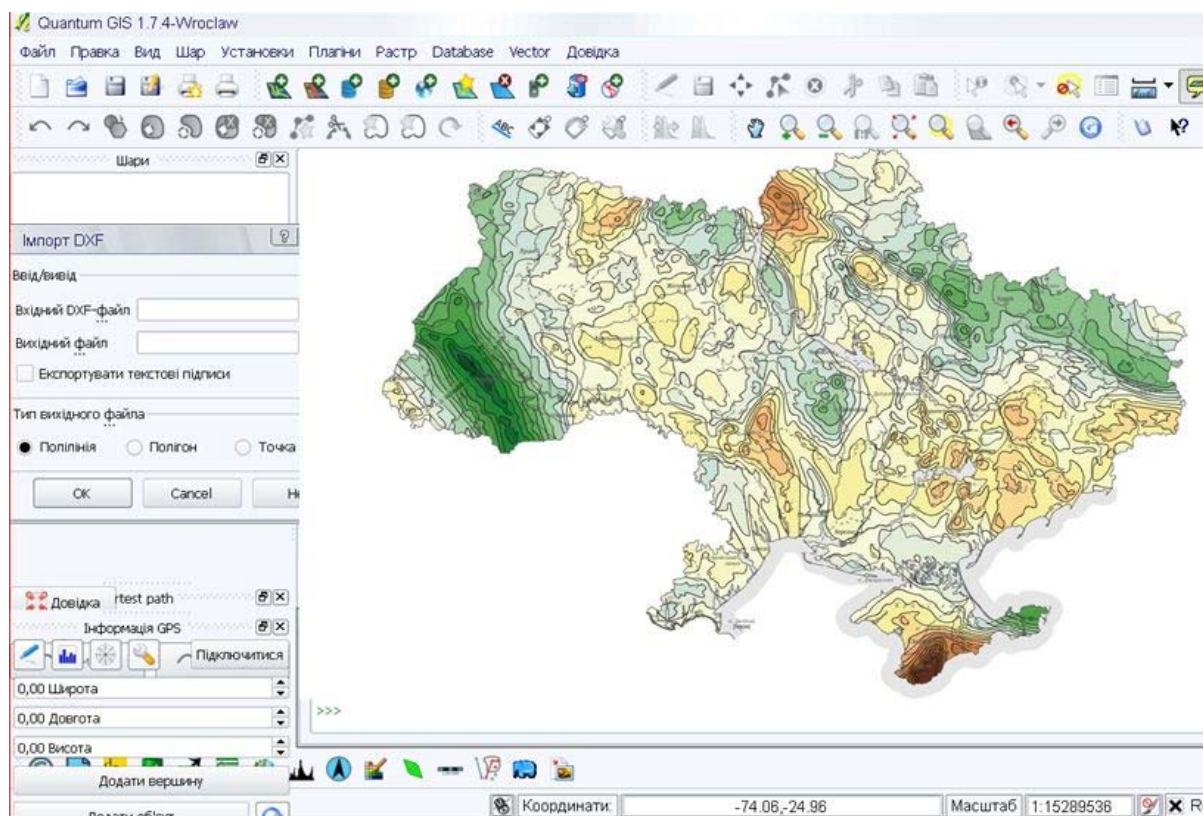


Рис. 1. Карта гравітаційних аномалій України в середовищі вільно поширюваної ГІС Quantum GIS

Власне, "пошарова" обробка являє новий етап якісної інтерпретації, в якому можливості подання інформації у вигляді електронного журналу вимірів [13] можна використати для попередньої обробки ін-

формації в середовищі спеціалізованих пакетів загального і спеціального призначення. Як приклад такої попередньої обробки, можна вказати процедури: виділення регіонального фону, наприклад, шляхом міні-

мізації нев'язки між набором даних і деяким поліномом в середовищі Matlab; попередня фільтрація вимірів в середовищі Excel; знаходження особливих точок поля методом зворотної інтерполяції полінома Лагранжа в Maple, редукції поля за допомогою алгоритмів В.М. Страхова, реалізовані в Python, і т.п. Одним із най-

більш вдалих прикладів цифрової якісної інтерпретації можна вважати приклад обробки значень поля сили тяжіння в зв'язці ПЗ MapInfo + CorelDraw (рис. 2) [13], що в жодному разі не виключає їх заміни в осяжному майбутньому на open-source аналоги.

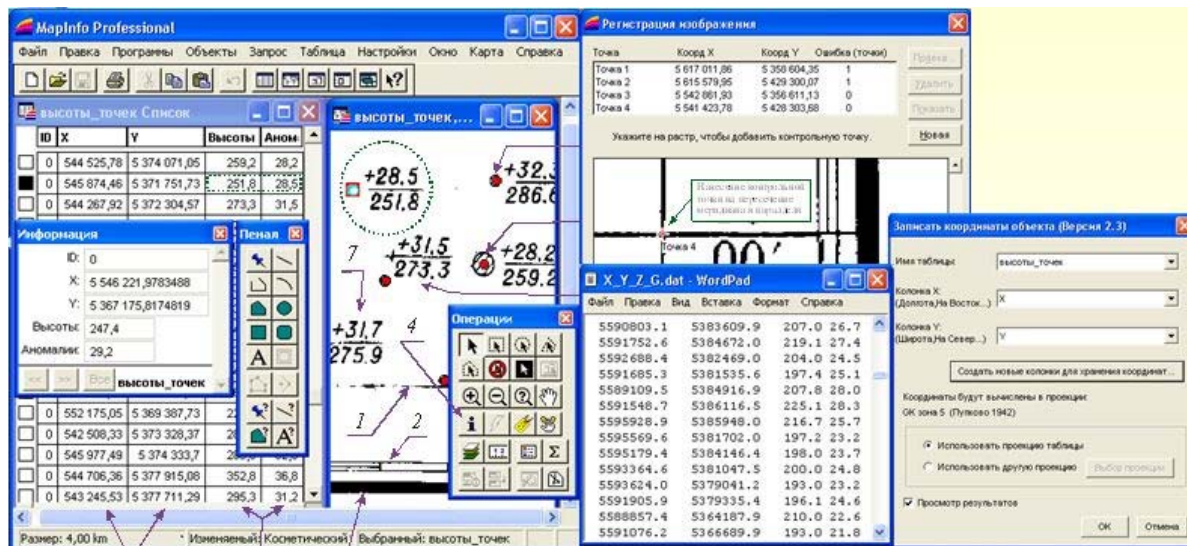


Рис. 2. Попередня обробка гравітаційних аномалій в зв'язці MapInfo + CorelDraw

Проте ми торкнемося іншого напрямку у рамках детермінованого підходу до інтерпретації даних потенціальних полів – розробки аналітичних конструкцій геофізичного поля і геологічного середовища. Щодо математичних конструкцій поля, відсилаємо зацікавлених читачів до праці [12], а серед моделей середовища автору близькі моделі густини типу контакту, одну з яких пропонуємо вашій увазі.

В розробці таких конструкцій заради підвищення точності інтерпретації даних геофізики обов'язково слід врахувати умови адекватності постановок сучасним вимогам до отримання вихідних геофізичних даних і їх обробки. В цілому, суть цих вимог така:

- висока точність і технологічність алгоритмів і програм, їх переносимість;
- адаптація моделей поля до задання початкових вимірів на коротких профілях;
- адаптація моделей середовища до його складного (нелінійного неоднорідного) стану.

Визначення контакту у відомих моделях середовища Страхова, Нумерова, Маловичка [11] замкнена на обчислення різниці ундуляцій деякої теоретичної моделі середовища від деякого опорного її елемента, від якого ці ундуляції не надто сильно ухиляються. Каверза полягає в тому, що при цьому необхідно заздалегідь знати деякі елементи геометрії (глибину, форму, орієнтацію) цього опорного елемента (модельного тіла або контакту), як початкового наближення ітерацій. Від вибору вдалого початкового наближення залежить, в цілому, ефективність будь-якого із існуючих ітераційних алгоритмів [7].

Ми вивели для горизонтально-шаруватого середовища з кількома густинними межами шарів аналітичні моделі поля і геологічного середовища, в яких ці опорні елементи розраховуються в процесі ітерацій. Модель поля є рівнянням сили тяжіння, і отримане з розгляду нормального потенціалу сили тяжіння в локальному околі точки вимірів в двовимірному поданні. Розміри локального околу істотно залежать від розмірів тяжіючої області і точності апроксимації нормальної

складової потенціалу [5].

Аналітична модель поля. Нехай у тривимірному необмеженому Евклідовому просторі $E^{(3)}$ дві області G_1 і G_2 вкладені одна в одну і відстань між їх межами ∂G_1 і ∂G_2 – $\text{dist}(\partial G_1, \partial G_2) \geq 0$ при $G_1 \cap G_2 = G_2$. В області G_2 початок координат і точки області $G^- = G_1 \cup \bar{G}_2$, $\bar{G}_2 = G_2 \cup \partial G_2$, позначмо через $\xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3)$, а точки замкнутої необмеженої області $\bar{G}^+ = E^{(3)} \setminus G$, $\partial G^+ = \partial G_1$ – через $x = (x_1, x_2, x_3)$, тоді

$$\text{dist}(x, \xi) = |x - \xi| = \left(\sum_{i=1}^3 (x_i - \xi_i)^2 \right)^{1/2} = \gamma(x, \xi).$$

Нехай область $\bar{G}_2$ заповнена масами з щільністю $\delta_2(\xi)$, а область $G_0 = G_1 \setminus \bar{G}_2$ – масами з щільністю $\delta_1(\xi)$ (рис. 3). Позначимо через $\bar{n}(x)$ одиничну нормаль до поверхні ∂G^+ , зовнішню щодо G^- ; тоді нормальна складова сили тяжіння дорівнює

$$u(x) = \frac{\partial V(x)}{\partial \bar{n}(x)} = f \int_G \delta(\xi) \frac{\partial \gamma^{-1}(x, \xi)}{\partial \bar{n}(x)} d\xi, \quad (1)$$

де $\delta(\xi) = \delta_2(\xi) - \delta_1(\xi)$, $\xi \in \bar{G}_2$, $\delta(\xi) = 0$, $\xi \in \bar{G}_0$, f – гравітаційна константа.

Взагалі кажучи, силу тяжіння описує функція

$$u(x) = |\text{grad} V(x)| = f \int_G \delta(\xi) |\text{grad}_x \gamma^{-1}(x, \xi)| d\xi, \quad (2)$$

оскільки значення сили тяжіння – це значення модуля градієнта потенціалу [4], а не складові тяжіння, у тому числі і (1).

Спростимо вираз (1), розглянувши малий локальний окіл Ω точки X . У цьому околі, з відомою долею наближення [5], ділянку $\partial G = \Omega \cap \partial G^+$ межі ∂G^+ вважаємо "необмеженою" площиною:

$$\partial G = \{x : x_3 = x_3(x_1, x_2) = \text{const}, (x_1, x_2) \in S_0\},$$

де $S_0 = \Omega \cap \partial G^+$. Розташувавши в цій площині прямокутну систему координат так, щоб вісь ox_3 була перпендикулярна до площини, отримаємо

$$\bar{n}(x) \equiv \bar{z}, \quad x = (x_1, x_2, x_3), \quad \xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3),$$

$$\Omega^+ = \Omega \cap G^+, \quad \Omega^- = \Omega \cap G^-, \quad \partial G = \Omega \cap \partial G^+.$$

Нехай в околі Ω^- функції $\delta_1(\xi) = \text{const}$, $\xi \in \bar{G}_2 \subset \Omega^-$, $\delta_2(\xi) = \text{const}$, $\xi \in \Omega^- \cap G_1$, і $\delta = \delta_2 - \delta_1$, а $\bar{G}_2$ – власна підмножина Ω^- . Фактичні розміри області Ω залежать, передусім, від розмірів тяжіючої області $\bar{G}_2$, що вивчається, і точності апроксимації виразу [5], тобто

$$\left| f \int_{\bar{G}_2} \delta(\xi_1) \frac{\partial \gamma^{-1}(x_1, \xi_1)}{\partial \bar{n}(x)} d\xi_1 - f \sigma \int_{\bar{G}_2} \frac{\partial \gamma^{-1}(x_1, \xi_1)}{\partial x_3} d\xi_1 d\xi_2 d\xi_3 \right| < \varepsilon. \quad (3)$$

Якщо $\varepsilon > 0$ досить мале, то Ω вибрана вдало. Межу Ω вибираємо досить гладкою, для якої $\partial G_2 = \{x: x_i = x_i(x_j, x_k), (x_j, x_k) \in \partial S, i, j, k = 1, 2, 3 \cup \partial S_i = \partial G_2; x_i \in C^{(1, \alpha)}(\partial S)\}$.

За таких припущень про середовище отримуємо потенціал тяжіння

$$u(x_{1,2,3}) \equiv \frac{\partial V(x_{1,2,3})}{\partial x_3} = k \int_{\Omega} \frac{\partial}{\partial x_3} \frac{d\xi_1 d\xi_2 d\xi_3}{\sum_{i=1}^3 (\xi_i - x_i)^2}, \quad k = f \sigma \quad (4)$$

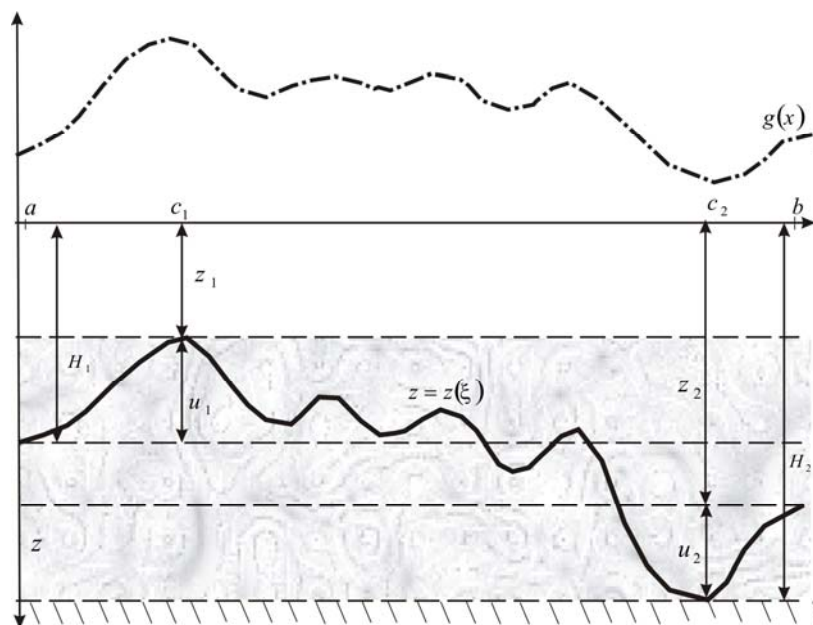


Рис. 3. Модель контактної середовища в класі Чорного

Якщо маси, зосереджені в Ω^- , генерують аномалії $u(x_i)$, витягнуті, скажімо, уздовж осі ox_2 , їх краще вимірювати по профілях, паралельних $o\xi_1$. Формула (4) малопридатна для обробки таких вимірів. Проінтегруємо вираз (4) по ξ_2 і після ряду аналітичних перетворень отримаємо:

$$u(x_1, x_3) = 2k \iint_S \frac{\xi_3 - x_3}{(\xi_2 - x_1)^2 + (\xi_3 - x_3)^2} d\xi_1 d\xi_3,$$

де S – проекція $\bar{G}_2$ на площину ox_1x_3 , $k = f \sigma$. При $x_3 = 0$, $\xi_3 = \xi_3(\xi_1)$, $a \leq \xi_1 \leq b$ отримаємо модель контакту у вигляді

$$\begin{aligned} u(x, 0) &= k \int_a^b d\xi_1 \int_{\xi_3^{(1)}(\xi_1)}^{\xi_3^{(2)}(\xi_1)} \frac{2\xi_3}{(\xi_1 - x_1)^2 + \xi_3^2} d\xi_3 = \\ &= k \int_a^b \ln \frac{(\xi_1 - x_1)^2 + \xi_3^{(2)}(\xi_1)}{(\xi_1 - x_1)^2 + \xi_3^{(1)}(\xi_1)} d\xi_1, \end{aligned} \quad (5)$$

де $\xi_3^{(1)} = \xi_3^{(1)}(\xi_1)$ і $\xi_3^{(2)} = \xi_3^{(2)}(\xi_1)$, $a \leq \xi_1 \leq b$ – криві, що обмежують знизу і згори тяжіючу плоску область S .

Аналітична модель середовища. Нехай G^- – горизонтальна смуга, обмежена згори і знизу прямими $z_1 = h_1$, $z = h_2$, $0 < h_1 < h_2 < +\infty$, яка розділена на 2 шари із щільністю δ_1 і δ_2 нескінченно гладкою кривою ∂G^- , зірчатою щодо нескінченно віддаленої точки, з асимп-

тотою $z = h$, $h_1 < h < h_2$, причому

$$|z(\xi) - h| \leq k |\xi|^\alpha, \quad \alpha > 0, \quad |\xi| > \xi_0, \quad z(\xi) \in \partial G \quad (6)$$

Якщо значення h і величина стрибка щільності $\Delta\delta = \delta_2 - \delta_1$ відомі, то межа ∂G розділу шарів за зовнішнім полем відновлюється однозначно. Розв'язок оберненої задачі про контактну поверхню з класу (6) єдиний [8], якщо відомі стрибок щільності $\Delta\delta$ і скінченна дуга кривої $z(\xi)$ із (6).

Введемо спеціальне позначення для класу (6) $Ch^{(1, \beta)}(-\infty, \infty)$ і назовемо його класом Чорного – на честь вітчизняного науковця-геофізика А.В. Чорного, який заклав підвалини чіткого алгоритму дослідження функціональних множин в царині контактних поверхонь. Очевидно, що

$$\begin{aligned} Ch^{(1, \beta)}(-\infty, \infty) &\subset St^{(1, \beta)}(-\infty, \infty), \\ St^{(1, \alpha)}(a, b) &\subset St^{(1, \alpha)}(-\infty, \infty). \end{aligned} \quad (7)$$

У такій постановці важливою є проблема розділення полів, яка є самостійною задачею і виходить за рамки цієї статті.

Щоб розв'язати нелінійне інтегральне рівняння (5), яке описує контакт, обмежений асимптотами у плоскій області G_2 , його слід тлумачити як функціонал щодо шуканої функції $x_3(\xi_1)$ на деякому лінеалі. Для цього функціоналу нескладно знайти приріст $\Delta g(x, z) = g(x, z + h) - g(x, z)$, отримуючи

$$\Delta g(x, z) = - \int_a^b \frac{2z(\xi)}{(\xi-x)^2 + z^2(\xi)} h(\xi) d\xi - \int_a^b \left\{ \frac{[(\xi-x)^2 - z^2(\xi)]}{[(\xi-x)^2 + z^2(\xi)]^2} + \right. \\ \left. + \frac{2}{3} \left[- \frac{3\delta z(\xi)}{\{(\xi-x)^2 + \delta z^2(\xi)\}^2} + \frac{4\delta z(\xi)}{\{(\xi-x)^2 + \delta z^2(\xi)\}^3} \right] h(\xi) \right\} h^2(\xi) d\xi,$$

де $\delta z(\xi) = z(\xi) + \theta(\xi)h(\xi)$. Звідси

$$- \int_a^b \frac{2z(\xi)}{(\xi-x)^2 + z^2(\xi)} h(\xi) d\xi = \int_a^b \ln \frac{(\xi-x)^2 + z^2(\xi)}{(\xi-x)^2 + [z(\xi) + h(\xi)]^2} d\xi + \\ + \int_a^b \frac{(\xi-x)^2 - z^2(\xi)}{[(\xi-x)^2 + z^2(\xi)]^2} h^2(\xi) d\xi + \\ + \frac{2}{3} \int_a^b \frac{\delta z(\xi) \{ \delta z^2(\xi) - 3(\xi-x)^2 \}}{\{(\xi-x)^2 + \delta z^2(\xi)\}^3} h^3(\xi) d\xi. \quad (8)$$

Відновлення контакту. На основі (8) можна збудувати кілька способів відновлення контакту $x_3(\xi_1)$, $a \leq \xi \leq b$, за заданим полем $g(x)$, $c \leq x \leq d$, $[a, b] \subset [c, d]$, $\text{mes}[a, b] < \text{mes}[c, d]$.

Спосіб Ньютона. Вважаючи відомими a, b, H , в результаті розкладу (14) в ряд по $x_3(\xi_1)$, та подальших перетворень знаходимо $\Delta z(\xi) = z_{n+1}(\xi) - z_n(\xi)$

$$\int_a^b \frac{2z_n(\xi)}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} z_{n+1}(\xi) d\xi = \int_a^b \ln \frac{(\xi-x)^2 + H^2}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} d\xi - g(x) + \int_a^b \frac{2z_n(\xi)}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} \Delta z_n(\xi) d\xi. \quad (9)$$

Альтернатива. Якщо вираз (8) записати точною до $h^2(\xi)$ та $h^3(\xi)$, то після ряду перетворень отримаємо, відповідно, способи "контакт 1" та "контакт 2"

$$- \int_a^b \frac{2z_n(\xi)}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} h_{n+1}(\xi) d\xi = \int_a^b \ln \frac{(\xi-x)^2 + H^2}{(\xi-x)^2 + z_{n+1}^2(\xi)} d\xi - g(x). \quad (10)$$

$$- \int_a^b \frac{2z_n(\xi)}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} h_{n+1}(\xi) d\xi = \int_a^b \ln \frac{(\xi-x)^2 + H^2}{(\xi-x)^2 + z_{n+1}^2(\xi)} d\xi - g(x) + \\ + \int_a^b \frac{(\xi-x)^2 - z_n^2(\xi)}{[(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)]^2} h_n^2(\xi) d\xi. \quad (11)$$

Рівняння (9-11) можна вирішувати ітеративно, якщо задано $z_0(\xi)$: $z_1(\xi) = z_0(\xi) + h_0(\xi)$.

Проте можна одночасно визначати не лише контакт $z = z(\xi)$, $a \leq \xi \leq b$, але і "асимптоту" $H = \text{const}$, модифікувавши дещо вказані вище способи.

$$\int_a^b \frac{2z_n(\xi)}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} \Delta z_n(\xi) d\xi - \int_a^b \frac{2H_n}{(\xi-x)^2 + H_n^2} \Delta H_n d\xi = \\ \int_a^b \ln \frac{(\xi-x)^2 + H_n^2}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} d\xi - g(x). \quad (12)$$

$$f'(z_n) \neq 0 \int_a^b \ln \frac{(\xi-x)^2 + H_{n+1}^2}{(\xi-x)^2 + z_{n+1}^2(\xi)} d\xi - g(x). \quad (13)$$

$$- \int_a^b \frac{2z_n(\xi)}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} h_{n+1}(\xi) d\xi + \int_a^b \frac{2H_n}{(\xi-x)^2 + H_n^2} \tau_{n+1} d\xi = \\ = \int_a^b \ln \frac{(\xi-x)^2 + H_{n+1}^2}{(\xi-x)^2 + z_{n+1}^2(\xi)} d\xi - g(x) - \\ - \int_a^b \frac{(\xi-x)^2 - H_n^2}{[(\xi-x)^2 + H_n^2]^2} \tau_n^2 d\xi + \int_a^b \frac{(\xi-x)^2 - z_n^2(\xi)}{[(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)]^2} h^2(\xi) d\xi. \quad (14)$$

Початкове наближення контакту. Нехай крива $g(x)$, $c \leq x \leq d$ має на $[c, d]$ кілька екстремумів у точках $c_i \in [c, d]$, $i = 1, 2, \dots, n$. Оскільки ми поклали $\delta > 0$, то кожному екстремуму відповідає однойменний екстремум $z = z(\xi)$, $a \leq \xi \leq b$. Визначимо в множині $\{\text{extr } g(x)\}$ найбільший і найменший екстремуми (най-

більший максимум z_s і найменший мінімум z_i), тобто

$$g_s = g(c_i) = \sup_{[c, d]} \{\text{extr } g(x)\}, \quad g_i = g(c_j) = \inf_{[c, d]} \{\text{extr } g(x)\}.$$

Позначимо через $z_s = z(c_i) = \sup_{[c, d]} \{\text{extr } z(\xi)\}$,

$z_i = z(c_j) = \inf_{[c, d]} \{\text{extr } z(\xi)\}$ відповідні екстремуми z . Тут

абсциси g_s і z_s (g_i і z_i) співпадають, що не завжди вірно, але в даному разі так. Початкове наближення контакту можна задавати, щонайменше, двома способами (Oz спрямована вгору)

$$z_0 = z_0(\xi) = -H_0 + \Delta g(\xi, H_0), \quad a \leq \xi \leq b, \quad (15)$$

$$z_0 = z_0(\xi) = -H_0 + k_0 \Delta g(\xi), \quad a \leq \xi \leq b, \quad (16)$$

де $H_0 > 0$ – константа, що задається, – "асимптота" функції z_0 на лівому кінці проміжку $[a, b]$, $\Delta g(\xi) = g(\xi) - g(a)$, $\Delta g(\xi, H_0)$ – аналітично продовжене значення $\Delta g(\xi)$ на рівні $-H_0$, $k_0 = k(H_0)$ – коефіцієнт, що підлягає визначенню.

Визначення k_0 у підсумку зводиться до визначення початкових z_s і z_i при заданих H , g_s і g_i :

$$\frac{2z_n(\xi)}{(\xi-x)^2 + z_n^2(\xi)} \geq (1-c_i) \ln \frac{(1-c_i)^2 + H^2}{(1-c_i)^2 + z_s^2} + c_i \ln \frac{c_i^2 + H^2}{c_i^2 + z_s^2} + \\ + 2H \arctg \frac{H}{H^2 - c_i(1-c_i)} - 2z_s \arctg \frac{z_s}{z_s^2 - c_i(1-c_i)}. \quad (17)$$

$$g_i \leq (1-c_j) \ln \frac{(1-c_j)^2 + H^2}{(1-c_j)^2 + z_i^2} + c_j \ln \frac{c_j^2 + H^2}{c_j^2 + z_i^2} + \\ + 2H \arctg \frac{H}{H^2 - c_j(1-c_j)} - 2z_i \arctg \frac{z_i}{z_i^2 - c_j(1-c_j)}. \quad (18)$$

Утворимо функцію

$$f(z) = (1-c) \ln[(1-c)^2 + z^2] + c \ln(c^2 + z^2) + \\ 2z \arctg \frac{z}{z^2 - c(1-c)} - (1-c) \ln[(1-c)^2 + H^2] - c \ln(c^2 + H^2) - \\ - 2H \arctg \frac{H}{H^2 - c(1-c)} + g. \quad (19)$$

Наближення z_n якогось із значень z_s і z_i визначаємо за схемою Чебишева [1]:

$$z_{n+1} = z_n - \frac{f(z_n)}{f'(z_n)} - \frac{f''(z_n)f^2(z_n)}{2f'^3(z_n)}. \quad (20)$$

Процес (20) при вдалому виборі z_n швидко збігається: 3-4 ітерації для отримання $z^{(0)}$ з точністю до 10^{-7} , що узгоджується з результатами, отриманими в [1].

Обчисливши таким чином для кожного заданого значення H_i^- , $i = 1, 2, \dots, n$, лівої "асимптоти" шуканої кривої $z = z(\xi)$, $a \leq \xi \leq b$, значення параметрів $z_s^{(i)}$, $z_i^{(i)}$, H_i^+ , $i = 1, 2, \dots, n$, визначимо

$$u^{(i)} = z_s^{(i)} - H_i^-, \quad u_{(i)} = z_i^{(i)} - H_i^-, \quad \Delta H_i = H_i^+ - H_i^-,$$

$\delta g = g(b) - g(a)$, $\delta g_{\max} = g_s - g(a)$, $\delta g_{\min} = g_i - g(a)$, і знайдемо шукані коефіцієнти

$$k_0^{(i)} = \frac{1}{e} \sum_{j=1}^e k_j^{(i)},$$

$$\text{де } k_1^{(i)} = \frac{|u^{(i)}|}{|\delta g_{\max}|}, \quad k_2^{(i)} = \frac{|u_{(i)}|}{|\delta g_{\min}|}, \quad k_3 = \frac{|\Delta H|}{|\delta g|}.$$

Відшукування початкових наближень на конкретних моделях контактів буде матеріалом наступної статті.

Висновки. Введено в науковий обіг нові аналітичні конструкції для обчислення складних контактів у вигляді виразів (17), (18). Для їх обчислення запропоновано процес простих ітерацій (20). При чисельному моделюванні вказані вище конструкції виявляють кращу збіжність при обчисленні за способом Ньютона (20) порівняно із класичними прикладами [3], але їх практична ефективність вимагає перевірки на підготовленому матеріалі польових гравіметрових знімаль.

1. Березин И.С., Жидков Н.П. Методы вычислений. Т. 2. – М., 1960. – С. 140–143; 2. Гласко В.Б., Страхов В.Н. Проблема единственности в некоторых обратных задачах геофизики // Проблемы матем. физики и вычисл. математики. – М., 1977. – С. 95–107; 3. Гравиразведка: Справочник геофизика. Москва, 1990; 4. Дубовенко Ю.И. Задача Алексидзе для восстановления потенциала силы тяжения // Геофиз. журн. – 2009. – 31, № 6. – С. 132–139; 5. Дубовенко Ю.И. Об определении погрешностей гравиметрических трансформаций // Там же. – 2011. – 33,

№ 1. – С. 136–146; 6. Остромильский А.Х. О единственности решения обратной задачи теории потенциала // ЖВМ и МФ. – 1970. – 10, № 2. – С. 352–361; 7. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. – К., 1978; 8. Страхов В.Н. К теории обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1974. – № 6. – С. 39–60; 9. Филатов В.Г. О единственности решения некоторых обратных задач гравиразведки // Физика Земли. – 1974. – №11. – С. 97–101; 10. Чердиченко В.Г. К вопросу об определении плотности тела по заданному потенциалу // Докл. АН СССР, сер. Б. – 1978. – 240, №5, с. 1032–1035; 11. Чорний А.В., Дубовенко Ю.И. Дослідження оберненої задачі потенціалу для контактної поверхні // Геофиз. журн. – 2002. – 24, № 3. – С. 77–92; 12. Якимчик А.И. К вопросу о построении региональных аналитических аппроксимаций элементов аномальных гравитационных полей // Там же. – 2009. – 31, № 1. – С. 121–124; 13. Якимчик А.И. Технология оцифровки карт фактического материала на основе программного обеспечения MapInfo Professional и CorelDraw // Там же. – 2010. – 32, № 3. – С. 112–124.

Надійшла до редколегії 24.09.12

УДК 550.3 (519.21)

3. Вижва, доц.

СТАТИСТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ШУМУ У ДВОВИМІРНІЙ ОБЛАСТІ ЗМІННИХ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЧАСТОТНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Розглянуто задачу статистичного моделювання випадкових процесів та полів у двовимірній області змінних для впровадження у сейсмологічні дослідження для визначення частотних характеристик геологічного середовища. Побудовано моделі та сформульовано алгоритми чисельного моделювання реалізацій випадкових процесів та полів на основі модифікованих інтерполяційних розкладів Котельникова-Шеннона для генерування адекватних реалізацій шуму сейсмограм у випадках однієї та двох змінних.

The problem of random processes and fields in 2D space statistical simulation has been considered for the introducing into seismic research into frequency characteristics of geology environment. Statistical models of random processes and fields and numerical simulation algorithms have been developed on the basis of modified Kotelnikov-Shannon interpolation sums for generating of adequate realizations 1-D and 2-D seismic noise.

При вивченні явищ і показників, які залежать від просторово-часових координат, часто буває важко, а іноді й зовсім неможливо визначити закономірності їх змінюваності на основі фізичних процесів, які обумовлюють ці явища. Нескладні фізичні методи дають можливість побудувати відносно просту модель загального тренда. При деталізації опису даних спостережень спостерігається різке збільшення числа параметрів. Такі складні детерміновані моделі не дають інформації про характер статистичної залежності всередині масиву даних досліджень, а також про їх просторово-часовий розподіл. Ця інформація складається із закономірностей самого явища та впливу різних зовнішніх чинників на показники вимірювань, які отримано в результаті спостережень. Альтернативний підхід – статистичний опис просторово-часового розподілу даних, який несе в собі інформацію як про сам процес дослідження, так і про параметри зовнішніх впливів [1].

У статті розглянуто задачу вдосконалення алгоритму [8] статистичного моделювання реалізацій випадкових процесів та полів на площині на основі модифікованих інтерполяційних розкладів Котельникова-Шеннона для впровадження в сейсмологічні дослідження з потребами визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками. Побудовано моделі та на основі оцінок похибок середньоквадратичного наближення випадкових процесів і полів, сформульовано та удосконалено алгоритми для чисельного моделювання реалізацій таких процесів та полів, адекватних реалізаціям шуму сейсмограм у випадках однієї та двох змінних.

Реалізації статистичного моделювання випадкових процесів важливо використовувати на практиці для виділення сейсмічного шуму від зовнішнього впливу і для того, щоб отримати відповідні оцінки частотних харак-

теристик геологічного середовища області спостереження. Вказані оцінки необхідно враховувати при будівництві об'єктів різного призначення з метою забезпечення надійності споруд.

Для статистичного моделювання спостережених шумів сейсмограм використовувався метод, розроблений на основі модифікованих інтерполяційних розкладів Котельникова-Шеннона для випадкових процесів та випадкових полів у двовимірній області спостережень з обмеженим спектром на регулярній сітці спостережень [2, 3].

Нехай $\xi(t)$ ($-\infty < t < +\infty$) – стаціонарний випадковий процес з обмеженим спектром, який задано на рівномірній решітці спостережень. Змінна t може бути інтерпретована, як час спостереження випадкового процесу. Нехай відомі такі його статистичні характеристики, як математичне сподівання (припустимо, що $E\xi(t)=0$) та дисперсія – $B(0)$. Побудовано [2] статистичну модель $\xi_N(t)$ ($0 < t < T$, T – довжина інтервала спостереження випадкового процесу) для такого випадкового процесу $\xi(t)$ вигляду:

$$\xi_N(t) = \sum_{k=-N}^N \zeta_k \frac{\sin \alpha(t - \frac{k\pi}{\alpha})}{\alpha(t - \frac{k\pi}{\alpha})}, \quad (1)$$

де α – параметр, який визначається за частотою Найквіста; $N \in \mathbb{N}$ – деяке натуральне число, з яким пов'язана кількість доданків ряду в моделі; $\{\zeta_k\}$, $k = -N, N$; – послідовність гауссівських випадкових величин, які мають такі статистичні характеристики:

$$M\zeta_k = 0; D\zeta_k = E\zeta_k^2 = D\zeta_k = B\left(\frac{k\pi}{\alpha}; \frac{k\pi}{\alpha}\right), \quad k = -N, N \quad (2)$$

де $\left\{\zeta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha}\right)\right\}$, $k = -N, N$ – послідовність відліків (значень)

випадкового процесу $\xi(t)$, $B(x, x)$, $x \in \mathbb{R}$ – коваріаційна матриця реалізації випадкового процесу $\xi(t)$.

Для удосконалення побудованого в [2] алгоритму використано результати [4] та знайдено покращену оцінку середньоквадратичного відхилення моделі $\xi_N(t)$ від випадкового процесу $\xi(t)$ вигляду:

$$E|\xi(t) - \xi_N(t)|^2 \leq \frac{4}{\pi^2(2N-1)}B(0). \quad (3)$$

Тоді в алгоритмі для заданої точності моделювання ε ($\varepsilon > 0$) можна визначати значення натурального числа N , з яким пов'язана кількість доданків ряду в моделі $\xi_N(t)$, за наступною нерівністю:

$$\frac{4}{\pi^2(2N-1)}B(0) \leq \varepsilon. \quad (4)$$

Якщо розглядати випадкове поле $\xi(t,s)$ ($-\infty \leq t, s \leq +\infty$) на двовимірній області спостережень із властивістю стаціонарності та із обмеженим спектром по кожній змінній, то на основі модифікованого інтерполяційного розкладу Котельникова-Шеннона можна побудувати модель такого поля [2]. Змінна s може бути інтерпретована, як відстань пункту спостереження модельованого шуму сейсмограми від початкового пункту спостереження.

Аналогічна модель $\xi_{N,M}(t,s)$ ($0 \leq t \leq T, 0 \leq s \leq S$; T, S – довжини інтервалів спостереження по часу і по відстані відповідно) для гауссівського випадкового поля $\xi(t,s)$ на двовимірній області спостережень із зазначеними властивостями має вигляд:

$$\xi_{N,M}(t,s) = \sum_{k=-N}^N \sum_{m=-M}^M \zeta_{k,m} \frac{\sin \alpha(t - \frac{k\pi}{\alpha})}{\alpha(t - \frac{k\pi}{\alpha})} \frac{\sin \beta(s - \frac{m\pi}{\beta})}{\beta(s - \frac{m\pi}{\beta})}, \quad (5)$$

де α, β – параметри, які визначаються за частотою Найквіста по кожній змінній; N, M – деякі натуральні числа, з якими пов'язані кількості доданків у рядах моделі; $\{\zeta_{k,m}\}$, $k = -N, N$; $m = -M, M$ – послідовності гауссівських випадкових величин, які мають такі статистичні характеристики:

$$E\zeta_{k,m} = 0, \quad k, m = -N, N; \quad D\zeta_{k,m} = B\left(\frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta}, \frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta}\right), \quad k = -N, N; \quad m = -M, M, \quad (6)$$

де $B(u,v)$, $u, v \in \mathbf{R}^2$ – кореляційна матриця реалізації випадкового поля $\xi(t,s)$.

За результатами [4] знайдено покращену оцінку середньоквадратичного відхилення моделі $\xi_{N,M}(t,s)$ від таких випадкових полів $\xi(t,s)$ у вигляді нерівності.

$$E|\xi(t,s) - \xi_{N,M}(t,s)|^2 \leq \frac{16}{\pi^4(2N-1)(2M-1)}B(0). \quad (7)$$

Тоді, на основі оцінки (7), в наступному алгоритмі для заданої точності моделювання ε ($\varepsilon > 0$) можна ви-

$$\xi_{N,M}(t,x) = \sum_{k=-N}^N \frac{\sin \alpha\left(t - \frac{n\pi}{\alpha}\right)}{\alpha\left(t - \frac{n\pi}{\alpha}\right)} \left\{ \frac{1}{2} \zeta_0\left(\frac{k\pi}{\alpha}\right) + \sum_{m=1}^M \left[\zeta_k\left(\frac{k\pi}{\alpha}\right) \cos \frac{m\pi x}{X} + \eta_k\left(\frac{k\pi}{\alpha}\right) \sin \frac{m\pi x}{X} \right] \right\}, \quad (9)$$

де $\alpha - (\alpha > \tilde{\alpha})$ параметр, який визначається за частотою Найквіста, $\left\{ \zeta_k\left(\frac{k\pi}{\alpha}\right) \right\}, \left\{ \eta_k\left(\frac{k\pi}{\alpha}\right) \right\}$, $k = -N, N, m = 0, M$, – послідовності гауссівських випадкових величин що задовольняють умовам:

$$M\zeta_k(t)\zeta_r(s) = \delta_{kr}b_k(t-s), \quad M\eta_k(t)\eta_r(s) = \delta_{kr}b_k(t-s), \quad M\zeta_k(t)\eta_r(s) = 0, \quad (10)$$

де $b_k(t-s)$ ($k = 0, 1, 2, \dots$) – коефіцієнти розкладу в ряд Фур'є кореляційної функції $B(t-s, |x_1 - x_2|)$ ізотропного по x та однорідного за часом t випадкового поля $\xi(t,x)$ на циліндрі $R \times S(X)_2$, які можна визначити за формулою:

значати значення натуральних чисел N та M , з якими пов'язана кількість доданків у рядах моделі $\xi_{N,M}(t,s)$.

Побудовано на основі моделі (5) та оцінки (7) алгоритм для чисельного моделювання реалізацій гауссівських випадкових полів $\xi(t,s)$ на двовимірній області спостережень із властивістю стаціонарності та з обмеженим спектром по кожній змінній, який має вигляд:

Алгоритм 1.

1. Підбираємо, відповідно до заданої точності $\varepsilon > 0$, натуральні числа N та M , які задовольняють умові:

$$\frac{16}{\pi^4(2N-1)(2M-1)}B(0) < \varepsilon. \quad (8)$$

де $B(0) = D\xi(t,s)$ – дисперсія випадкового поля $\xi(t,s)$.

2. Моделюємо послідовності гауссівських випадкових величин $\{\zeta_{k,m}\}$, $k = -N, N$; $m = -M, M$ із статистичними характеристиками (6).

3. Обчислюємо значення виразу (5) в точці (t,s) $t \in [0, T]$, $s \in [0, S]$ (T – довжина часового інтервалу спостереження, S – довжина просторового інтервалу спостереження), підставляючи в нього числа N та M і згенеровані послідовності $\{\zeta_{k,m}\}$, $k = -N, N$; $m = -M, M$, що і буде значенням згенерованої реалізації заданого випадкового поля $\xi(t,s)$ у цій точці.

4. Перевіряється згенерована за п. 3 реалізація випадкового поля $\xi(t,s)$ на заданій регулярній сітці точок із двовимірної області $[0, T] \times [0, S]$ на адекватність даним цього випадкового поля шляхом порівняння статистичних характеристик.

Потрібно зауважити, що модель (5) та алгоритм 1 мають одне суттєве обмеження, яке полягає в тому, що відліки реалізацій даних мають бути задані на рівномірній решітці. Якщо для часової змінної t ця умова, в основному, виконується, то для просторової змінної s задовольнити таке обмеження можна у дуже рідких випадках. Тому пропонується у просторі змінних (t,s) $t \in [0, T]$, $s \in [0, S]$ моделювати реалізацій таких випадкових полів $\xi(t,s)$ іншим способом, використовуючи другий підхід.

На основі розкладу [7] Котельникова-Шеннона для однорідних за часом t та ізотропних випадкових полів $\xi(t,x)$ ($0 \leq t \leq T, 0 \leq x \leq X$) по x на циліндрі $R \times S_2$ одиничного радіуса з обмеженим спектром, зосередженим на $[-\tilde{\alpha}, \tilde{\alpha}]$, побудовано модель [3], яку узагальнено на циліндр $R \times S(X)_2$ довільного радіуса $X/2\pi$. Така модель $\xi_{N,M}(t,x)$ має вигляд ряду:

$$b_k(t-s) = \int_{-\alpha}^{\alpha} e^{i\lambda(t-s)} F_k(d\lambda). \quad (11)$$

де $F_k(\cdot)$ – послідовність не випадкових спектральних мір на $(-\alpha, \alpha)$.

Із [2], [3] та [4] випливає, що оцінка середньоквадратичного наближення однорідного за часом та ізотропно по x випадкового поля $\xi(t,x)$ на циліндрі $R \times S(X)_2$ з обмеженим спектром моделлю (9) буде така:

$$M|\xi(t,x) - \xi_{N,M}(t,x)|^2 \leq \frac{4B(0)}{\pi^2(2N-1)} K_p \left(\frac{X}{\pi} \right)^p \frac{M+2(p+1)}{M^p(p-1)}, \quad (p \geq 2). \quad (12)$$

де X – довжина просторового інтервалу, p – індекс класу функцій D_p , тобто функцій, для яких існують похідні

до порядку $p-1$ включно і похідна $p-1$ порядку $B^{(p-1)}(\varphi)$ абсолютно неперервна, а p -та похідна $B^{(p)}(\varphi)$ – підсумовувана та обмежена; $K_p = \max_{0 \leq \phi \leq 2\pi} |B^{(p)}(t-s, |x_1 - x_2|)|$ – максимум p -ї похідної від кореляційної функції $B(t-s, |x_1 - x_2|)$ випадкового поля $\xi(t, x)$ на $R \times S(X)_2$, а $B(0)$ – дисперсія випадкового поля $\xi(t, x)$

Потрібно зауважити, що циліндрична форма області змінних випадкових полів означає те, що за часом t поле – однорідне, а за змінною x (ізотропність) – періодичне, тобто його кореляційну функцію по просторовій змінній x можна періодично продовжити із періодом, рівним інтервалу кореляції.

Опишемо побудований на основі моделі (9) та оцінки (12) середньоквадратичного наближення однорідного за часом ізотропного по x випадкового поля $\xi(t, x)$ з обмеженим спектром на циліндрі $R \times S(X)_2$ алгоритм для моделювання реалізацій таких випадкових полів, які розподілені за гауссівським законом.

Алгоритм 2.

1) Вибираємо, відповідно до необхідної точності $\varepsilon > 0$, натуральні числа N та M для моделі (9) за допомогою нерівності:

$$\frac{4B(0)}{\pi^2(2N-1)} K_p \left(\frac{X}{\pi} \right)^p \frac{M+2(p+1)}{M^p(p-1)} \leq \varepsilon \quad (p \geq 2).$$

де K_p – максимум p -ї похідної для кореляційної функції $B(t-s, |x_1 - x_2|)$ випадкового поля $\xi(t, x)$ на циліндрі $R \times S(X)_2$.

2) Моделюємо послідовності гауссівських випадкових величин $\left\{ \zeta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}, \left\{ \eta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}, k = \overline{N}, N, k = \overline{0}, M$, що задовольняють умовам (10).

3) Обчислюємо вираз (9) в заданій точці (t, x) на $R \times S(X)_2$, підставляючи в нього обчислені за пунктом 1) величини N та M і згенеровані за пунктом 2) послідовності гауссівських випадкових величин

$$\left\{ \zeta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}, \left\{ \eta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}, k = \overline{N}, N, k = \overline{0}, M.$$

4) Перевіряється згенерована в п. 3 реалізація випадкового поля $\xi(t, x)$ на адекватність даним цього випадкового поля шляхом порівняння відповідних статистичних характеристик.

За наведеним алгоритмом можна змоделювати реалізацій випадкових полів, які однорідні за змінною t (час) та ізотропні за просторовою координатою x , та мають обмежений спектр. Такими полями можуть бути масиви шумів у сейсмограмах, які отримано одночасно в пунктах сейсмічних спостережень, розташованих на деякій відстані x один від одного. Алгоритм 2 має деякі переваги над алгоритмом, запропонованим у [8], оскільки відліки реалізацій даних за просторовою змінною x можуть бути задані на нерівномірній решітці, але при цьому потрібно, щоб випадкове поле $\xi(t, x)$ за змінною x було періодичне.

Висновок. Метод статистичного моделювання реалізацій випадкових полів дає можливість згенерувати за побудованими алгоритмами шуми в сейсмограмах пунктів спостережень для оцінки частотних характеристик геологічного середовища [6] під цими сеймостанціями та у близько розташованих від них пунктах, у яких не було проведено спостережень.

1. Дем'янов В.В., Савельєва Е.А. Геостатистика / Под ред. Р.В. Арутюняна. – М., 2010. 2. Вижева З.О. Статистичне моделювання випадкових полів на площині з рівномірною решіткою інтерполяції // Доповіді НАН України. – 2003. – №5. – С.7-12. 3. Вижева З.О. Статистичне моделювання випадкових процесів та полів – К., 2011. 4. Оленко А.Я. Оцінка помилок інтерполяції в багатовимірній теоремі Котельникова-Шеннона // Вісник Київського університету. Серія: фіз.-мат. науки. 2004. – Вип. 3. – С. 49-54. 5. Higgins J.R. Sampling Theory in Fourier and Signal Analysis. Clarendon Press. Oxford. New York, 1996. 6. Бат М. Спектральний аналіз в геофізиці. – М., 1979. 7. Халікулов С.И., Ядренко В.М. Теорема Котельникова-Шеннона для випадкових полів на циліндрі // Вісн Київ. ун-ту. Мат. і Мех. – 2000. – №5. – С. 55-60. 8. Кендзера О.В., Вижева З.О., Федоренко К. В., Вижева А.С. Визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками з використанням статистичного моделювання сейсмічного шуму на прикладі спостережень в м. Одесі // Вісн Київ. ун-ту. Геологія. – 2012. – №58.

Надійшла до редколегії 21.09.12

НАЦІОНАЛЬНЕ НАДБАННЯ

УДК 551.732.4 + 561.26 (571.51)

В. Нестеровський, д-р геол. наук,
Р. Фурдуй, канд. геол.-мінералог. наук,
О. Вакуленко, інж.

КОЛЕКЦІЯ ВИКОПНИХ СТРОМАТОЛІТІВ СХІДНОГО СИБІРУ В ГЕОЛОГІЧНОМУ МУЗЕІ КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.М. Іванік)

Колекція строматолітів Геологічного музею КНУ ім Тараса Шевченка складається з досить рідкісних викопних, які знайдені за межами території України. Має цінність ще й тому, що поповнити цю колекцію складно, оскільки всі місцезнаходження строматолітів знаходяться за кордонами України. Кількість визначених форм досить велика, матеріали мають добру збереженість.

The stromatolite's collection in the geological museum of Kiev Taras Shevchenko University includes in itself very rare fossils which are found outside the ukrainian territory. It have great value because if you want to replenish it there is difficult the outside Ukraine. The quantity of the studied forms is very various, all the materials are in good preservation.

Строматоліти (від грецького stroma – килим, підстилка і litos – камінь) – карбонатні шаруваті утворення, продукти життєдіяльності ціанобіонтів і бактерій. Строматоліти – найдавніша з відомих сьогодні скам'янілостей рослинного походження на Землі. Вік найдавніших з них – понад 2860 млн р. Найбільш розповсюджені в се-

редньому та верхньому рифеї (1300–700 млн р.) [6], хоча зустрічаються в геологічних відкладах аж до сучасних [1–8].

В процесі фотосинтезу водорості виділяли кисень (вперше на Землі). Це сприяло переходу розчиненого у воді гідрокарбонату кальцію у нерозчинний карбонат

(кальцит, арагоніт), що осідав на водоростевих нитках та слизових оболонках, які вкривали колонії ціанобіонтів. Послідовно, шар за шаром нарастали строматолітовий вапняк. Залізобактерії, що жили в симбіозі з ціанобіонтами, використовували виділений ними кисень для переводу закисних сполук заліза в окисні. Тому строматолітовий вапняк часто забарвлений у різні відтінки червоного кольору (за рахунок гематиту).

Строматоліти відіграють важливу роль при стратиграфічному розчленуванні верхнього протерозою. Це обумовлено тим, що в складі рифейських відкладів вони є практично єдиними органічними залишками, які дозволяють виконувати детальне стратиграфічне розчленування та проводити міжконтинентальну кореляцію відкладів верхнього протерозою Сибірської платформи з аналогічними відкладами

Північної Америки, Африки та Австралії. Важливу роль відіграли строматоліти при виділенні і розчленуванні рифейської системи. Зокрема, на основі строматолітів були розроблені детальні схеми стратиграфії Уралу і Східного Сибіру. В Україні в складі верхнього протерозою відсутні карбонатні фації з строматолітами. Цей факт додає цінності нашій колекції, тому що поповнити її на даному історичному етапі було б досить складно.

Класифікують строматоліти за морфологією будівель, і мікроструктурою шарів, які складають ці будівлі (штучна класифікація). За цими ознаками виділяють пластові, стовбчасті та жовнові строматоліти, а в їх межах формальні роди і формальні види (форми) [2].

Слід також зазначити, що в місцевостях, де присутні карбонатні фації рифейського віку, строматоліти нерідко є породотворюючими. Деякі їх різновиди завдяки своїм цінним декоративним властивостям використовуються як виробні і облицювальні камені.

В колекції Геологічного музею експонуються та зберігаються в фондах (вітр.100,) зразки строматолітів, в основному, з відкладів рифею, венду, кембрію, ордовіку Сибірської платформи. В цьому регіоні проводила стратиграфічні дослідження ще з 1970 р. співробітниця геологічного факультету канд. геол.-мін. наук Кирвел Наталія Сергіївна. В коло її наукових інтересів потрапляло саме визначення геологічного віку порід за строматолітами. Після написання кандидатської дисертації, в якій вивчалися строматоліти середньо-верхньокембрійських відкладів західної частини Сибірської платформи, Н.С.Кирвел довгі роки вела госпрозрахункові роботи в Якутії – палеонтолог – стратиграфічне обґрунтування для геологічного картування масштабу 1:50 000 на базі Амакинської експедиції в басейнах річок Марха, Уджа, Оленьок [4–5], Ханнья, Шаманіха, та в Красноярському краї – басейну р. Підкам'яна Тунгуска та ін. Саме зі зразків з цих регіонів – рифею, кембрію та ордовіку – складається більшість нашої колекції строматолітів.

Доцент кафедри регіональної геології та палеонтології Р.С.Фурдуй в своїй кандидатській дисертації вивчав строматоліти рифею та венду Північного сходу СРСР (Приколимське підняття, Омолонський, Охотський і Тайгоносський масиви) і поповнив зразками музейну колекцію [7–8]. Шліфи строматолітів середнього і верхнього рифею та венду з Магаданської області, а також декілька зразків різних типів строматолітів, вивчених ним, представлені в музеї.

Колекція строматолітів Геологічного музею КНУ налічує 220 зразків. 39 з них експонуються у вітринах розділів "Історична геологія" та "Палеонтологія", решта зберігається в фондах. З усієї кількості 180 зразків мають визначення та прив'язку. Решта – мають прив'язку до місцевості, але не визначені до форми. Колекція містить 133 екземпляри пластових, 54 стовбчастих, 11 жовнових, 4 пластово-стовбчастих, 3 онколіти, які представлені в нашому зібранні 35 формальними родами, що включають 53 формальні види (форми) [2].

Експозиція доповнена наочними матеріалами – фотографіями відслонень строматолітових вапняків, сучасних строматолітів, схемами будови різних типів строматолітів (пластові, стовбчасті та жовнові) [1], містить короткі відомості про ці викопні рештки.

Експозиція строматолітів в музеї цікавить екскурсантів музею, фахівців, студентів геологічного факультету, студентів та викладачів біологічного факультету КНУ, зокрема кафедри мікробіології, які проводять на базі музею заняття.

Зразки строматолітів доброї збереженості, мають крім музейних, номери у реєстрах і палеонтологічних списках, складених Н.С.Кирвел до звітів госпрозрахункових робіт (матеріали зберігаються у фондах разом з колекцією).

1. Журавлева И.Т. Раннекембрийские органогенные постройки на территории Сибирской платформы. Организм и среда в геологическом прошлом. – М., 1966. – С. 61-84.
2. Крылов И.Н. О принципах систематики рифейских строматолитов // Бюл. МОИП, отд. геол. – 1961. – Т. 36, – Вып. 2. – С. 65-72.
3. Крылов И.Н. Строматолиты в стратиграфии верхнего докембрия. Проблемы–85 // Известия АН СССР, сер. Геология. – 1986. – № 11. – С. 44-45.
4. Кирвел Н.С. Стратиграфия и строматолиты средне-верхнекембрийских отложений западной части Сибирской платформы: Диссерт. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. – К., 1973.
5. Кирвел Н.С. Биостратиграфическое значение строматолитов средне-верхнекембрийских отложений бассейна р. Подкаменная Тунгуска // XV сессия ВПО: Тезисы докладов. – Л., 1969. – С. 114.
6. Стратиграфический словарь СССР. – М., 1956. – С. 962–963, С. 1114–1115.
7. Фурдуй Р.С. Синийские строматолиты южной части Колымского массива // Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. – Новосибирск, 1965. – С. 64-68.
8. Фурдуй Р.С. Рифей и венд срединных массивов Северо-востока СССР (стратиграфия и строматолиты): Дис. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. – К., 1969.

Надійшла до редколегії 29.10.12

ПОДІЇ

М. Толстой, д-р геол.-минералог. наук, проф.

**ВКЛАД В.И. ВЕРНАДСКОГО
В ЯДЕРНУЮ ГЕОЛОГИЮ И ПЛАНЕТАРНУЮ КОСМОЭНЕРГЕТИКУ
К 150-летию со дня рождения В.И. Вернадского***(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)*

Стаття присвячена 150-річчю з дня народження видатного геолога-природознавця, натураліста та мислителя кінця ІХ – початку ХХ сторіччя, знанням якого було затісно у рамках сучасних йому наук. У статті наводяться деякі факти з його науково-організаційної діяльності, а також ряд перспективних наукових напрямків вченого, що випередили свій час та його ідей, які були багато в чому пророчими.

The article is devoted to 150-anniversary of academician V.Vernadsky, prominent Geologist, Naturalist and Scientist of the close of the XIX century, whose knowledge was it is too tight within the framework of modern sciences. In the article are pointed some facts from his scientific activities and also present row of perspective scientific directions that were ahead of the time and his prophetic ideas.

Отмечая заслуги В.И. Вернадского в связи с его 125-летием, академик Б. Соколов писал [24]: "После Ломоносова Вернадский едва ли не единственный в ученом сообществе нашего Отечества, о ком было сказано, что в своем лице он представлял всю Академию наук. Он был одним из образованнейших людей своей эпохи, но назвать его ученым-энциклопедистом совершенно недостаточно, он одновременно был великим натуралистом и мыслителем, перешагнувшим национальные границы, ставшим частью общемировой науки, культуры и просвещения".

Интерес к проблеме радиоактивности возник у Вернадского сразу после открытия французским физиком А. Беккерелем в 1896 г явления радиоактивности и особенно после ознакомления с работами Дж. Джолі, предложившего использовать явление радиоактивного распада для определения геологического возраста минералов в горных породах, а также для оценки теплового режима Земли.

Вернадский один из первых понял огромное значение для судеб человечества развитие представлений о веществе и природных процессах в открытии радиоактивности. "Благодаря открытию явлений радиоактивности мы узнали новый негданный источник энергии. Перед нами открываются в явлениях радиоактивности источники атомной энергии в миллионы раз превышающие все те источники сил, какие рисовались человеческому воображению" [8, 9].

Началом систематических работ по изучению радиоактивности территории России послужило решение Академии наук, принятое по представлению В.И. Вернадского, А.П. Карпинского и Ф.Н. Чернышова в 1907 году. Вернадскому было поручено приступить к организации работ, для чего выделены определенные ассигнования.

Вернадский не только руководил всеми экспедиционными работами Академии наук по изучению месторождений радиоактивных руд, но и возглавлял Минералогическую лабораторию, в которой им было создано (1914 г.) отделение радиологических исследований.

Еще до революции он основал крупнейшую в стране научную школу радиологов, оказавшую значительное влияние на дальнейшее развитие работ в этом направлении. К этой школе можно отнести А.Е. Ферсмана, К.А. Ненадкевича, К.К. Матвеева, Е.С. Бурксер, Л.С. Коловрат-Червинского, В.Г. Хлопина и др. Характеризуя деятельность школы Вернадского в дореволюционное время, акад. Виноградов А.П. сказал, что это была первая глубокая научная разведка на радиоактивность. Ее результат – основа всех дальнейших успехов в поисках радиоактивных элементов.

Новым этапом деятельности В.И. Вернадского принесшим ему мировую известность, являются его научные труды после революции в России.

В январе 1922 г. был создан Радиевый институт. Его основателем и первым директором был В.И. Вернадский. В работе института получили развитие ряд новых научных и практических направлений в области радиоактивности: радиохимические исследования, поиск новых месторождений радиоактивных руд, разработка методов их переработки. Особый акцент в институте получили работы в области геохимии элементов радиоактивных руд, проводимые под руководством Вернадского.

Вернадскому, по праву, принадлежит первенство в оформлении нового научно-практического направления в радиологии – радиогеологии. Кроме изучения распространения естественных радиоактивных элементов в природных объектах, предметом радиогеологии, в понимании Вернадского, является также применение радиоактивного распада для оценки геологического возраста горных пород и минералов и теплофизической истории планеты.

С созданием при Радиевом институте радиевого завода встал проблема поиска сырья. При геологическом комитете была создана Радиологическая секция, сыгравшая большую роль в организации изучения естественной радиоактивности различных природных объектов в поисковых и геологоразведочных партиях.

Созданные еще в начале прошлого века радиологические школы: Ленинградская (при Радиевом институте АН), Одесская, а затем Киевская (при Киевском государственном университете им. Т.Г. Шевченко и Институте геологических наук АН Украины) продолжали развиваться как в области теоретической и экспериментальной радиологии, так и в области практической радиометрии и геохимии под руководством учеников В.И. Вернадского – В.Г. Хлопина, И.Е. Старика (в Ленинграде), Е.С. Бурксер (в Одессе и Киеве).

Из первой школы вышли такие видные ученые в области радиологии и геохимии как – И.Е. Старик, Л.В. Комлев, Э.В. Соболевич, А.А. Смыслов.

Из второй – В.И. Баранов, Г.В. Войткевич, М.И. Толстой, К.Н. Алексеева, А.М. Ушакова.

По мнению Вернадского вещество, слагающее землю, находится в постоянном движении, перемещении. Каждое перемещение вещества возможно лишь при наличии источника энергии. Из таких известных источников энергии можно назвать: космическую, энергию Солнца, гравитационную энергию, энергию вращения Земли, энергию химических превращений вещества и другие. Особую роль играет в глубинных процессах энергия радиоактивного распада [9, 10].

В.И. Вернадский считал, что радиоактивность вещества Земли, его химическая эволюция – это звенья круговорота вещества Вселенной, включающего как процессы распада, так и синтеза атомов, что практически все химические элементы земного вещества являются "бренными", поскольку испытывают необратимый процесс распада, хоть и с разной скоростью, так как были созданы в термодинамических условиях, резко отличных от земных. Поэтому наша планета 5 млрд. лет назад и сейчас – разные тела. Наряду с изучением радиоактивности в различных природных образованиях Земли, роли радиоактивной энергии в различных геологических процессах, преобразовании земного вещества и его миграции В.И. Вернадский большое внимание уделял изучению вещества Солнечной системы и Космоса, их взаимоотношениям, приближаясь к проблемам космогеологии [9].

В "Очерках геохимии", изданных в 1924 году на французском языке, а затем в 1930 и 1934 гг. на русском, исследователь писал: "...среди удивительных свойств радиоактивных элементов, проявляющихся в земной коре и затрагивающих великие загадки природы, одно из наиболее глубоких – это непрестанное новообразование на Земле легкого газа гелия", и далее: "... если бы все атомы гелия оставались в земной коре ... в течение периодов нашей планеты, количество гелия должно было бы быть ... гораздо большим. Мы стоим перед загадкой – почему так мало гелия? Куда он девался?". В.И. Вернадский впервые поставил научную задачу про "гелиевое дыхание Земли", про потерю его в Космосе. Но он также допускал и другое: "... уход его (He) за пределы земной коры вниз ... В геологическом времени он может проникнуть через всю массу Земли и должен удерживаться во все больших количествах в ней, в связи колоссальными давлениями ..." [9]. В 1934 г. В.И. Вернадский в своем докладе на заседании Отделения математических и естественных наук АН СССР "О некоторых очередных проблемах радиологии" отмечал, что гелий не только создавался на протяжении длительного времени, он постоянно создается и сейчас, накапливаясь в веществе планеты [10].

Основная его часть находится в рассеянном состоянии в литосфере, в твердых алюмосиликатах и силикатах, отображая этим рассеянное состояние радиоактивных элементов. Оставшаяся часть гелия находится в земной поверхностной атмосфере, подземной атмосфере, в водном газовом растворе, где он связан с азотом, углеводородными соединениями, с подвижными элементами – галоидами, щелочными металлами и др. [2, 25].

Наиболее подвижным и практически независимым от силы тяжести Земли является водород и гелий. Однако водород создает молекулярные и другие связи с земным веществом, тогда как гелий является химически инертным газом и универсальным мигрантом. Он может быть индикатором глубинных разломных структур, которые имеют повышенную проницаемость для водно-газовых флюидов [16, 23].

Начиная с середины прошлого столетия, гелевый метод стал основным при структурно-геологическом квартировании территории СССР и поисках месторождений радиоактивного сырья. Объектом исследований были в первую очередь водные пробы, в основном ювенального происхождения. В процессе массовых поисковых и картировочных работ была обнаружена закономерная связь аномалий гелия с древними глубинными разломами и побочно – с приуроченными к ним полезными ископаемыми [9].

Экспериментально это было подтверждено в процессе крупномасштабного структурно-геологического

квартирования в 1970–80 гг. при выполнении ВИМСом СССР программы по систематическому изучению закономерностей распределения гелия в различных структурных условиях земной коры. Эти исследования легли в основу научного открытия по использованию изотопов гелия для установления зон глубинного (мантийного) заложения [16].

Достижения в области современной Вернадскому физики, астрономии, математики, геологии, позволили ему в 1937 г. на общем собрании Международного геологического конгресса отметить [9]: **"На нашу планету из космических пространств идет могучий поток проникающего излучения. Он вызывает на нашей планете не радиоактивный распад, а возможно с ним в значительной мере связанный совсем другой процесс, который я называл "макрокосмическим"... Проникающие излучения миллиарды лет охватывают нашу планету и, возможно, являются проявлением тех мощных неизвестных процессов, тех состояний пространства, времени, которые лежат далеко за пределами Солнечной галактики"**.

В этих высказываниях В.И. Вернадским, как и во многих других областях знаний, было проявлено гениальное предвидение развития науки, пути изучения неизвестных явлений природы. Оно касается коренных явлений космической, планетарной энергетики и относится уже к современной космофизике мироздания, целому ряду новых областей знаний и гипотез – квантовой механике, эфиродинамике, нанотехнологиям др. [4-7, 15, 26, 29, 31, 32].

Вернадскому фактически принадлежит создание тесно связанных с энергетикой Космоса новых отраслей естествознания – ядерной геологии и космогеологии, которые сегодня являются одними из фундаментальных геологических наук. Предметом этих новых областей геологических исследований является: изучение генезиса и закономерностей создания и распределения химических элементов в Земле и космическом пространстве, изучение влияния космических явлений на геологические процессы, изучение истории формирования и превращения геологических объектов, определение абсолютного и относительного геологического возраста и др.

К середине 20-го столетия наметился кризис в физике [6, 7, 30, 31, 32], который касался элементарных частиц, их взаимодействий между собой и с энергетическими полями. Это нашло отражение в целом ряде научных теоретических направлений и разработок. К ним относятся вопросы о материальном носителе энергетических полей Мироздания и их взаимодействий с веществом. А. Эйнштейн в своих последних работах писал о том, что любая энергия, энергетическое поле не может существовать без материального носителя. "В любом месте космического пространства существуют силовые поля, распространяются радиоволны, свет, для которых должен быть материальный носитель. Им может быть только эфир. Мы не можем обойтись без эфира, т.е. континуума наделенного физическими свойствами" [33, 34].

Теоретической основой этих новых исследований стала сформировавшаяся во второй половине XX новая область физики – теория Эйнштейна-Картона, являющаяся частью теории эфиродинамики. В соответствии с современными представлениями, электромагнитные поля порождаются зарядом, гравитационные – массой, а торсионные порождаются спином или угловым моментом вращения. Подобно тому, как любой объект, имеющий массу, создает гравитационное поле, так и любой вращающийся объект создает торсионное

поле эфира [20, 25]. Он представляет собой газоподобную субстанцию, обладающую всеми свойствами газа – сжимаемостью и упругостью [3, 21].

Имея энергетическую природу, эфир образует динамическое энергетическое поле, поскольку формой движения газа, способной удержать его уплотненную часть в замкнутом пространстве является вихревое движение [20, 26]. Одной из примечательных особенностей его является взаимопревращаемость поля и вещества, как единый процесс его существования. Эфирное поле является компонентом электромагнитного [3], но в отличие от электромагнетизма, где одноименные заряды отталкиваются, заряды эфирных полей притягиваются ("подобное притягивает подобное"). На этом основан универсальный принцип резонансовых явлений, который могут спонтанно возникать между зарядами эфирных полей.

Энергетические поля являются основой Мироздания. Важным их свойством является наличие "памяти" [1, 3]. При воздействии внешнего поля на вещество происходит его спиновая поляризация. Благодаря ней, они долго сохраняются, даже при снятии поля.

Энергетические поля эфира обладают рядом уникальных свойств. Среди характерных энергетических проявлений, зафиксированных в "памяти" геологических образований, можно назвать: палеомагнитные, структурно-динамические (глобальные, региональные, локальные, микро-структурные), структурно-тектонические особенности, физические поля, многие вещественные, структурно-текстуальные признаки, анизотропию, физические характеристики – магнитные, упругие, теплофизические, емкостные и др. Комплексное их изучение позволило сделать научное открытие "Явление петрофизической фиксации геодинамических процессов гранитоидными образованиями" [28].

До конца XX века проявление эфирных торсионных полей наблюдалось лишь в экспериментах, которые не ставили своей целью исследование именно торсионных явлений. С созданием торсионных генераторов ситуация существенно изменилась. Появилась возможность провести широкомасштабные исследования по проверке предсказаний теории в планируемых экспериментах. Так, в начале прошлого века выдающийся физик – Н. Тесла проводил исследования и экспериментальные испытания, используя коротковолновое электромагнитное излучение, с целью передачи информации на большие расстояния (через океан). Путем совершенствования своего трансформатора ("генератор Теслы") [3], используя принцип резонансного накопления между одноименными зарядами электрического поля (эффект молнии), он создал установку для передачи на большие расстояния мощных энергетических полей.

В связи с этим, по одной из гипотез касающихся Тунгусского метеорита, было высказано предположение об его техногенном происхождении. Взрыв "метеорита", проявился на огромной территории Земли и атмосферы.

Было предпринято ряд (шесть) комплексных поисковых экспедиций (фото) по нахождению его остатков, но они оказались безуспешными.

В соответствии с теорией Эйнштейна-Картона эфирные торсионные поля лежат в основе создания всех природных физических полей элементарных частиц – магнитного, электрического, гравитационного и других, образования протона и гелия – фундаментов материального мира Вселенной, а также электрона, нейтрона и других элементарных частиц, из которых в соответствующих условиях образуют атомы химических элементов [3].



Подкаменная Тунгска. Обработка торфяника из кратера взрыва. Участники киевского отряда комплексной экспедиции (1980 г.): ст.н.с. Ксения Алексеева (ученый секретарь Комитета по метеоритам АН УССР), профессор Эмлен Соболевич, инженер Николай Ковалюк

Наличие неоднородностей в эфирном поле Вселенной создает градиент давления эфира, он смещается в сторону гравитационных масс и поглощается, увеличивая их массу. Это касается и Земли. В Землю, как и другое небесное тело, втекает из космоса поток эфира. В результате его поглощения Землей, в ее недрах может происходить синтез водорода, гелия и других элементов [1, 20, 21, 31].

Потоки эфира могут проходить через любые среды, что объясняется тем, что их квантами являются нейтрино-элементарные частицы, обладающие нулевым зарядом и массой [3].

В результате поглощения Землей энергии эфира в ее недрах может происходить синтез изотопов водорода, гелия и других элементов [2, 3]. Астрономические, а также геодезические оценки и расчеты показывают, что за последние 1500 млн л. Земля увеличила свой объем почти в два раза.

Землю следует считать предельно энергонасыщенной системой, непрерывно энергетически обменивающейся с Космосом и имеющей, не только внешний (космический), но и внутренний источник энергии.

Поглощение эфира Землей происходит всегда, а значит всегда, будут происходить в Земле ядерные реакции, образовываться новые химические элементы, накапливаться энергетические напряжения и происходить их "разгрузка" – землетрясения, вулканические извержения и др.

Современные ядерная геология и радиogeология активно развиваются, вбирают в себя идеи, методологические принципы, новые научные и практические разработки, в первую очередь ядерной физики, астрофизики, космохимии, геофизики, геохимии, геологии и ряда других наук. Области их применения являются: прикладная геохимия, минералогия и кристаллохимия;

геохронология, геотермика, теоретическая геология; космофизика, астрофизика, космогония и др.

Возникнув в начале прошлого века в основном как научное направление, они в настоящее время являются неотъемлемой составной частью многих отраслей науки и практики на уровне элементарной, и ядерной организации их вещества, энергетики, способствуя развитию новых областей знаний и их практического использования. В этом огромное животворное значение идей и открытий В.И. Вернадского

Набор текста – С. Жукова

1. Акимов А.Е., Тарасенко В.Я., Шипов Г.И. Торсионные поля как космофизический фактор // Биофизика, РАН. – 1995. – Т. 40, Вып. 4. 2. Ас-совска А.С. Гелий на Земле и во Вселенной. – Л., 1984. 3. Ацюковский В.А. Общая эфиродинамика. Изд. 3 Энергоатомиздат. М., 2008. 4. Ацюковский В.А. Концепции современного естествознания // Издание МОЭУ – М., 2000. 5. Бейзер А. Основные представления современной физики: Пер. с англ. М.: Атомиздат, 1973. 6. Бройль Л. Революция в физике. Перев. с англ. Атомиздат. М., 1965. 7. Васильев В.Г. Накануне рождения естествознания XXI века // Белые альвы. – М., 2002. 8. Вернадский В.И. Задача дня в области радия // Изв. АН. – 1911. – Т.V. – № 1. 9. Вернадский В.И. О значении радиогеологии для современной геологии // Избр. соч. – М., 1954. – Т. 1. 10. Вернадский В.И. О некоторых очередных проблемах радиогеологии // Изв. АН СССР. – 1935. – Сер. 7. 11. Вернадский В.И. Радиоактивность и новые проблемы геологии. Zeitschrift für Elektrochemie Bd. 38. – В, 1932. – № 8а. 12. Галаев Ю.М. Эффекты эфирного ветра в опытах по распространению радиоволн // – 2000. – Т. 5. – № 1. С. 119-132. 13. Граммаков А.Г., Глебовская В.С., Хайкович И.М. К теории гелиевого метода поисков месторождений радиоактивных элементов // Вопр. руд. геофизики. – 1965. – Вып. 5. – С. 3-19. 14. Гуса-

ров В.И. Взаимопревращение полей и вещества – единый процесс существования движения и развития // Изд. Саратов. ун-та. – 1972. 15. Дирак П. Принципы квантовой механики. Перев. с англ., Физматгиз, 1965. 16. Еремеев А.Н., Башорин В.И., Осипов Ю.Г. и др. Закономерности распределения концентрации гелия в земной коре // Открытия в СССР. – М., 1968, 1969, 1970. – С. 14-15. 17. Еремеев А.Н., Ершов А.Д., Яницкий И.Н. Некоторые аспекты гелиевой съемки при структурно-геологическом картировании и прогнозе эндогенного оруденения // Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. – 1971. – С. 49-66. 18. Зайцева Л.Л., Фигуровский Н.А. Исследования явлений радиоактивности в дореволюционной России. М., 1961. 19. Лалчинский В.Г. Физический вакуум // ЦНИИ информации и технико-экономических исследований по атомной науке и технике. М., 1982. – С. 137-204. 20. Луговцов А.А., Луговцов Б.А., Тарасов В.Ф. О движении турбулентного вихревого кольца, АН СССР, 1969. 21. Максвелл Дж.К. Эфир. М., 1968. 22. Паули В. Физические очерки: Пер. с нем. и англ./ М., 1975. 23. Роджерс Дж. Гелиеносные природные газы. М., 1935. 24. Соколов Б. Слово об ученом // Правда. – 1988. – № 71. 25. Судов В.А., Тибар К.О. Картирование зон глубинных тектонических нарушений методом водногелиевой съемки // Разведка и охрана недр. – 1977. – № 10. – С. 29-33. 26. Тимирязев А.К. Кинетическая теория материи. М., 1956. 27. Толстой М.И. Феномен гелию і нові погляди на будову Землі // Геолог України. – 2003. – № 3-4. – С. 46-49. 28. Толстой М.И., Гожик А.П., Сухорада А.В., Бобров А.Б. Явление петрофизической фиксации геодинамических процессов гранитоидными образованиями. Открытие. – М., – 2007. – № 333. 29. Ферми Э. Квантовая механика: Пер. с англ. М., 1965. 30. Френкель Я.И. На заре новой физики. Л., 1970. 31. Чумаченко Н.Н. О новом этапе развития теоретической физики. Материалы IV межд. науч. конф. – СПб "Политехника", 1997. 32. Шредингер Э. Новые пути в физике. Пер. с англ./ М., 1971. 33. Эйнштейн А. Об эфире. Собрание научных трудов // Наука. – М.: 1966, Т. 2, 160 с. 34. Эйнштейн А. Эфир и теория относительности // Наука. – М., 1965, Т. 1. – 689 с.

Надійшла до редколегії 06.11.12

Наукове видання



ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 59

Статті подано в авторській редакції.

Комп'ютерна верстка та коректування Ю.А. Тимченко

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 електронні носії не повертаються.



Формат 60x84^{1/8}. Ум. друк. арк. 8,5. Наклад 300. Зам. № 212-6314.
Вид. № Гл4. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 25.12.12

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; тел./факс (38044) 239 3128
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
[http: vpc.univ.kiev.ua](http://vpc.univ.kiev.ua)
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02