

УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Видання індексується в наукометричній базі даних Academic Resource Index ResearchBib.

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformation research.

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Jornal is indexed in Academic Resource Index ResearchBib.

Приведены результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических, гидрогеологических, геофизических и геоинформационных исследований.

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Издание индексируется в наукометрической базе данных Academic Resource Index ResearchBib.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР**РЕДАКЦІЙНА
КОЛЕГІЯ**

В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.

І.М. Безродна, канд. геол. наук, с.н.с. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, канд. геол. наук (відп. секр.); С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.; З.О. Вижва, д-р фіз.-мат. 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.; П.О. Міненко, д-р фіз.-мат. наук; 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.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; Т.В. Пастушенко, канд. філол. наук, доц.; Т.А. Мірончук, канд. філол. наук, доц.

Іноземні члени редакційної колегії:

М. Бур'яник, Шелл Глобал Солюшн Інтернешнл, Нідерланди; Л. Верник, Нафтова корпорація Маратон, США; А. Веснавер, Італійський національний інститут океанографії та прикладної геофізики, Італія; К. Зенг, Китайський геологічний університет; Китай, М. Короновський, Московський державний університет імені М.В. Ломоносова; Росія, Д. Ленц, Університет Нью-Брансвік, Канада; К. Лі, Китайський геологічний університет, Китай; М. Олівія, Лісабонський університет, Португалія; П. Перейра, Університет Миколаса Ромеріса, Литва; В. Портнов, Карагандинський Державний Технічний Університет, Казахстан; Д. Робертс, Стаффордширський університет, Велика Британія; С. Спассов, Геофізичний центр Доурбес, Бельгія; М. Феді, Неапольський Університет Федеріко II, Італія; О. Ханчук, Далекосхідний геологічний інститут, Росія

Адреса редколегії

03022, Київ-22, вул. Васильківська, 90, ННІ "Інститут геології",
☎ 380442597030, електронна адреса: geolvisnyk@ukr.net

Затверджено

Вченою радою ННІ "Інститут геології"
30 червня 2015 року (протокол № 1)

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 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

UDC 504+550+551+552+624

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformation research.

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Jornal is indexed in Academic Resource Index ResearchBib.

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Видання індексується в наукометричній базі даних Academic Resource Index ResearchBib.

Приведены результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических, гидрогеологических, геофизических и геoinформационных исследований.

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Издание индексируется в наукометрической базе данных Academic Resource Index ResearchBib.

Chief publication manager O. Menshov

Formatting and adjustment by Yu. Tymchenko

EXECUTIVE EDITOR

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.

EDITORIAL BOARD**Ukrainian members:**

I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher (Deputy Executive Editor); O. Menshov, Cand. Sci. (Geol.), (Executive Secretary); S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Assoc. Prof.; V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Zhukov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Ivanik, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Korzhnev, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; I. Korchagin, Dr. Sci. (Phys.-Math.); O. Koshliakov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; V. Kurganskyi, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Lukienko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; B. Maslov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; O. Mytropolskyi, Corr. NAS Ukraine, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Mytrokhyn, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.); V. Nesterovskyi, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Ohar, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; M. Orluk, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher; V. Pavlyshyn, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; G. Prodaivoda, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; M. Tolstoy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; V. Shevchuk, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; S. Shniukov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; T. Pastushenko, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof.; T. Mironchuk, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof.

Foreign members:

M. Burianyk, Shell Global Solutions International, Netherlands; L. Vernik, Marathon Oil Company, USA; A. Vesnaver, Italian National Institute of Oceanography and Applied Geophysics, Italy; Q. Zeng, China University of Geosciences, China; M. Koronovskiy, Lomonosov Moscow State University, Russia; D. Lentz, University of New Brunswick, Canada; Q. Liu, China University of Geosciences, China; M. Olivia, University of Lisbon, Portugal; P. Pereira, Mykolas Romeris University, Lithuania; V. Portnov, Karaganda State Technical University, Kazakhstan; D. Roberts, Staffordshire University, Great Britain; S. Spassov, Geophysical Center of Dourbes, Belgium; M. Fedi, University of Naples Federico II, Italy; O. Khanchuk, Far East Geological Institute, Russia.

Address

Institute of Geology, 90 Vasylkivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022, tel. +380442597030, e-mail: geolvisnyk@ukr.net

Approved by the

Academic Council of the Institute of Geology
June 30, 2015 (Minutes # 1)

Certified by the

Higher Attestation Board
(the State Commission for Academic Degrees and Titles), Ukraine
Edict # 1-05/6 issued on 12.06.2002

Certified by the

Ministry of Justice of Ukraine
State Certificate # 16181-4653P issued on 25.12.2009

Founded and published by

Taras Shevchenko National University of Kyiv,
Kyiv University Publishing
State Certificate # 1103 issued on 31.10.2002

Address:

Office 43, 14 Shevchenka Blvd, Kyiv, 01601
☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; Fax 239 31 28

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Анікєсва О. Кореляційна седиментаційна модель верхньоярських рифогенних відкладів Передкарпатського та Переддобрудзького регіонів України.....	6
Огієнко О., Тимченко Ю. Вплив пізньоголоценових коливань клімату на обстановки седиментації в акваторії Антарктичного півострова.....	11
Анфімова Г. Стан вивченості та проблеми дослідження стратотипів світ і опорних розрізів товщ нижньої крейди Гірського Криму	17

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Лазарєва І. Інформативність типізації цирконів з метасоматитів за деякими фізичними, морфологічними та геохімічними ознаками	24
--	----

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Шабатура О., Онищук Д., Онищук І. Радіаційні характеристики радонових вод м. Хмільник.....	30
Бурахович Т., Ганієв О., Ширков Б. Моделювання глибинної будови Голованівської шовної зони за даними геоелектрики.....	39
Омельченко В., Пігулевський П. Геологічна будова Михайлівсько-Білгородської шовної зони в межах північного борту Дніпровсько-Донецької западини.....	46
Безродна І., Шинкаренко А. Оцінка структури пустотного простору низькопористих порід Зарічної площі за результатами петрофізичних та геофізичних досліджень.....	53
Бондаренко М., Кулик В. Визначення пористості та коефіцієнта газонасиченості колекторів залежно від термобаричних умов (РТ-умов) залягання.....	59
Бондар К. Якісна інтерпретація магнітних карт і пошук археологічних об'єктів на пам'ятках пізньоримського часу	64
Меньшов О. Магнітна сприйнятливість південних чорноземів України на прикладі Одеської області	70

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Бровко А., Бровко Г., Кошляков О. Оцінка стійкості стану ґрунтових вод при вивченні техногенного впливу на підземні води (на прикладі ґрунтових вод на території Рівненської АЕС).....	75
--	----

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Вижва З., Федоренко К., Вижва А. Покращений алгоритм статистичного моделювання сейсмічного шуму в багатовимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища.....	79
Міненко Р., Міненко П., Мечніков Ю. Проблема пошуку змістовних розв'язків обернених лінійних задач магнітометрії комплексуюванням інтерпретаційних моделей.....	87
Малицький Д., Муйла О., Грицай О., Павлова А., Асташкіна О., Обідіна О., Козловський Е. Розподілене джерело: результати моделювання та перспективи використання для задач сейсмології.....	96

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Anikeyeva O. Correlative sedimentary model of Upper Jurassic reef deposits in Precarpathian and Predobrogean regions of Ukraine	6
Ogienko O., Tymchenko Yu. The Late Holocene climate change effect on sedimentation environments near the Antarctic Peninsula	11
Anfimova G. State of knowledge and research problems of suites' stratotypes and reference sections of the Lower Cretaceous strata in the Mountainous Crimea	17

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Lazareva I. The information content of metasomatic zircons by some physical, morphological and geochemical properties	24
---	----

GEOPHYSICS

Vyzhva S., Shabatura O., Onyshchuk D., Onyshchuk I. Radiation characteristics of Khmilnyk radon groundwater	30
Burahovich T., Ganiev O., Shyrkov B. Deep structure modeling of Golovanivsk suture zone on the basis of geoelectric data	39
Omelchenko V., Pigulevskiy P. Some aspects of geological structure of Mikhaylovsko-Belgorod suture zone of Voronezh Crystalline Massif within the Northern edge of Dnieper-Donets-Depression	46
Bezrodna I., Shynkarenko A. Estimation of void space structure of Zarichna area poor-porous rocks based on petrophysical and geophysical studies	53
Bondarenko M., Kulyk V. Determination of porosity and gas saturation factor of reservoirs in accordance with PT-conditions of occurrence	59
Bondar K. Qualitative Interpretation of Magnetic Maps and Geophysical Surveying of Late Roman Sites	64
Menshov O. Magnetic susceptibility of the Southern Chernozems of Ukraine, case study from Odessa region	70

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Brovko A., Brovko G., Koshlyakov O. estimation of geosystem stability as a methodological approach for determination of the technogenic impact on groundwater (case study of quaternary aquifer on the territory of Rivne NPP)	75
---	----

GEOLOGICAL INFORMATICS

Vyzhva Z., Fedorenko K., Vyzhva A. The advanced algorithm of statistical simulation of seismic noise in the multidimensional area for determination the frequency characteristics of geological environment	79
Minenko R., Minenko P., Mechnikov Yu. The problem of finding meaningful solutions to linear inverse problems of magnetometry by integration of interpretive models	87
Malytskyy D., Muyla O., Hrytsai O., Pavlova A., Actashkina O., Obidina O., Kozlovskyy E. Extended source: modeling results and prospects of application for seismology problems	96

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Аникеева Е. Корреляционная седиментационная модель верхнеюрских рифогенных отложений Предкарпатского и Преддобруджского регионов Украины.....	6
Огиенко О., Тимченко Ю. Влияние позднеголоценовых колебаний климата на обстановки седиментации в акватории Антарктического полу острова.....	11
Анфимова Г. Состояние изученности и проблемы исследования стратотипов свит и опорных разрезов толщ нижнего мела Горного Крыма	17

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Лазарева И. Информативность типизации цирконов из метасоматитов по некоторым физическим, морфологическим и геохимическим признакам.....	24
---	----

ГЕОФИЗИКА

Выжва С., Шабатура А., Онищук Д., Онищук И. Радиационные характеристики радоновых вод г. Хмельник	30
Бурахович Т., Ганиев А., Ширков Б. Моделирование глубинного строения Головановской шовной зоны по данным геоэлектрики	39
Омельченко В., Пигулевский П. Геологическое строение Михайловско-Белгородской шовной зоны в пределах северного борта Днепровско-Донецкой впадины.....	46
Безродная И., Шинкаренко А. Оценка структуры пустотного пространства низкопористых пород Заречной площади по результатам петрофизических и геофизических исследований	53
Бондаренко М., Кулик В. Определение пористости и коэффициента газонасыщенности коллекторов в зависимости от термобарических условий (РТ-условий) залегания.....	59
Бондарь К. Качественная интерпретация магнитных карт и поиск археологических объектов на памятниках позднеримского времени.....	64
Меньшов А. Магнитная восприимчивость южных черноземов Украины на примере Одесской области.....	70

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Бровко А., Бровко Г., Кошляков А. Оценка устойчивости состояния грунтовых вод как методологический подход при изучении техногенного воздействия на подземные воды (на примере грунтовых вод на территории Ривненской АЭС)	75
---	----

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

Выжва З., Федоренко К., Выжва А. Улучшенный алгоритм статистического моделирования сейсмического шума в многомерной области переменных для определения частотных характеристик геологической среды.....	79
Миненко Р., Миненко П., Мечников Ю. Проблема поиска содержательных решений обратных линейных задач магнитометрии комплексированием интерпретационных моделей	87
Малицкий Д., Муйла О., Грицай О., Павлова А., Асташкина А., Обидина О., Козловский Э. Распределенный источник: результаты моделирования и перспективы применения для задач сейсмологи	96

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.762.3:56.074.6:551.86(477.7+477.8+478)

О. Анікеєва, канд. геол. наук, докторант
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: geolena@ukr.net

КОРЕЛЯЦІЙНА СЕДИМЕНТАЦІЙНА МОДЕЛЬ ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ РИФОГЕННИХ ВІДКЛАДІВ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ТА ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

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

Представлена кореляційна модель седиментації верхньоюрських відкладів Передкарпатського та Переддобрудзького регіонів України створена на основі седиментаційної моделі верхньої юри-валанжину Українського Передкарпаття, узгодженої з кривою евстатичних коливань. Метою роботи була детальна реконструкція та порівняння умов осадконагромадження у різних частинах палеобасейну. Було проведено мікрофаціальні дослідження відкладів верхньої юри, а також аналіз та узагальнення численних літературних даних. Визначено дві групи факторів, що впливали на формування відкладів, – міжрегіональні та місцеві. До перших відносяться евстатичні коливання Світового океану, кліматичні зміни, глобальні тектонічні процеси. До других належать тектонічна обстановка у регіоні, палеогеографічні та палеоекологічні особливості ділянки палеобасейну. Окреслено основні етапи розвитку різних ділянок палеобасейну – оксфордський, кімеридзький та титон-беріаський. На початку оксфордського віку у Передкарпатті та Переддобруджі відбувалась нормальноморська переважно карбонатна седиментація, пов'язана із зародженням та ростом рифових споруд. Річкова система на території Переддобрудзького регіону, успадкована з середньої юри, у значно скороченому вигляді продовжувала існувати у пізній юри. Її вплив на процеси осадконагромадження стає відчутним у середньому оксфорді, зумовивши значне скорочення області карбонатної седиментації та утворення у західній частині регіону глинисто-теригенної алуатської світи. Регресія наприкінці оксфорду зумовила значне обміління усього Північно-Тетичного басейну й призвела до часткового розмиву біогермів у Передкарпатті та ізоляції східної частини басейну, де протягом раннього кімериджу існувала евапоритова лагуна. У Переддобрудзькому регіоні завдяки місцевим факторам рифова система збереглась до середини кімериджу. Починаючи з цього часу, на всій території регіону відбувалась поступова зміна морських умов лагунними й, у результаті, утворення потужних теригенно-евапоритових та галогенних товщ. Трансгресія у пізньому кімериджі відновила морські умови на всій території Передкарпаття, де протягом титону-беріасу існували потужний бар'єрний риф, дрібні прибережні біогерми та відкладались карбонатні передрифові та зарифові утворення. Вона відновила зв'язок з морем Переддобрудзького палеобасейну, де переважали лагунно-континентальні умови. Морські відклади титону на цій території були поширені локально й у подальшому майже повністю еродовані.

Ключові слова: верхня юра, седиментаційна модель, рифи, Передкарпаття, Переддобруддя.

Вступ. Юрський період в історії Землі був як часом поступової еволюції органічного світу, без великих катаклізмів та вимирань, так і часом значних глобальних та регіональних змін, пов'язаних з розпадом Пангеї. Це проявилось у перебудові структури шельфу та, відповідно, значному підвищенні рівня моря, значних океанографічних, кліматичних та інших екологічних змінах [16]. Просторовий та часовий розподіл юрських рифів у цілому добре корелюється з евстатичними коливаннями першого порядку. Відмічається декілька піків розвитку рифів у юрський період – синемюр-плінсбах, байос-бат, оксфорд-кімеридж, ускладнених евстатичними коливаннями вищих порядків. На початку пізньої юри внаслідок кліматичних змін та значного підняття рівня моря відповідно океанографічної реорганізації відбулося утворення спільного басейну та поширення рифових споруд. У пізній юри вздовж північної окраїни океану Тетис сформувалась система епіконтинентальних морів з островами та мілководними шельфами, на яких відбувалось переважно карбонатне осадконагромадження, пов'язане з процесами рифобудування. У цей час широкого розвитку набули не лише коралові рифи, а й губкові куполи – мікритово-губково-мікробіальні утворення, які поширені у європейській частині Північно-Тетичної провінції. Частина цього рифового поясу представлена на заході та півдні України – у Передкарпатті, Північно-західному Причорномор'ї та Криму.

Постановка проблеми. У Передкарпатті та Північному Причорномор'ї відклади верхньої юри представлені переважно карбонатними рифовими та генетично пов'язаними з ними утвореннями. Питання їхньої будови, стратиграфії та кореляції висвітлені у багатьох наукових працях. Проте, оскільки з верхньоюрськими карбонатними відкладами пов'язані значні поклади вуглеводнів у різних регіонах, їх детальне вивчення різними методами та кореляція залишаються актуальними.

З метою детальної реконструкції та порівняння умов осадконагромадження у різних частинах палеобасейну було створено кореляційну седиментаційну модель верхньоюрських відкладів Передкарпатського та Переддобрудзького регіонів України (та прилеглої території Молдови). Основою слугувала седиментаційна модель верхньої юри-валанжину Українського Передкарпаття, узгоджена з кривою евстатичних коливань [5, 13]. Було проведено власні мікрофаціальні дослідження відкладів верхньої юри, а також аналіз та узагальнення даних, отриманих Б.С. Слюсарем, Л.Ф. Романовим, Б.М. Полуховичем, О.Д. Самарським, О.В. Самарською, В.Г. Дулуб, Н.М. Жабіною, Р.Й. Лещухом, Є.В. Туркевичем та іншими дослідниками.

Загальна геологічна будова та стратиграфічне положення. Відклади верхньої юри у досліджуваних регіонах приурочені до західної та південно-західної окраїн Східноєвропейської платформи. Рифовий пояс пов'язаний із системами крайових розломів, які утворились при нарощуванні Євразійської літосферної плити більш молодими утвореннями [6], і досить чітко маркує край платформи.

Українське Передкарпаття. У структурно-тектонічному плані район поширення верхньоюрських відкладів охоплює фундамент Більче-Волицької (Зовнішньої) зони Передкарпатського прогину та прилеглу окраїну Східноєвропейської платформи. Юрські відклади тут утворюють самостійний структурний поверх (Стрийський юрський прогин). Відклади нижньої та середньої юри представлені переважно теригенними утвореннями, верхньої юри разом з відкладами беріасу – потужним карбонатним комплексом. Східною межею сучасного поширення верхньої юри у Передкарпатті є Краковецький розлом. Верхньоюрські відклади залягають на утвореннях келовею, а на платформі – на еродованій поверхні палеозойського фундаменту.

Основним елементом, який контролював осадконагромадження у регіоні, були органогенні споруди, які у тектонічному відношенні приурочені до зони між Городоцьким та Судово-Вишнянським регіональними розломами (рис. 1). Їхній склад, будова та поширення змінювались з часом залежно від тектонічної обстановки та евстатичних змін [4]. В оксфордській зоні рифобудування простягалась субмеридіонально, в подальшому вона поступово зміщувалась на захід, у сторону відкритого моря, й набула простягання з північ-північного заходу

на південь-південний схід. Фаціальні заміщення від заглибленої зони до мілководної спостерігаються із заходу на схід. Відклади верхньої юри-беріасу являють собою латеральні ряди рифогенних фацій на трьох стратиграфічних рівнях – передрифові, рифові та зарифові утворення оксфорду, кімериджу та титону-беріасу, які перекриваються мілководними шельфовими відкладами верхнього-беріасу-валанжину. Лагунно-евапоритові утворення присутні лише на рівні нижнього кімериджу.

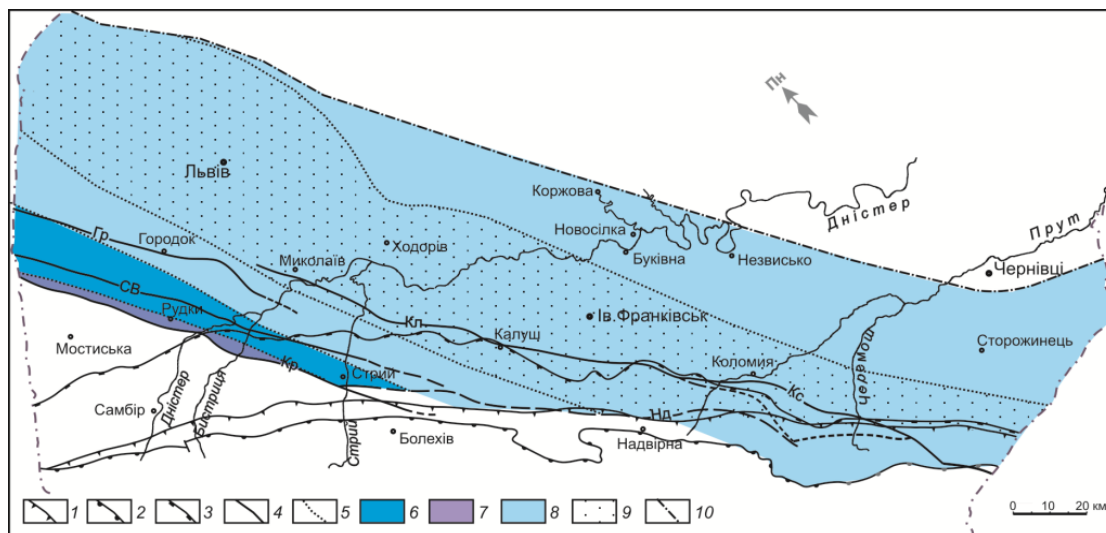


Рис. 1. Схематична карта поширення відкладів верхньої юри на території Українського Передкарпаття

Умовні позначення: 1-3 – насунві структури Карпат; 4 – регіональні розломи: Кр – Краковецький, СВ – Судово-Вишнянський, Гр – Городоцький, Кл – Калуський, Нд – Надвірнянський, Кс – Косівський; 5 – границі фаціальних зон; 6-9 – відклади: 6 – рифові, 7 – передрифові, 8 – зарифові, 9 – лагуни (нижній кімеридж); 10 – східна межа поширення відкладів

Північне Причорномор'я. Тут відклади юри присутні у межиріччя Дністер – Прут, де вони утворюють Переддобрудзький юрський прогин [10]. У структурно-тектонічному відношенні вони приурочені до зони зчленування (нарощування) Східноєвропейської платформи Скіфською плитою [6]. Їхній палеотектонічним обмеженням на півдні був Нижньопрутський виступ Північної Добруджі, який у юрський час являв собою суходіл (острів або архіпелаг) і який на теперішній час по Аджуд-Кагул-Георгієвській системі розломів насунутий на Переддобрудзький прогин [6]. На теперішній час Переддобрудзький прогин являє собою складно побудований асиметричний грабен, який на захід продовжується на територію Румунії (Бирладський прогин), на схід – в акваторію Чорного моря, де його межа контролюється Одеським розломом [2, 8]. Як і у Передкарпатті, верхньоярські відклади залягають на утвореннях келовею, а на платформі – на еродованій поверхні палеозойського фундаменту. Рифовий пояс, у тектонічному плані, приурочений до Цигансько-Чадир-Лунзької зони розломів (рис. 2).

Рифові споруди та пов'язані з ними передрифові та зарифові фації присутні у регіоні лише на рівні оксфорду та, частково, нижнього кімериджу, а відклади верхнього кімериджу й титону представлені лагунно-евапоритовими та континентальними утвореннями. Відклади рифового поясу простягаються дугою з північного заходу на південний схід, фаціальні заміщення від глибководних до прибережних відбуваються з південного заходу на північний схід.

Основні етапи розвитку різних ділянок палеобасейну. На початку пізньої юри досліджувана територія являла собою морський басейн, у якому відбувалась переважно карбонатна седиментація [13]. У Передкарпатті осадконагромадження відбувалось у режимі відкритої карбонатної платформи з нормальним розподілом

фаціальних зон від басейнової до прибережної (рис. 3). У Переддобруджі палеобасейн являв собою протоку (часом, затоку) [11], глибина та конфігурація якої змінювалась залежно від евстатичних коливань та тектонічної активності Північної Добруджі, що була основним постачальником уламкового матеріалу та прісної води у басейн. Про це свідчить латеральна зональність оксфордських відкладів [7], заміщення рифогенних відкладів глинисто-теригенними, часта наявність у розрізі хлідолітів [12], значна домішка кластичного матеріалу у вапняках, особливо, їх передрифових різновидах, та велика кількість залишків харових водоростей – мешканців прісних або солонуватих вод. Впродовж середньої юри на даній території сформувалась складна дельтово-авандельтова система [7], яка, ймовірно, у значно скороченому вигляді продовжила своє існування у пізній юрі. Особливо відчутним її вплив на процеси осадконагромадження став у середньому оксфорді, що зумовило значне скорочення області карбонатної седиментації й утворення глинисто-теригенної алуатської світи.

Оксфордський вік. На відміну від Передкарпаття, де оксфордські біогерми являють собою окремі куполоподібні тіла однотипної будови [3], у Переддобрудзькому регіоні присутні два морфологічні різновиди – бар'єрний риф у західній частині [9] та окремі біогермні тіла у південно-східній [7]. Для рифових побудов оксфордського віку в обох регіонах характерна однотипна вертикальна зональність, зумовлена загальною регресивною тенденцією протягом оксфорду та, відповідно, поступовим обмілінням басейну. Основними біогермобудівниками на початку оксфорду були губки, поселення яких поступово замулювались і утворили так звані "мулові пагорби" (mud mounds [16]), що досягали часом значної висоти (до 60 м у Передкарпатті [3]). Зі зменшенням глибини басейну ці пагорби заселялись

каркасними рифобудівниками – коралами, строматопорами, багряними водоростями, моховатками та великою кількістю різноманітних рифолітів. Біогермні відклади середнього-верхнього оксфорду усюди представлені переважно коралово-водоростевими грейнстоунами, біоморфними кораловими та строматопоровими вапняками. Значного поширення набувають ціанобактеріальні агрегати – утилізатори органічної речовини, що у великій кількості продукується рифовою екосис-

темою, та одночасно інкрустатори, що склеюють і утримують осад. У південно-східній частині Переддобрудзького регіону їх кількість деколи перевищує 50% породи. Для верхньої частини оксфордських споруд характерна присутність мілководних онколітових вапняків та строматолітів, які вказують на приповерхневі умови. Вертикальна зональність найкраще простежується у біогермах Передкарпаття, у спорудах на півдні Переддобруджя вона виражена значно менше.

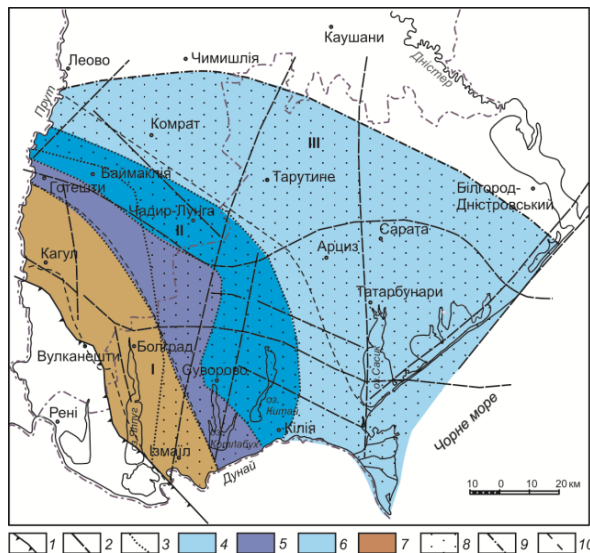


Рис. 2. Схематична карта поширення відкладів верхньої юри у Північно-Західному Причорномор'ї (використано дані Б.С. Слюсаря [12], Л.Ф. Романова [11], Р.Й. Лещуха та ін. [7], Б.М. Полуховича та ін. [9, 10], Т.А. Мельниченко, Н.В. Шафранської [8], С.С. Круглова [6], С.А. Газізової [2])

Умовні позначення: 1 – Нижньопрутський виступ Північної Добруджі; 2 – регіональні розломи; 3 – границі фаціальних зон; 4-8 – відклади: 4 – рифові, 5 – передрифові, 6 – зарифові, 7 – алювіально-дельтові, 8 – лагунно-евапоритові та лагунно-континентальні (верхній кімеридж-титон); 9 – північна межа поширення відкладів; 10 – границі фаціальних районів. Райони (за [13]): I – Західний, II – Центральний, III – Східний

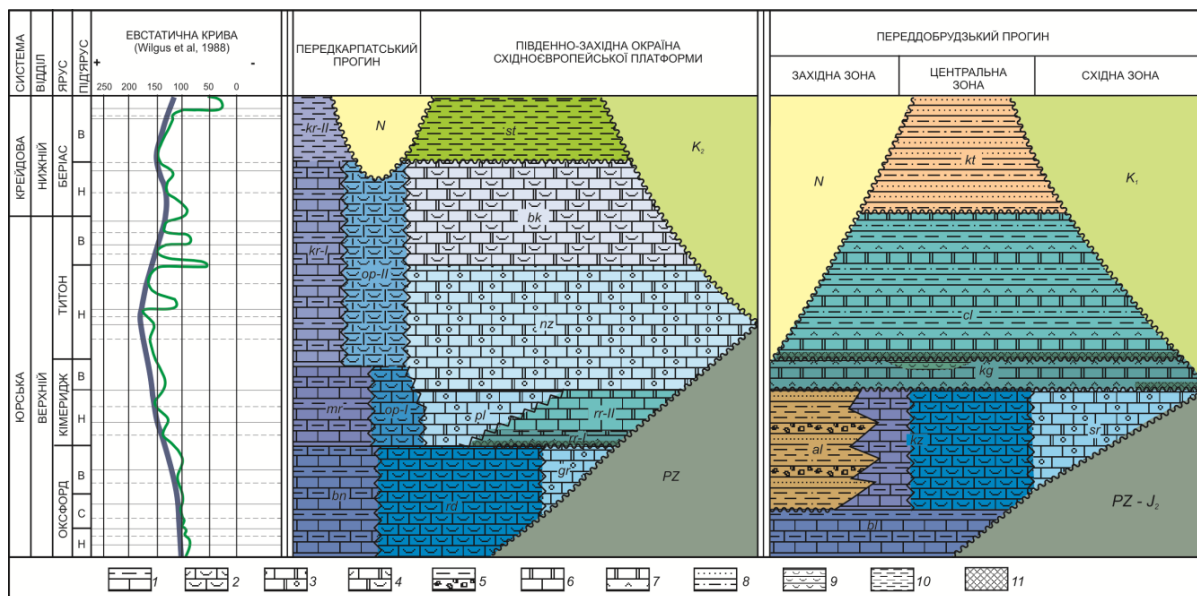


Рис. 3. Кореляційна модель седиментації верхньоярських відкладів Передкарпатського та Переддобрудзького регіонів України

Відклади: 1 – передрифові, 2 – рифові, 3 – зарифові, 4 – мілководні біогермні, 5 – алювіально-дельтові, 6 – лагуни, 7 – лагунно-евапоритові, 8 – лагунно-континентальні, 9 – галогенні, 10 – відкрито-морські, 11 – кора вивітрювання. Світи: *bn* – бонівська, *mr* – моранцівська, *kr* – каролінська, *rd* – рудківська, *op* – опарська, *gr* – городоцька, *pl* – підлубенська, *nz* – нижнівська, *bk* – буківненська, *st* – ставчанська, *bl* – болградська, *al* – алуатська, *kz* – казаклійська, *sr* – саратська, *kg* – конгазська, *cl* – чадир-пунзька, *km* – комратська

Кімеридзький вік. На межі оксфорду і кімериджу значні регресивні події призвели до значного обміління басейну усього Північно-Тетичного басейну. У Передкарпатті оксфордські рифи перекриті карбонатно-

теригенними строкатими мілководними та континентальними утвореннями раннього кімериджу. Разом вони утворили бар'єр, який перетворив східну частину басейну в ізольовану евапоритову лагуну, яка існувала до

середини кімериджу [5]. Потужності відкладів середньо-го-верхнього оксфорду (коралово-водоростеві біогерми) у Передкарпатті суттєво зменшені порівняно з аналогічними відкладами у сусідніх регіонах і складають близько 70 м [3]. У Переддобрудзькому регіоні їх потужність понад 150 м [7, 13], на хребті Іограф (Гірський Крим) – близько 130 м [1]. Це разом з наявністю викопної кори вивітрювання у підшві нижньокімеридзьких відкладів вказує на те, що верхня частина біогермних та зарифових відкладів оксфорду у Передкарпатті була різною мірою еродована на початку кімериджу. Слід відмітити, що ознаки перерви в осадконагромадженні у Передкарпатті спостерігаються лише частково у рифових та зарифових відкладах, в той час як у заглибленій частині басейну, що змістилася на захід, у сторону моря [4], продовжувалась нормально-морська карбонатна седиментація. Біогермні відклади кімериджу у Передкарпатському регіоні також зміщені у сторону відкритого моря і представлені пластовими губково-водоростевими тілами у товщі мікритових шельфових вапняків.

У Переддобрудзькому регіоні регресія наприкінці оксфорду спричинила значне зниження рівня моря, проте режим протоки та вплив річкового стоку зумовили існування рифу на окремих ділянках до середини кімериджу, в той час як у мілководній зоні за рифовим бар'єром відкладались мілководні вапняки, доломіти і аргіліти, а на платформі по палеозойських та келовейських породах розвивалась кора вивітрювання. Загалом відклади кімериджу у регіоні мають чіткі ознаки поступової зміни нормально-морських умов лагунно-евапоритовими [11]. Цьому сприяли також активізація тектонічного режиму Північної Добруджі, що призвела до збільшення території суходолу на півдні та аридизація клімату у кімериджіттоні [7]. Кімеридзький евапоритовий басейн являв собою систему лагун складної конфігурації, розділених внутрішніми бар'єрами (переважно рифами оксфорду-кімериджу) і різною мірою пов'язаних між собою, у яких відкладались евапоритові та галогенно-евапоритові, часом теригенні утворення [14].

Титон-беріаський вік. Визначальними факторами формування титон-беріаських відкладів на території Передкарпаття були були трансгресія на межі кімериджу і титону та загальний регресивний фон впродовж титону і раннього беріасу [4]. В цей час у регіоні сформувався потужний бар'єрний риф, який простягався з північ-північного заходу на південь-південний схід і цокелем якого слугували губково-мікритові біогерми кімериджу. На захід від рифу у відкритому басейні відбувалась нормально-морська переважно карбонатна седиментація, про що свідчать численні залишки планктонних організмів. На схід у зарифовій лагуні з вільним доступом морських вод існували численні рифолітні організми та у прибережній зоні сформувалась смуга дрібних моллюсково-водоростевих біогермів. Така екосистема, контрольована бар'єрним рифом, існувала до початку глобальних трансгресивних процесів у пізньому беріасі.

У Переддобрудзькому регіоні відклади титону мають скорочене поширення і виділяються з долею умовності [13]. Вони представлені строкатокілірними теригенними породами, палеонтологічно не охарактеризовані і за літологічним складом поділяються на чадир-лунзюку (алеверито-глинисту) і конгаську (піщанисту) світи). Більшість дослідників вважає їх типовим регресивним комплексом (компенсаційна товща) [9, 10]. У їх підшві (нижня частина чадир-лунзюкої світи) Л.Ф. Романовим [11] визначена викопна кора вивітрювання, розвинена по породах різного віку – від палеозою до нижнього кімериджу, що свідчить про перерву в осадконагромадженні та розмив значної частини відкладів. Умови протягом титону-беріасу на території регіону вважаються лагунно-континентальними, а зв'язок з морським ба-

сейном утрудненим [11]. Проте недавні дослідження дозволили виявити морські відклади титонського віку на окремих ділянках [15]. Це дає підстави припустити, що в минулому морські відклади цього віку були більш поширені, а враховуючи загальну регресивну тенденцію верхньоярських рифогенних відкладів, частина їх може бути перекрита насувом Північної Добруджі.

Висновки. Отже, порівнюючи умови осадконагромадження протягом пізньої юри на території Передкарпатського та Переддобрудзького регіонів України, чинники, що впливали на формування відкладів можна розділити дві групи – міжрегіональні та місцеві. До перших відносяться евстатичні коливання Світового океану, кліматичні зміни, глобальні тектонічні процеси. До других належать тектонічна обстановка у регіоні, палеогеографічні та палеоекологічні особливості ділянки палеобасейну.

На початку оксфордського віку у Передкарпатті та Переддобруджі відбувалась нормально-морська переважно карбонатна седиментація, пов'язана з зародженням та ростом рифових споруд. Річкова система території Переддобрудзького регіону, успадкована з середньої юри, у значно скороченому вигляді продовжувала існувати і у пізній юрі. Її вплив на процеси осадконагромадження став відчутним у середньому оксфорді, зумовивши значне скорочення області карбонатної седиментації і утворення у західній частині регіону глинисто-теригенної алуатської світи.

Регресія наприкінці оксфорду зумовила значне обміління усього Північно-Тетичного басейну і призвела до часткового розмиву біогермів у Передкарпатті та ізоляції східної частини басейну, де протягом раннього кімериджу існувала евапоритова лагуна. У Переддобрудзькому регіоні завдяки місцевим факторам рифова система існувала до середини кімериджу. Починаючи з цього часу на всій території регіону відбувались поступова зміна морських умов лагунними і в результаті утворення потужних теригенно-евапоритових та галогенних товщ.

Трансгресія у пізньому кімериджі відновила морські умови на всій території Передкарпаття, де протягом титону-беріасу існували потужний бар'єрний риф, дрібні прибережні біогерми та відкладались карбонатні передрифові та зарифові утворення. Вона відновила зв'язок з морем Переддобрудзького палеобасейну, де переважали лагунно-континентальні умови. Морські відклади титонського віку на цій території мали скорочене поширення і майже повністю еродовані внаслідок подальшої історії.

Список використаних джерел

1. Анікеєва О.В., Жабіна Н.М., (2009). Умови седиментації верхньоярських відкладів Гірського Криму (Ялтинський амфітеатр). Викопна фауна і флора України: геологічний та стратиграфічний аспекти. К.: ІГН НАНУ, 99-103.
2. Anikeeva O.V., Zhabina N.M., (2009). Sedimentation conditions of Upper Jurassic deposits in Mountain Crimea (Yalta amphitheater). Fossil fauna and flora in Ukraine: geological and stratigraphic aspects, Kyiv, IGS NANU, 99-103. (In Ukrainian).
3. Газизова С.А., (2009). К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Преддобруджский передовой прогиб. Институт геологии Уфимского научного центра РАН. Геологический сборник, 8, 88-93.
4. Gazizova S.A., (2009). By comparative analysis of deflections framing the East European platform. Pre-Dobrogea Foredeep. Institute of Geology, Ufa Scientific Center, Russian Academy of Sciences. Geological collection, 8, 88-93. (In Russian).
5. Жабіна Н.М., (2003). Оксфордські рифогенні відклади у Передкарпатті. Теоретичні та прикладні аспекти сучасної біостратиграфії фанерозою України. К.: ІГН НАНУ, 84-86.
6. Zhabina N.M., (2003). Oxfordian reefogenic deposits in Precarpathians. Theoretical and applied aspects of modern biostratigraphy of Phanerozoic of Ukraine. Kyiv, IGS NANU, 84-86. (In Ukrainian).
7. Жабіна Н.М., Анікеєва О.В., (2003). Еволюція поясів верхньоярського карбонатного шельфу на території Українського Передкарпаття. Доповіді НАН України, 8, 118-122.
8. Zhabina N.M., Anikeeva O.V., (2003). Evolution of belts of the Upper Jurassic carbonate shelf in Ukrainian Precarpathians. Papers of NAS of Ukraine, 8, 118-122. (In Ukrainian).

5. Жабіна Н.М., Анікеєва О.В., (2007). Оновлена стратиграфічна схема верхньої юри–неокому Українського Передкарпаття. Зб. наук. праць УкрДГРІ, 3, 46-56.

Zhabina N.M., Anikeeva O.V., (2007). The new stratigraphic scheme of Upper Jurassic-Neocomian of Ukrainian Precarpathians. Digest of Science proc. UkrDGRI, 3, 46-56. (In Ukrainian).

6. Круглов С., (1999). Формационно-геодинамическая корреляция юры и раннего мела юго-западного обрамления евразийской литосферной плиты. Геодинамика, 1(2), 70-82.

Kruhlov S., (1999). Formational-geodynamic correlation of the Jurassic and the Upper Cretaceous within the South-Western framing of the Eurasian lithospheric plate. Geodynamics, 1(2), 70-82. (In Russian).

7. Лещух Р.И., Пермяков В.В., Полухтович Б.М., (1999). Юрські відклади півдня України. Львів: Євровіт, 336 с.

Leshukh R.I., Permyakov V.V., Polukhtovich B.M., (1999). Jurassic deposits of the South of Ukraine. Lviv: Eurovit, 336 p. (In Ukrainian).

8. Мельниченко Т.А., Шафранська Н.В., (2010). Тектоніка і структурний план Передобрудського прогину. Геологія і полезні ископаемые Мирового океана, 3, 76-84.

Melnychenko T.A., Shafranska N.V., (2010). Tectonics and structural plan of the Dobrogea foredeep. Geology and mineral resources of the World Ocean, 3, 76-84. (In Ukrainian).

9. Полухтович Б.М., Самарская Е.В., Самарский А.Д., (1985). Особенности строения верхнеюрских рифов Юга Украины. Геология рифов и их нефтегазоносность: Тез. докл. Всесоюз. совещ. 16–18 апр. 1985 г., г. Карши УзССР, 134-136.

Polukhtovich B.M., Samarska E.V., Samarsky A.D., (1985). The features of construction of Upper Jurassic reefs in South of Ukraine. Geology of reefs and their oil and gas potential. Abstracts of Vsesoyuzny meeting 16–18 April 1985, Karshi, UzbekSSR, 134-136. (In Russian).

10. Полухтович Б.М., Самарский А.Д., Хныкин В.И., (1984). Верхнеюрские рифогенные постройки юго-запада СССР. Геология советских Карпат: Докл. советских геологов на XII конгрессе КБГА. К: Наук. думка, 156-163.

Polukhtovich B.M., Samarsky A.D., Khnykin V.I., (1984). Upper Jurassic reef constructions in Southwest of USSR. Geology of Soviet Carpathians: reports of Soviet geologists in XII Congress of CBGA. Kyiv, Nauk. dumka, 156-163. (In Russian).

11. Романов Л.Ф., (1976). Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штиинца, 208 с.

Romanov L.F., (1976). Mesozoic mottled rocks of territory between Dniester and Prut. Kishinev: Shtiintsa, 208 p. (In Russian).

12. Слюсарь Б.С. (1971). Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев: Штиинца, 246 с.

Slusar B.S., (1971). Jurassic deposits of Northern Pre-Black Sea Coast. Kishinev: Shtiintsa, 246 p. (In Russian).

13. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у двох томах. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Відп. редактор П.Ф. Гожик. (2014). К.: Логос, 636 с.

Gozhyk P.F. et al., (2014). Stratigraphy of Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine: in 2 volumes. Vol. 1. Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine. Kyiv, Logos, 636 p. (In Ukrainian).

14. Тюремина В.Г., Хмелевская Е.В., (1990). Литолого-геохимические и палеогеографические условия образования верхнеюрской эвапоритовой толщи Предобруджского прогиба: препринт / АН УССР. Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых. Львов, 47 с.

Tyuremina V.G., Khmelevskaya E.V., (1990). Lithology-geochemical and paleogeography conditions of forming of Upper Jurassic evaporite strata in Pre Dobrogea deep: preprint / AN USSR. Inst. of geology and geochemistry of fuels. Lvov, 47 p. (In Russian).

15. Anikeeva O., Zhabina N., (2014). Ukrainian part of the Upper Jurassic reef belt of Europe and correlation with adjacent regions. Buletini i Shkencave Gjeologjike 1/2014 – Special Issue. Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania, 24–26 Sept. 2014, 191-194.

16. Leinfelder R.R., Schmid D.U., Nose M., Werner W., (2002). Jurassic reef patterns – the expression of a changing globe. Phanerozoic Reef Patterns – SEPM Special Publication, 72, 465-520.

Надійшла до редколегії 15.05.15

O. Anikeeva, Cand. Sci. (Geol.), Postdoctoral Student
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: geolena@ukr.net

CORRELATIVE SEDIMENTARY MODEL OF UPPER JURASSIC REEF DEPOSITS IN PRECARPATHIAN AND PREDOBROGEAN REGIONS OF UKRAINE

The correlative model of sedimentation of Upper Jurassic deposits in the Precarpathian and Predobrogean regions of Ukraine is presented. It is based on the model of sedimentation of Upper Jurassic–Valanginian deposits in Ukrainian Precarpathia according to the eustatic curve. The aim of the work was the detailed reconstruction and comparison of sedimentary conditions in different parts of paleobasin. Microfacies study of Upper Jurassic sediments, as well as analysis and synthesis of numerous literature data have been conducted. Two groups of factors that controlled these deposits formation are identified. Inter-regional factors include the eustatic fluctuations of the World Ocean, climate changes and global tectonic processes. Local factors include tectonic situation in the region, paleogeographic and paleoecological features in the part of paleobasin. The main stages (Oxfordian, Kimmeridgian and Tithonian–Berriasian) of the development of different parts of paleobasin are described. At the beginning of Oxfordian time, the normal marine, predominantly carbonate sedimentation associated with the birth and growth of reef constructions occurred in Precarpathians and Predobrogea. In Predobrogea region, the relict Middle Jurassic river system in a significantly reduced form continued to exist during the Late Jurassic. Its influence on the processes of sedimentation increased in the Middle Oxfordian that predetermined a significant decrease of the area of carbonate sedimentation and forming the clay-terrigenous aluat suite in the western part of the region. A regression in the Late Oxfordian caused a considerable shallowing of the whole North-Tethyan basin and led to a local erosion of bioherms in Precarpathians and isolation of eastern part of the basin where there was an evaporite lagoon during the Early Kimmeridgian. In Predobrogea, due to local factors the reef system functioned until the Late Kimmeridgian. Since that time on all territory of Predobrogea, conditions have gradually changed from marine to lagoon and as a result the clastic-evaporite and halogen sequences have been formed. A transgression in the Late Kimmeridgian has resumed the marine environments all over the territory of Precarpathians where during the Tithonian–Berriasian there was a thick barrier reef, shallow coastal bioherms and also carbonate pre-reef and back-reef deposits were forming. This transgression has also restored a link with the sea in Predobrogea where lagoon-continental environments dominated. Tithonian marine sediments in this region were distributed locally and have been eroded almost completely.

Keywords: Upper Jurassic, sedimentary model, reefs, Precarpathians, Predobrogea.

Е. Анікеєва, канд. геол. наук, докторант
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна,
E-mail: geolena@ukr.net

КОРРЕЛЯЦІОННА СЕДИМЕНТАЦІОННА МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЮРСЬКИХ РИФОГЕННИХ ОТЛОЖЕНІЙ ПРЕДКАРПАТСЬКОГО І ПРЕДОБРУДЖСЬКОГО РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

Представлена кореляційна модель седиментації верхнеюрських отложений Предкарпатського і Преддобруджського регіонів України, створена на основі седиментаційної моделі верхньої юри–валанжина Українського Предкарпаття, узгодженої з естатическою кривою. Целью роботи була детальна реконструкція і сравнение условий осадконакопления в различных частях палеобассейна. Были проведены микрофациальные исследования отложений верхней юры, а также анализ и обобщение литературных данных. Определены две группы факторов, влияющих на формирование отложений – межрегиональные и местные. К первым относятся эстатические колебания Мирового океана, климатические изменения, глобальные тектонические процессы. Ко вторым – тектоническая обстановка в регионе, палеогеографические и палеоэкологические особенности участка палеобассейна. Определены основные этапы развития различных участков палеобассейна – оксфордский, киммериджский и титон–берриасский. В начале оксфордского времени в Предкарпатье и Преддобруджье происходила нормальноморская преимущественно карбонатная седиментация, связанная с зарождением и ростом рифовых построек. Речная система на территории Преддобруджского региона, унаследованная со средней юры, в значительной сокращенном виде продолжала существовать в поздней юре. Ее влияние на процессы осадконакопления усилилось в среднем оксфорде, приведя к значительному сокращению области карбонатной седиментации и образованию в западной части региона глинисто-терригенной алуатской свиты. Регрессия в конце оксфорда обусловила значительное обмеление всего Северо-Тетического бассейна, привела к частичному размытию биогермов в Предкарпатье и изоляции восточной части бассейна, где на протяжении раннего киммериджа существовала эвапоритовая лагуна. В Преддобруджском регионе, благодаря местным факторам, рифовая система сохранилась до середины киммериджа. Начиная с этого времени, на всей территории региона происходила постепенная смена морских условий лагунными и, в результате, образование терригенно-эвапоритовых и галогенных толщ. Трансгрессия в позднем киммеридже возобновила морские условия на всей территории Предкарпатя, где на протяжении титона–берриаса существовали мощный барьерный риф, мелкие прибрежные биогермы и отлагались карбонатные прерифовые и зарифовые образования. Она восстановила связь с морем Преддобруджского палеобассейна, где преобладали лагунно-континентальные условия. Морские отложения титона на этой территории были распространены локально и в дальнейшем почти полностью эродированы.

Ключевые слова: верхняя юра, седиментационная модель, рифы, Предкарпатье, Преддобруджье.

УДК 551.35+561.261+551.89(292.33+292.34)

О. Огиенко, ассист.
E-mail: ogienko@univ.kiev.ua;Ю. Тимченко, канд. геол. наук, млад. науч. сотруд.
E-mail: maeotica@ukr.netКиевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская 90, г. Киев, 03022 Украина

ВЛИЯНИЕ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА НА ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ В АКВАТОРИИ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

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

Статья посвящена исследованию обстановок осадконакопления в позднем голоцене в северной, наиболее открытой к океану и чувствительной к быстрым изменениям климата, части акватории Антарктического п-ова. Цель работы – проследить последовательные изменения гидрологических и климатических палеоусловий, в которых происходило формирование осадков колонки K98-09 (глубина моря 1227 м) на основе анализа таксономического состава и экологической структуры комплексов ископаемых диатомовых водорослей из поверхностных верхнечетвертичных отложений. По данным диатомового анализа с учетом литологической характеристики горизонтов было определено, что осадки колонки формировались в глубоком бассейне с сильным океаническим влиянием и смешением разнотемпературных водных масс, с ледовым покровом зимой и средними температурами поверхностного слоя воды в период вегетации $-1 - +1,5^{\circ}\text{C}$.

Анализ таксономического состава комплексов показал, что осадконакопление происходило в позднем голоцене, а сопоставление полученных результатов с данными палеоклиматических исследований [7, 9-10] позволило установить, что время начала формирования осадков колонки соотносится с неогляциалом ($\leq 2,4$ тыс лет). По приближительным оценкам, средняя скорость осадконакопления в позднем голоцене в районе расположения станции составляла не менее 18-19 см/1000 лет, а примерно 450-500 лет назад в районе северной оконечности Антарктического п-ова началось потепление, продолжающееся до настоящего времени.

Представленная работа содержит новую информацию о скорости и условиях осадконакопления в северной акватории Антарктического п-ова, что важно при реконструкциях климата позднего голоцена и палеоокеанологических исследованиях позднечетвертичной истории Южного океана.

Ключевые слова: седиментация, донные осадки, диатомовые водоросли, палеоклимат, голоцен, Антарктика.

Введение и постановка проблемы. Изучение и интерпретация палеоклиматических событий в Антарктическом регионе имеет большое значение не только для понимания закономерностей изменения климата и его долгосрочного прогноза, но и для правильной оценки последовательной трансформации условий осадконакопления в Южном океане. Антарктика относится к территориям, наиболее чувствительным к изменениям климата [6], что сказалось на четвертичной истории ее развития. Морские отложения, вмещающие ископаемые комплексы микроорганизмов, живших в различное время и отложившихся при формировании соответствующих осадков, являются своеобразной беспрерывной летописью, содержащей сведения об условиях осадконакопления, а сами микроорганизмы – надежными индикаторами палеогеографических обстановок. Особо полную информацию можно получить, исследуя комплексы микрофоссилий не только из поверхностных осадков, но и из отложений, вскрытых разрезами колонок бурения.

Особенно перспективны при реконструкциях палеоседиментологических обстановок и климатических изменений в Южном океане – одном из поясов кремненакопления – диатомовые водоросли. В донных осадках антарктического кремневого пояса содержится от 30-50 до 70% биогенного опада, современная скорость накопления аморфного кремнезема в донных осадках достигает $0,5-1 \text{ г/см}^2$ за 1000 лет [3]. В отложениях Антарктики панцири диатомовых содержатся в большом количестве, а сами они являются хорошими показателями условий среды, в которой существовали, вследствие своей чувствительности к температуре и солености воды, освещенности, гидродинамическому режиму, ледовым условиям и т. д., поэтому их часто используют для палеоокеанологических реконструкций [18]. Гидрологические условия среды, в которых формировались осадки, влияли на количество диатомовых в планктонных ассоциациях и на их видовое разнообразие. Реконструкции условий осадконакопления региона, выполненные по ископаемым комплексам кремнистых микрофитофоссилий из донных отложений, предполагают оценку степени развития и площади распространения морского ледового покрова, а также температуры и

солености морской воды в прошлом, что, в свою очередь, позволяет судить о глобальных палеоклиматических изменениях [16].

Анализ предыдущих исследований и публикаций. В донных отложениях акватории Антарктического п-ова нашли отражение быстрые изменения климата, характерные для голоцена. Современные реконструкции основных этапов изменения климата базируются на фактическом материале, полученном в результате геологических и геофизических исследований, и результатах выполнения международной программы ODP глубоководного бурения (Ocean Drilling Program). Анализ данных из нескольких скважин в юго-восточной части шельфа Южных Оркнейских о-вов позволил расчленить толщи донных осадков и проследить палеоклиматические изменения в кайнозое [13]. Целью научно-исследовательской программы KARP Республики Корея (Korea Antarctic Research Program) является реконструкция климатической и океанографической истории в позднечетвертичное время, для чего изучаются донные отложения северной части Антарктического п-ова, Южных Оркнейских о-вов, Южных Шетландских о-вов, юго-западной части моря Скоша, южной части пролива Дрейка [14-15, 20-21]. Анализ отложений пролива Брансфилда позволил проследить колебания климата и распад морского ледового щита в позднем голоцене [19]. В качестве одного из методов палеоокеанологического изучения используется диатомовый анализ, с помощью которого удалось выделить климатические позднелейстоценовые-голоценовые события в регионе, связанные с окончательным отступлением и таянием морского ледового покрова последнего антарктического оледенения [7-8 и др.].

Однако, степень геологической изученности Антарктики сравнительно невелика, по сравнению с экваториальными районами Мирового океана [1]. Поэтому палеоокеанологическая летопись данного региона все еще остается недостаточно изученной, а районы опробования и проведения исследований расположены фрагментарно. Сравнительный анализ имеющегося скважинного материала с палеоклиматической оценкой полученных данных (в том числе, и по диатомовым)

приведен в [9]. Следует отметить, что северная оконечность Антарктического п-ова чувствительна к позднечетвертичным изменениям климата, поскольку с трех сторон омывается открытоокеаническими водами и в меньшей степени подвержена материковому влиянию.

Характеристика территории, фактический материал и методы. Цель исследований – на основе изучения ископаемых диатомовых водорослей из поверхностных верхнечетвертичных осадков проследить вверх по разрезу последовательные изменения гидрологических и климатических палеоусловий, в которых происходило

формирование этих осадков, в наиболее открытой к океану части акватории Антарктического п-ова.

Для этого нами была изучена колонка донных морских отложений длиной 45 см, отобранная с борта НИС "Эрнст Кренкель" во время Украинской Антарктической экспедиции 1997-1998 гг. Станция расположена на полигоне возле о. Мордвинова (Elephant Island), глубина моря составляет 1227 м (рис. 1). Остров Мордвинова относится к архипелагу Южные Шетландские о-ва, отделенному от Антарктического п-ова проливом Брансфилда, а от Южной Америки – проливом Дрейка.



Рис. 1. Схема района работ с расположением станции K98-09 (коорд.: S 60°59,9', W 56°11,4')

На диатомовый анализ было отобрано 15 образцов через каждые 3 см (табл. 1). Извлечение панцирей производилось по стандартной методике на базе Лаборатории микропалеонтологии и биостратиграфии УНИ "Институт геологии" Киевского национального университета имени Тараса Шевченко. Постоянные препараты изготовлены на основе синтетической смолы NAPHRAX с коэффициентом преломления 1,74. Изучение диатомовых производилось с помощью светового микроскопа Olimpus CX4. при увеличении 600-800х. Подсчет количества створок – до 600 экземпляров с последующим определением процентной доли каждого вида в составе комплекса. Сохранность створок хорошая. Всего был определен 81 вид и разновидность диатомовых, принадлежащих к 39 родам.

Следует отметить, что в диатомовых комплексах по всей длине колонки доминируют грубопанцирные виды *Thalassiosira antarctica* Combe и *Fragilariopsis kerguelensis* (Meara) Hust, створки которых устойчивы к растворению и хорошо накапливаются в донных отложениях. При использовании диатомового анализа для изучения осадков полярных областей нужно учитывать, что только часть створок планктонных диатомовых попадает в осадок; для Антарктических вод это около 10% [2]. Наиболее устойчивы к растворению грубые панцири с толстыми стенками, нежные и тонкие створки, как правило, растворяются. Это меняет соотношение видов в ископаемых комплексах по сравнению с живыми ассоциациями, что нужно учитывать при палеогеографических построениях. Однако, сохранившиеся виды все же обеспечивают довольно точное представление о палеообстановках [16].

Литологическое описание пород, слагающих колонку, было сделано макроскопически, непосредственно перед лабораторной обработкой образцов для извлечения

кремнистых микрофитофоссилий. В целом, колонка представлена светло-серым с буровато-зеленым оттенком глинистым алевролитом с примесью псаммитового материала и мелкого гравия кристаллических пород. Описание пород колонки станции приведено в табл. 1.

Результаты исследований. Породы колонки характеризуются следующими литологическими особенностями. Верхний слой, 0-3 см, – современный рыхлый слабокарбонатный осадок с повышенным содержанием пелитовой фракции. На уровнях 18-24 см и 30-39 см бурый оттенок пород обусловлен, скорее всего, содержанием оксидов и гидроксидов железа в цементирующей массе, что связано с более плотной цементацией породы. На этих же уровнях увеличивается доля примеси псаммитового и гравийного материала. Между литологическими разностями пород переход плавный, границы нечеткие.

Комплексы диатомовых из всех образцов пород с различных уровней колонки имеют схожий таксономический состав, сложены морскими и океаническими планктонными видами и отличаются только их процентным соотношением. Диатомовые, жизнь которых связана с субстратом, практически полностью отсутствуют. Большинство видов, слагающих комплексы, являются индикаторами или антагонистами ледового режима [5, 11, 17].

По толерантности к ледовой обстановке нами были выделены две экологические группы диатомовых водорослей:

1. антарктический морской планктон и криофилы, существующие в холодных антарктических морских водах, насыщенных льдом, при низких или отрицательных температурах, часто являются обрастателями льда,
2. субантарктические океанические и открытоморские виды, обитающие, как правило, при более высоких температурах в водах, лишенных льда.

Таблица 1

Литологическое описание пород колонки станции K98-09

Интервал, см	Литологическая характеристика горизонта	Интервал опробования, см
0-3	Глинистая слабокарбонатная порода светло-серого цвета с легким зеленоватым оттенком, с примесью алевроитовой и псаммитовой фракций, а также единичных зерен гравия, сложенного кварцем и кристаллическими породами; порода несцементированная, рыхлая	0-3
3-18	Светло-серый с зеленоватым оттенком глинистый алевроит с примесью псаммитового и мелкогравийного материала, бескарбонатный, слабой степени цементации	3-6
		6-9
		9-12
		12-15
		15-18
18-24	Серый с зеленовато-бурым оттенком слабоглинистый алевроит со значительной примесью псаммитового и гравийного материала; порода бескарбонатная, плотная, комковатая	18-21
24-30	Светло-серый с буровато-зеленым оттенком слабоглинистый алевроит с примесью псаммитового и мелкогравийного материала; порода плотная, бескарбонатная	21-24
		24-27
30-39	Алевроит слабоглинистый серого цвета с бурым оттенком, с примесью псаммитового и гравийного материала; порода очень плотная, бескарбонатная	27-30
		30-33
		33-36
39-45	Алевроит глинистый бескарбонатный серого цвета с зеленовато-бурым оттенком, с примесью псаммитового материала и единичными зернами гравия; порода плотная	36-39
		39-42
		42-45

В группе антарктического морского планктона доминирует холодноводная разновидность *Thalassiosira antarctica* (T1), доля которой в комплексах от 10% до 20%. Также присутствуют гипноспоры *Chaetoceros* (3-10%), *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg. (0,5-4%), *Fragilariopsis curta* (Heurck) Hust (0,5-4,5%), *F. cylindrus* (Grun.) Krieger (0,5-3,5%), *Actinocyclus actinochilus* Ehr. (0,5-7,5%), *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle & Slims (1-2%). В холодных, насыщенных льдом, водах существует океанический вид *Eucampia antarctica* var. *recta* (Mang.) Fryx. & Prasad, доля которого в комплексах 2,5-13%. В целом, количество холодноводных видов в комплексах от 30% до 60%.

В группе более теплолюбивых, как правило, океанических, субантарктических видов – антагонистов ледовых условий – доминирует *Fragilariopsis kerguelensis* с долей 10-25%. Присутствуют: *Thalassiosira lentiginosa* (Jan.) Fryx. (2-7%), *T. gracilis* var. *gracilis* (1-11%), теплолюбивая разновидность *T. antarctica* (T2) (2-8%), *Thalassiothrix antarctica* Schimper ex Karsten (2-6%), *Eucampia antarctica* var. *antarctica* (Castr.) Mang. (1-6%), *Odontella weissflogii* (Jan.) Grun. (0-3%), *Rhizosolenia styliformis* Brigh. (0-2,5%). Доля в комплексах представителей этой экологической группы – от 30% до 60%.

Около 5-10% – виды-индифференты, существующие в широком диапазоне температур. Доля в диатомовых комплексах каждого из видов этой группы незначительна. На некоторых уровнях встречены единичные переотложенные створки ныне вымершего вида *Actinocyclus ingens* Rattray.

Процентное соотношение экологических групп диатомовых водорослей в комплексах и его изменение по колонке приведены на рис. 2-3. Анализируя его, можно отметить, что содержание двух экологических групп на разных уровнях противоположно. Можно выделить интервал 18-39 см с доминированием холодноводных морских диатомовых, что, возможно, связано с понижением температуры воды и, как следствие, усугублением ледовой обстановки. На уровне 27-30 см выражен небольшой пик увеличения доли океанических видов, связанный с некоторым потеплением и уменьшением площади льдов. В интервалах 9-18 см и 39-45 см зафиксированы примерно равные доли экологических групп в диатомовых комплексах. С уровня 9 см и до поверхности отмечается устойчивая тенденция к увеличению океанических видов диатомовых и, соответственно, уменьшению морских антарктических. Следует отметить, что пики доминирования холодноводных морских видов совпадают

с увеличением во вмещающих комплексах породах гравийных и песчаных примесей, что говорит об увеличении поступления в осадок терригенного материала с айсберговой разгрузкой (рис. 2-3, табл. 1).

По данным изучения особенностей литологического строения пород и соотношению экологических групп диатомовых, колонку K98-09 можно разделить на два интервала.

В интервале 18-45 см преобладают, преимущественно, холодноводные морские диатомовые, их содержание образует два отчетливых пика на уровнях 33-36 см и 21-24 см (рис. 2-3). Доля океанических субантарктических диатомовых, как правило, ниже, с небольшими пиками на уровнях 42-45 см, 27-30 см и 15-18 см.

Доминирование "ледовых" диатомовых проявляется в увеличении доли в комплексах таких видов, как *A. actinochilus*, *E. antarctica* var. *recta*, *P. glacialis*, холодноводных представителей рода *Fragilariopsis* (рис. 2), что указывает на два периода похолодания, что также отмечается в литологических особенностях пород в виде увеличения количества псаммитовой составляющей и гравия (табл. 1). Во время трех периодов потепления содержание криофилов в диатомовых комплексах уменьшается, а доля *F. kerguelensis*, *T. antarctica* (T2), *T. lentiginosa* – увеличивается (рис. 3).

Для интервала 0-18 см характерно преобладание более теплолюбивых морских открытоводных и океанических видов диатомовых. На уровне 15-18 см – некоторое увеличение их содержания, на 9-15 см – примерно равные доли двух экологических групп, с 9 см вверх – увеличение океанических видов и уменьшение морских холодноводных. Примечательно, что в интервале 0-3 см, где доля двух групп диатомовых водорослей наиболее разнится, в породе отмечается единственная для всей колонки примесь карбоната (табл. 1). Возможно, это связано с потеплением и развитием карбонатного планктона.

Устойчивая тенденция к увеличению процентного содержания океанических видов вверх по колонке в интервале заметна по изменению содержания определенных видов (рис. 2-3). Среди холодноводных диатомовых доля *A. actinochilus* несколько увеличилась, а *E. antarctica* var. *recta* – уменьшилась, существенно меньше *P. glacialis* и холодноводных представителей *Fragilariopsis*. Среди океанических видов возросло количество субантарктических *F. kerguelensis* и *T. lentiginosa*, резко возросло – океанической холодноводной *T. gracilis*.

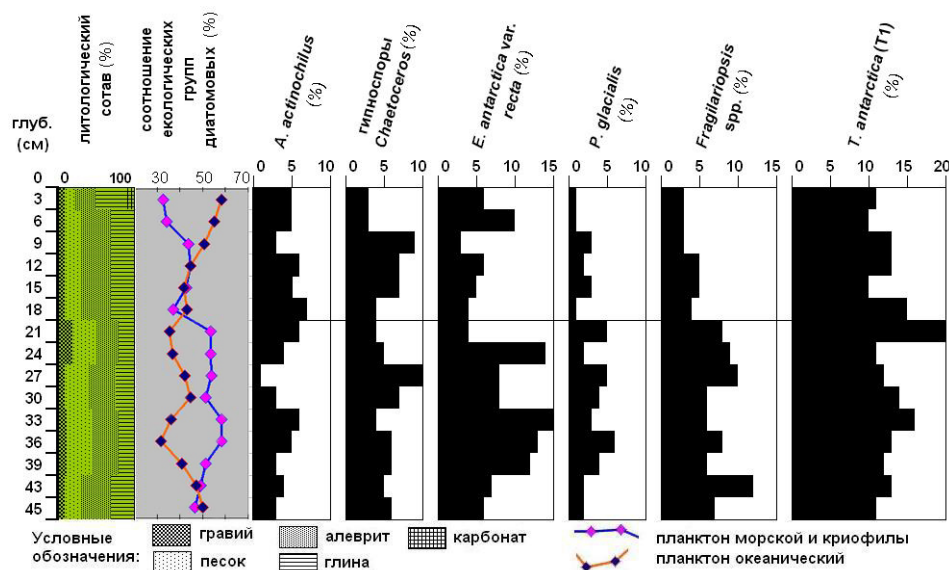


Рис. 2. Вертикальное распределение холодноводных морских и криофильных диатомовых по колонке и соотношение экологических групп в комплексах осадков колонки K98-09

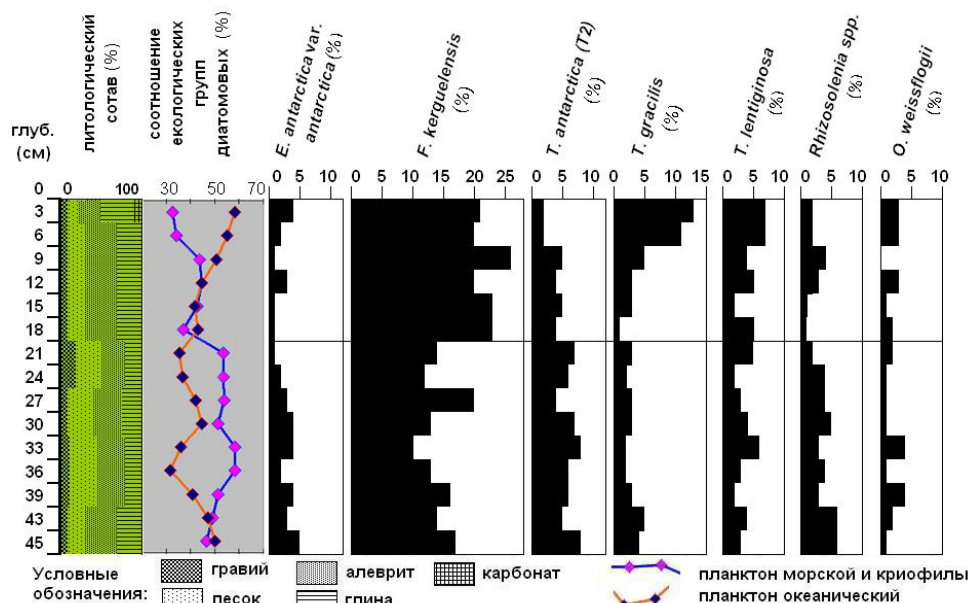


Рис. 3. Вертикальное распределение океанических диатомовых по колонке и соотношение экологических групп в комплексах осадков колонки K98-09

Обсуждение результатов исследования. Анализируя таксономический состав и экологическую структуру диатомовых комплексов из осадков колонки, можно отметить общие закономерности. Практически полное отсутствие бентоса и доминирование планктона указывает на значительные глубины бассейна. Соизмеримые доли в диатомовых комплексах холодноводных морских видов и криофилов, с одной стороны, и океанических субантарктических видов, с другой, связано с расположением станции в зоне сильного океанического влияния и смешения разнотемпературных водных масс Антарктического Циркумполярного течения и холодных приантарктических вод моря Уэдделла. Также можно сделать вывод о наличии ледового покрова зимой и дрейфующего льда летом. Средние температуры поверхностного слоя воды в период вегетации составляли от -1°C до $+1,5^{\circ}\text{C}$ [12]. Однако, в течение позднего голоцена климатические условия неоднократно менялись.

Повышенное содержание холодноводных видов в комплексах на уровнях 33-36 см и 21-24 см указывает

на более суровые океанические условия, низкую температуру воды, ледовые обстановки. Похолодания чередовались с кратковременными периодами повышения температуры, о чем свидетельствуют осадки интервалов 42-45 см, 27-30 см, 15-18 см. Существование открытых океанических обстановок и ослабление ледового режима отражается на составе комплексов из осадков с уровня 18 см и до поверхности колонки; доминирование тут океанических видов обусловлено увеличением доли холодноводной пелагической *T. gracilis*, что свидетельствует не столько о быстром повышении температуры воды, сколько об изменении гидрологического режима и открытоводных условиях. Преобладание на этих уровнях субантарктических видов свидетельствует о повышении температуры приповерхностной водной массы до $+4-5^{\circ}\text{C}$. В целом, диатомовые комплексы указывают на условия седиментогенеза и климат, близкие к современным. Устойчивое повышение доли более тепловодных видов в верхней части колонки говорит о начале потепления, продолжающегося и сейчас, что подтверждается данными [8].

Накопление осадков происходило в голоценовое время – об этом свидетельствуют как литологические особенности осадка, так и видовой состав комплексов диатомовых водорослей по всей длине колонки, составляющей 0,45 м. А.П. Лисицын для Южного океана в районе Антарктиды указывает скорости современного осадконакопления от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров в тысячу лет [3]. По данным [7], скорости осадконакопления в юго-западной части моря Скоша в позднем голоцене составляли около 38 см/1000 лет.

О времени седиментации можно судить по чередованию периодов похолодания и потепления, прослеженных нами по изменению соотношения экологических групп диатомовых водорослей в комплексах. Исследования, проводимые вблизи изучаемого района Антарктического п-ова в проливе Брансфилда, в районе впадины Палмера и др. [9-10, 19] по данным комплексных исследований (включая диатомовые), а также в юго-западной части моря Скоша [7, 21] по данным диатомового анализа, позволили выделить несколько стадий изменения голоценового климата, имеющие определенные региональные отличия: последний ледниковый максимум, климатический оптимум, неогляциал, "средневековый теплый период" (иногда с последующим "малым ледниковым периодом") и современное быстрое потепление.

Три основные голоценовые климатические стадии Западной Антарктики были охарактеризованы по диатомовым для юго-западной части моря Скоша [7]:

1 – последний ледниковый максимум, ранний голоцен (~23,40-8,3 тыс лет BP (*before present*)), характеризовался плотным ледовым покровом и низкой биопродуктивностью вод. В диатомовых комплексах из донных отложений доминируют *F. kerguelensis*, *E. antarctica*, *A. actinochilus*;

2 – климатический оптимум, средний голоцен (8,3-2,4 тыс лет BP), – открытоводные условия и повышенная биопродуктивность. Доминантный вид – *F. kerguelensis*, субдоминантными являются *R. styliformis* (до 25%) и *T. antarctica* (T2). Повышенная доля *T. antarctica* (T2) в комплексах выделена как местный индикатор среднеголоценового климатического оптимума [7];

3 – неогляциал, верхний голоцен (<2,4 тыс лет BP), характеризовался частично открытоводными условиями. В комплексах из осадков доминирует *F. kerguelensis*, существенно уменьшается доля *R. styliformis* и *T. antarctica* (T2). Преобладает холодноводная разновидность *T. antarctica* (T1), также увеличивается доля ледовых диатомовых.

Результаты наших исследований показали, что малое содержание в комплексах диатомовых водорослей из осадков колонки K98-09 видов-индикаторов среднеголоценового климатического оптимума, а именно *R. styliformis* и *T. antarctica* (T2), позволяет соотнести время осадконакопления с третьей стадией, т.е., с неогляциалом. Таким образом, возраст начала формирования отложений колонки можно определить как не раньше 2,4 тыс лет BP.

Неогляциал в районе Антарктического п-ова характеризуют как отчетливо выраженное похолодание климата, усиление ледовой обстановки и охлаждение поверхностных вод [10]. Для отложений залива Прюдс, Восточная Антарктика [4], по экологической структуре диатомовых комплексов позднего голоцена выделена экзона 1, соответствующая неогляциалу, она датирована периодом 0-2 тыс лет. По данным [9], возраст неогляциала определен ориентировочно в 2,6-1,6 тыс календарных лет. Данные ледовых скважин Восток и Комсомольская относят начало неогляциала к периоду до 2,5 тыс календарных лет [10]. Изучение донного осадочного материала из впадины Палмера и залива Ферт-оф-Тей

показало, что позднеголоценовое похолодание продолжалось на некоторых участках региона вплоть до начала современного потепления [9]. Следует отметить, что различные данные по определению абсолютного возраста радиоуглеродным методом часто трудно сопоставлять, поскольку исследователями используется либо приблизительный абсолютный возраст (BP, *before present*), либо календарный (калиброванный, с учетом поправки на жесткость морской воды).

Отнесения начала осадконакопления донных отложений колонки K98-09 к неогляциальному периоду с учетом приведенных абсолютных датировок позволяет нам ориентировочно рассчитать среднюю скорость осадконакопления в позднем голоцене в районе расположения станции как не менее 18-19 см/1000 лет. Для сравнения, в это же время скорость осадконакопления в заливе Прюдс оценивается в 15-20 см/1000 лет [4].

Устойчивая тенденция к увеличению в диатомовых комплексах из осадков колонки доли океанического планктона отчетливо заметна с глубины 9 см (рис. 2-3), что, с учетом полученной скорости накопления осадка, позволяет приблизительно оценить возраст интервала не более 0-500 лет. Возможно, что воздействие температурных колебаний "малого ледникового периода" на развитие кремневого планктона были сглажены влиянием открытого океана и циркуляцией разнотемпературных водных масс Антарктического Циркумполярного течения.

Выводы. Анализ видового состава и экологической структуры диатомовых комплексов из осадков колонки K98-09 в северной части акватории Антарктического полуострова позволил сделать выводы о палеогидрологических и палеоклиматических условиях осадконакопления в позднеголоценовое время.

По таксономическому составу и экологической структуре комплексов было определено, что осадки колонки формировались в обстановках глубокого бассейна, на гидрологических условиях которого сказалось сильное океаническое влияние и смешение разнотемпературных водных масс Антарктического Циркумполярного течения и холодных приантарктических вод моря Уэдделла. Акватория характеризовалась наличием ледового покрова зимой и дрейфующего льда летом; среднелетние температуры поверхностного слоя воды составляли от -1°C до +1,5°C.

Анализ таксономического состава комплексов показал, что осадконакопление происходило в позднем голоцене. Динамика соотношения двух выделенных экологических групп диатомовых в комплексах по разрезу колонки позволила выделить за это время два отчетливых периода похолодания, чередующихся с тремя кратковременными периодами повышения температуры. Сопоставив наши результаты с данными из юго-западной части моря Скоша (Западная Антарктика) [7], пролива Брансфилда, района впадины Палмера и др. (Антарктический п-ов) [9-10] и залива Прюдс (Восточная Антарктика) [4], мы соотнесли время начала формирования осадков колонки с неогляциалом ($\leq 2,4$ тыс лет) и определили среднюю скорость осадконакопления в позднем голоцене в районе расположения станции ($\geq 18-19$ см/1000 лет). Эти приблизительные расчеты дают основания предполагать, что примерно 450-500 лет назад в районе северной оконечности Антарктического п-ова началось потепление, продолжающееся до настоящего времени.

Результаты палеоклиматических исследований и выводы о скорости и условиях осадконакопления в северной акватории Антарктического п-ова представляют научный интерес и имеют прикладное значение при реконструкциях климата позднего голоцена полярных областей, а также могут быть использованы для палеоокеанологических исследований позднечетвертичной истории как Южного океана, так и Арктики.

Перечень использованных источников

1. Гожик П.Ф., Орловский Г.Н. и др., (1991). Геология и металлогения Южного океана. К.: Наукова думка, 192 с.
2. Gozhyk P.F. et al., (1991). Geology and metallogeny of the Southern Ocean [Geologiya i metallogeniya Yuzhnogo okeana]. Kyiv, Naukova Dumka – Scientific thought, p. 192. (In Russian).
3. Козлова О.Г., (1964). Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М.: Наука, 167 с.
4. Kozlova O.G., (1964). Diatoms of the Indian and Pacific sectors of the Antarctic [Diatomovye vodorosli indyiskogo i tihookeanskogo sektorov Antarktik]. Moscow, Nauka – Science, p. 167. (In Russian).
5. Лисицин А.П., (1994). Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 448 с.
6. Lisitsyn A.P., (1994). Ice sedimentation in the World's ocean [ledovaya sedimentatsiya v mirovom okeane]. Moscow, Nauka – Science, p. 448. (In Russian).
7. Пушина З.В., (2008). Позднечетвертичные диатомовые водоросли и эволюция палеогеографических обстановок в центральном секторе Восточной Антарктики. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук, специальность 25.00.02 "Палеонтология и стратиграфия". Санкт-Петербург, 20 с.
8. Pushyna Z.V., (2008). Late Quaternary diatom end evolution of paleogeographic environments in the central sector of East Antarctica [Pozdnechetvertichnye diatomovye vodorosli i evolyutsyy paleogeograficheskikh obstanovok v tsentralnom sektore Vostochnoy Antarktik]. Avtoreferat dissertatsyi, Sankt-Peterburg. – Thesis of Dr. dissertation. St. Petersburg, p. 20. (In Russian).
9. Armand L., Crosta X., Romero O., Pichon J.-J., (2005). The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 1. Sea ice related species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223, 93-126.
10. Armand L., Leventer A., (2003). Palaeo Sea Ice Distribution - Reconstruction and Palaeoclimatic Significance. In *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology* (Chapter 11, 333-372). Ed. by D.N. Thomas & G.S. Dieckmann, p. 416
11. Bak Y.-S. et al., (2007). Diatom evidence for Holocene paleoclimatic change in the South Scotia Sea, West Antarctica. *Geosciences Journal*, 11, 11-22.
12. Barbara L. Crosta X., Schmidt S., Masse G., (2013). Diatoms and biomarkers evidence for major changes in sea ice conditions prior to the instrumental period in Antarctic Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 79, 99-110.
13. Barnard A., Wellner J.S., Anderson J.B., (2014). Late Holocene climate change recorded in proxy records from a Bransfield Basin sediment core, Antarctic Peninsula. *Polar Research*, 33, 17236, <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v33.17236>.
14. Bentley M.J. et al., (2009). Mechanisms of holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene*, 19 (1), 51-69.
15. Crosta X., Romero O., Armand L., Pichon J.-J., (2005). The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 2. Open ocean related species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223, 66-92.
16. Esper O., Gersonde R., Kadagies N., (2010). Diatom distribution in southeastern Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 287, 1-27.
17. Gersonde R., Burckle L., (1990). Neogene diatom biostratigraphy of ODP Leg 113, Weddell Sea (Antarctic Ocean). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 113, 761-789.
18. Lee J.I. et al., (2010). Climate changes in the South Orkney Plateau during the last 8600 years. *The Holocene*, 20 (3), 395-404.
19. Lee J.I. et al., (2012). Late Quaternary glacial-interglacial variations in sediment supply in the southern Drake Passage. *Quaternary Research*, 78, 119-129.
20. Leventer A., (1998). The fate of Antarctic "sea ice diatoms" and their use as paleoenvironmental indicators. In *Antarctic Sea Ice: Biological Processes, Interactions and Variability* (Eds. Lizotte M.P., Arrigo K.R.). American Geophysical Union, Washington. D.S. Antarctic research series, 73, 121-137.
21. Romero O.E., Armand L.K., Crosta X., Pichon J.-J., (2005). The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/Subtropical species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223, 49-65.
22. Spreng D., (2013). Palaeoclimate and Ice-Sheet Dynamics in the Southern Ocean. *Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität zu Köln/ Köln*, p. 129.
23. Taylor F., Whitehead J., Domack E., (2001). Holocene paleoclimate change in the Antarctic Peninsula: evidence from the diatom, sedimentary and geochemical record. *Marine Micropaleontology*, 41, 25-43.
24. Yoo K.-C., Yoon H.I., Kim J.-K., Khim B.K., (2009). Sedimentological, geochemical and palaeontological evidence for a neoglaciation cold event during the late Holocene in the continental shelf of the northern South Shetland Islands, West Antarctica. *Polar Research*, 28, 177-192.
25. Yoon H.I. et al., (2007). Late glacial to Holocene climatic and oceanographic record of sediment facies from the South Scotia Sea off the northern Antarctic Peninsula. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 21-22, 2367-2387.

Надійшла до редколегії 09.06.15

O. Ogienko, Assistant

E-mail: ogienko@univ.kiev.ua;

Yu. Tymchenko, Cand. Sci. (Geol.), Research Associate

E-mail: maeotica@ukr.net,

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

THE LATE HOLOCENE CLIMATE CHANGE EFFECT ON SEDIMENTATION ENVIRONMENTS NEAR THE ANTARCTIC PENINSULA

The paper is devoted to the Late Holocene sedimentary paleoenvironments in the open northern part of the Antarctic Peninsula basin that is particularly sensitive to rapid contemporary climate change. The main goal is to trace the successive environmental transformation of hydrological and climatic conditions which affected the Core K98-08 (floor depth 1227 m) deposits formation recorded in proxy diatom data. On the basis of taxonomic composition and ecological structure of fossil diatom assemblages and horizons' lithology, the Late Quaternary paleoenvironmental conditions were defined. The surface sediments were formed in deep ocean basin under the influence of different-temperature water mixture, this basin being characterized by sea ice cover in winter and surface water's average temperatures of -1 – +1,5°C in summer.

The taxonomic composition of diatom assemblages suggests that the surface sediments were formed at the Late Holocene. The comparison of new data with paleoclimatic records [7, 9-10] indicates that the beginning of core deposit accumulation is broadly synchronous with the Neoglacial interval (≤2400 yr BP). According to our rough estimates the average Late Holocene deposition rate was ca. 18-19 cm per 1000 years in the place where the station was located. The present-day rapid warming began about 450-500 yr ago in the Northern Antarctic Peninsula.

This study focuses on new data of the Late Holocene sedimentation rate and environments in the north area of the Antarctic Peninsula basin for a climate and paleoceanological reconstructions in the Southern Ocean.

Keywords: sedimentation, bottom deposits, diatoms, paleoclimate, Holocene, Antarctic.

O. Огієнко, асист.,

E-mail: ogienko@univ.kiev.ua;

Ю. Тимченко, канд. геол. наук, мол. наук. співроб.,

E-mail: maeotica@ukr.net,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська 90, м. Київ, 03022 Україна

ВПЛИВ ПІЗНЬОГОЛОЦЕНОВИХ КОЛИВАНЬ КЛІМАТУ НА ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦІЇ В АКВАТОРІЇ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА

Стаття присвячена дослідженню обстановок осадконакопичення в пізньому голоцені в північній, найбільш відкритій до океану та чутливій до швидких змін клімату, частині акваторії Антарктичного п-ова. Мета роботи – простежити послідовні зміни гідрологічних і кліматичних палеоумов, у яких відбувалося формування осадків колонки K98-09 (глибина моря 1227 м) на основі аналізу таксономічного складу та екологічної структури комплексів викопних діатомових водоростей із поверхневих верхньочетвертинних відкладів. За даними діатомового аналізу та літологічною характеристикою горизонтів було визначено, що осадки колонки формувалися в глибокому басейні із сильним океанічним впливом і змішуванням різномінеральних водних мас, з крижаним покривом взимку та середніми температурами поверхневого шару води в період вегетації -1 – +1,5°C.

Аналіз таксономічного складу комплексів показав, що осадконакопичення відбувалося в пізньому голоцені, а співставлення одержаних результатів з даними палеокліматичних досліджень [7, 9-10] дозволило встановити, що час початку формування осадків колонки співвідноситься з неогляціалом (≤2,4 тис р). За приблизними оцінками, середня швидкість осадконакопичення в пізньому голоцені в районі знаходження станції становила не менше 18-19 см/1000 р, а приблизно 450-500 років тому в районі північного краю Антарктичного п-ова почалося потепління, що триває до нашого часу.

Наведена робота містить нову інформацію про швидкості та умови осадконакопичення в північній акваторії Антарктичного п-ова, що є важливою при реконструкціях клімату пізнього голоцену та палеоокеанологічних дослідженнях пізньочетвертинної історії Південного океану.

Ключові слова: седиментація, донні осадки, діатомові водорості, палеоклімат, голоцен, Антарктика.

УДК 551.763(477.75)

Г. Анфимова, млад. науч. сотруд.
Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины,
ул. Б.Хмельницкого, 15, г. Киев, 01601 Украина,
E-mail: galina-anfimova@rambler.ru

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРАТОТИПОВ СВИТ И ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ТОЛЩ НИЖНЕГО МЕЛА ГОРНОГО КРЫМА

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, доц. В.В. Огарем)

Стратотипы и опорные разрезы, принятые в качестве эталонов местных стратиграфических подразделений – свит и толщ, – имеют большое научно-практическое значение, играют важную дидактическую роль, могут выступать как объекты геологического туризма. Эталонный разрез является отправной точкой научных исследований по доизучению стратона, уточнению возраста слагающих его отложений, решения других задач. Цель работы – дать оценку состояния изученности стратотипов свит и опорных разрезов толщ нижнего мела Горного Крыма, выявить проблемы их исследования. На основе опубликованных данных и производственных отчетов проведен анализ состояния изученности стратотипов свит и опорных разрезов толщ, выделенных в нижнемеловых отложениях Горного Крыма. Прослежена история стратиграфического расчленения отложений нижнего мела Горного Крыма. Представлены сводный стратиграфический разрез и схема размещения стратотипов и опорных разрезов нижнего мела Горного Крыма. На многочисленных примерах показаны разногласия между исследователями по вопросам стратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Горного Крыма, выявлены проблемы в исследовании их эталонных разрезов, которые можно свести к следующему ряду: 1.) Различия в понимании стратиграфического объема и содержания подразделений; 2.) Неравнозначная трактовка возраста одних и тех же подразделений разными авторами; 3.) Исследователями для обозначения одних и тех же подразделений используются разные названия; 4.) Одинаковые названия используются для обозначения разных по содержанию подразделений; 5.) Одним и тем же подразделениям разными исследователями присвоен неодинаковый ранг; 6.) Для ряда стратона эталонные разрезы не выделены; 7.) Слабая изученность, отсутствие данных о точном местоположении эталонных разрезов отдельных подразделений; 8.) Стратотипы и опорные разрезы некоторых стратона охарактеризованы в описаниях искусственного происхождения, что, в некоторых случаях, затрудняет их доступность. В результате проведенного анализа можно сделать вывод о том, что эталонные разрезы стратиграфических подразделений, выделенных в нижнемеловых отложениях Горного Крыма, характеризуются неодинаковой степенью изученности, но, в целом, она недостаточная. Исследование показало необходимость проведения работ по доизучению стратотипов и опорных разрезов местных стратиграфических подразделений нижнего мела Горного Крыма. Устойчивый интерес исследователей к проблемам стратиграфии нижнемеловых отложений, противоречивые данные о возрасте, объеме и содержании стратиграфических подразделений выступают обоснованием необходимости обеспечения сохранности эталонных разрезов.

Ключевые слова: стратотип, опорный разрез, свита, толща, Горный Крым, нижний мел.

Введение. Стратотип – конкретный разрез, который выбран, описан и принят за эталон данного стратона. Установление стратотипа является обязательным для свиты, для толщи рекомендуется ссылка на опорный разрез. Данные, полученные в результате исследования эталонных разрезов, кладутся в основу построения местных и региональных стратиграфических схем, используются при составлении легенды геологических карт среднего и крупного масштабов. Кроме научно-практического значения, они играют важную дидактическую роль в процессе познания истории геологического развития территории и нередко входят в состав учебных полигонов геологических практик студентов. Стратотипы и опорные разрезы могут выступать также и в качестве объектов геологического туризма. Исходя из особых, научного, познавательного и культурного, значений стратотипических и опорных разрезов, представляется правомерным их отнесение к объектам геологического наследия (ОГН).

В рамках выполнения научно-исследовательских работ по темам: "Природные геологические памятники и их представление в экспозиции Национального научно-природоведческого музея НАНУ" (2008–2011 гг.), "Создание литотеки венд-фанерозойских отложений Воыно-Подоллии и Крыма" (2012–2016 гг.) – эталонные разрезы, в том числе, стратотипы и опорные разрезы нижнего мела Горного Крыма, рассматриваются как ОГН: определяются научная и образовательная ценность объектов, проводится оценка их уникальности, осуществляется ранжирование.

При проведении новых научно-исследовательских работ по доизучению какого-либо стратона, уточнению возраста слагающих его отложений, решения других задач, исследователи, в первую очередь, обращаются к эталонному разрезу – стратотипу – как наиболее полно и информативно представляющему свой стратон. Другими словами, стратотип выступает отправной точкой научных исследований. Поэтому приобретает

актуальность выяснение состояния изученности и проблем исследования вышеуказанных объектов.

Объектом данной публикации являются эталонные разрезы нижнего мела Горного Крыма. Они представлены стратотипами свит и опорными разрезами толщ, выделенными в данном регионе и возрастном диапазоне в количестве 42 единиц.

Цель работы – дать оценку состояния изученности стратотипов свит и опорных разрезов толщ нижнего мела Горного Крыма, выявить проблемы их исследования.

Изложение основного материала. Нижнемеловые отложения в Горном Крыму характеризуются широким распространением, значительной мощностью, большой изменчивостью фациального состава. Они представлены, преимущественно, терригенно-глинистыми отложениями, реже – известняками и вулканогенными образованиями [3]. Вместе с юрскими, породы нижнего мела формируют собственно структуру Горно-Крымского складчато-надвигового сооружения [5].

Первые попытки стратиграфического расчленения меловых отложений Горного Крыма на ярусы были сделаны в XIX в [9], однако схемы Дюбуа де Монпере, Г. Гюо, Э.И. Эйхвальда, Г.Д. Романовского, А.А. Штуркенберга, Р.А. Пренделя, Э. Фавра утратили к настоящему времени свою научную значимость и представляют лишь исторический интерес. Исследования нижнемеловых отложений, приобретшие планомерный, комплексный, систематический характер, начались в XX в. В начале века большой вклад в изучение стратиграфии этих отложений внесли К.К. Фохт, А.А. Борисяк, Н.И. Каракаш, Г.Ф. Вебер, В.С. Малышева и др., осуществлявшие в Горном Крыму 10-верстную геологическую съемку, организованную Геологическим Комитетом в 1899-1912 гг. В советский период исследования нижнемеловых пород Горного Крыма проводили В.Ф. Пчелинцев, М.В. Муратов, М.С. Эристави, В.В. Друщич, Б.Т. Янин, В.М. Цейслер, Г.А. Лычагин, Т.Н. Горбачик,

А.Г. Кравцов, В.И. Шалимов, А.А. Шаля, Л.Ф. Плотникова и др. Исследования включали монографическое изучение отдельных групп фауны, разработку стратиграфической схемы нижнемеловых отложений, фациальный анализ, изучение истории развития территории в нижнем мелу.

Особенностью изучения стратиграфии нижнемеловых отложений Горного Крыма явилось то, что здесь сначала были выделены подразделения общей стратиграфической шкалы – ярусы. М.С. Эристави (1957) вычленил в Горном Крыму валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы, провел сопоставление нижнемеловых отложений различных районов Горного Крыма, выделил здесь одиннадцать биостратиграфических зон [11]. Эта схема в дальнейшем была уточнена в работах В.В. Друщица и Б.Т. Янина (1959), В.М. Цейслера (1959), М.В. Муратова (1960).

В 1971 г была издана стратиграфическая схема меловых отложений Украины [7]. Ее авторы, отказавшись от зонального деления, предложенного ранее М.С. Эристави и В.В. Друщицем, ограничились выделением ярусов и подъярусов. В отложениях нижнего мела Горного Крыма вычленен берриасский ярус. В Горном Крыму выделены западный, центральный и восточный районы, отличающиеся фациями нижнемеловых отложений.

В 1982 г Украинской межведомственной стратиграфической комиссией утверждена, а в 1984 г издана, региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений северо-западных побережий и шельфа Черного моря. В ее составлении принимали участие, главным образом, сотрудники Института геологических наук АН УССР под руководством Ю.В. Тесленко, а также сотрудники производственных организаций, в частности, "Крымгеологии". На схеме впервые представлены подразделения местной стратиграфической шкалы – свиты и толщи, описание которых дано в монографии "Геология шельфа УССР. Стратиграфия" [3]. В издании приведены краткие литологические и палеонтологические характеристики 42 выделенных в нижнем мелу стратонтов (см. табл. 1). Местоположение их эталонных разрезов указано приблизительно, без четкой геогра-

фической привязки. По замечанию авторов схемы, категория подразделений определена степенью изученности отложений. Свиты выделены в хорошо изученных разрезах, а вспомогательные подразделения – пачки и толщи – в менее изученных [3]. Количественное соотношение свит и толщ: 6 к 36 – свидетельствует о слабой изученности разрезов нижнего мела.

Из 42 стратонтов 37 впервые выделены в ходе составления региональной стратиграфической схемы меловых отложений Южно-Украинской нефтегазоносной области в 1980 г коллективом авторов под руководством Ю.В. Тесленко. Практически все подразделения выделены в ранге толщ. Остальные пять – более ранними исследованиями: Г.А. Лычагиным выделены свиты бечку и мазанская (1971), А.В. Вишневским и П.А. Меньяйленко – биа-салинская свита (1963), В.Г. Черновым и Б.Т. Яниным – мангушская толща (1975), М.С. Эристави – салгирская свита (1957). Публикуя стратиграфическое подразделение, лишь некоторые авторы указывали конкретный разрез, выступающий для него в роли эталонного (разрезы мангушской толщи, биа-салинской свиты), другие ограничивались кратким описанием подразделения.

Более подробные сведения об эталонных разрезах местных стратиграфических подразделений сосредоточены в производственных отчетах. Наиболее полной для своего времени сводкой о стратотипах свит и опорных разрезах толщ нижнего мела является отчет по составлению стратиграфической схемы и легенды для крупномасштабных геологических карт Горного Крыма, подготовленный М.В. Ваниной, Е.Б. Корбутом (1981). Описания эталонных разрезов включают их четкую географическую привязку, что позволило многие из них довольно легко распознать на местности. Однако степень полноты представленных характеристик неравнозначна. Послойные литологические описания приведены для 16 разрезов, характеристики трех из них дополнены графическими материалами (стратиграфические колонки, чертежи). Характеристики многих разрезов составлены по данным ранее опубликованных работ, а также производственных отчетов.

Таблица 1

Деление на свиты и толщи нижнемеловых отложений, принятое в региональной стратиграфической схеме, 1984 [3]

Ярус	Местные литостратиграфические подразделения		
	Западный структурно-фациальный район (СФР)	Центральный СФР	Восточный СФР
Альб	чоргуньская толща песчано-глинистая толща с туффитами мангушская толща толща известковистых песчаников пачка кварц-глауконитовых песчаников константиновская толща	толща переслаивания песчаников и глин верхняя часть салгирской свиты	мелиховская толща индольская толща курская толща
Апт	балаклавская толща марьинская толща верхняя часть биа-салинской свиты	толща темно-серых глин с сидеритами нижняя часть салгирской свиты	тайганская толща
Баррем	широковская толща нижняя часть биасалинской свиты пачка красно-бурых органогенных известняков	пачка красно-бурых органогенных известняков	нижняя часть тайганской толщи богатовская толща
Готерив	голубинская толща каратлыхская толща карагачская толща саблынская толща толща бурых песчанистых глин резанская свита	мазанская свита зеленогорская толща	топольевская толща
Валанжин	новобобровская толща кучкинская толща верхняя конгломератовая толща	толща бурых глин верхняя часть бештерекской толщи	наниковская толща горлинская толща
Берриас	свита бечку нижняя конгломератовая толща песчано-алевритовая толща верхняя часть байдарской свиты	толща серых глин нижняя часть бештерекской толщи верхняя часть беденекырской свиты	феодосийские мергели султановская свита старокрымская толща верхняя подсвита двукорной свиты

Анализ опубликованной и фондовой литературы показал, что в качестве эталонных разрезов выделенных стратонев выбранные известные, ранее изучавшиеся, обнажения. Так, начало изучению разрезов нижнемеловых отложений у с. Верхоречье в правом борту долины реки Кача, которые приняты как эталоны резанской, биа-салинской свит, толщи бурых песчаных глин и пачки красно-бурых органогенных известняков, было положено Н.И. Каракашем в конце XIX в. Ранее исследованные А.Г. Кравцовым, В.И. Шалимовым (1978), Т.Н. Горбачик, В.В. Друщице, Б.Т. Яниным (1975) разрезы в балках Кабаний Лог, Сбросовой Лог правого борта долины реки Бельбек, выбраны в роли эталонных для выделенных позже местных стратиграфических подразделений: нижней конгломератовой, песчано-алевритовой, верхней конгломератовой, каратлинской, голубинской толщ. Аналогично, разрезы, изучавшиеся Н.И. Лысенко, Б.Т. Яниным (1979) в долине реки Бештерек, Н.И. Лысенко, Б.А. Вахрушевым (1974) на северном склоне Чатырдага, М.С. Эристави (1957), в Байдарской долине, А.А. Шалей (1963) близ Балаклавы, Т.И. Добровольской у с. Курское, легли в основу выделения ряда нижнемеловых толщ и выбраны авторами схемы в роли их эталонов.

Изучение стратиграфии нижнемеловых отложений продолжается и в настоящее время. В.В. Аркадьевым (СПбГУ) предложена новая схема стратиграфического расчленения берриасских отложений, осуществлена корреляция разрезов берриаса в западной, центральной и восточной частях Горного Крыма [1]. Е.Ю. Барабошкиным, Б.Т. Яниным (МГУ) произведена корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма. На основании находок фауны получены новые данные о возрасте ранее выделенных стратиграфических подразделений [2]. Вновь изучены и описаны разрезы меловых отложений в долинах рек Кача [12], Бельбек и других районах Горного Крыма. Получены данные о точном положении границы юра – мел в Восточном Крыму [1].

Расчленение отложений нижнего мела Горного Крыма, представленное в Государственной геологической карте Украины-200 (ГГКУ-200) [4-5] во многом наследует региональную стратиграфическую схему нижнемеловых отложений северо-западных побере-

жий и шельфа Черного моря, опубликованную в 1984 г. Подразделения общей стратиграфической шкалы в схеме представлены ярусами и подъярусами. В отличие от вышеупомянутой, в новой схеме представлены региональные стратиграфические подразделения – горизонты. Подразделения местной стратиграфической шкалы представлены свитами и толщами. Некоторые из них переименованы, в основном, при сохранении объема и содержания подразделений (табл. 2). Отдельные подразделения упразднены (саблынская толща). Впервые выделены малосалгирская толща (соответствует толще глин, песчаников, гравелитов, конгломератов, вычлененной в процессе составления региональной стратиграфической схемы Южно-Украинской нефтегазоносной области в 1980 г.), терновская толща (соответствует выделенным ранее объединенным пачкам известковистых песчаников и кварц-глауконитовых песчаников).

В отложениях нижнего мела Горного Крыма выделены Западная, Предгорная, Восточная структурно-фациальные зоны (СФЗ), а также подзоны. Ниже приведен сводный разрез нижнемеловых отложений Горного Крыма (табл. 3). Ввиду того, что изданные листы карты не охватывают всей территории Горного Крыма, на сводном разрезе отсутствуют выделенные ранее в восточной части Горного Крыма толщи феодосийских мергелей и наниковская.

Таким образом, в нижнемеловых отложениях Горного Крыма выделены 42 стратона, из которых свит – 6, толщ – 36. Размещение эталонных разрезов представлено на рис. 1. При составлении комплекта карт крымской серии ГГКУ-200 ее авторы руководствовались региональными стратиграфическими схемами, разработанными по результатам многолетних геологических работ, охвативших всю территорию Горного Крыма, а также анализа ранее опубликованной литературы. Вместе с тем, существуют взгляды представителей других научных школ на схему стратиграфического расчленения участков территории Горного Крыма, возраст, объем и содержание отдельных стратонев, основанные на более широком применении палеонтологического метода, методов магнитостратиграфии, прочих современных тенденций и достижений науки при изучении разрезов.

Таблица 2

Подразделения местной стратиграфической шкалы, выделенные в Горном Крыму, на Региональной стратиграфической схеме нижнемеловых отложений (1984) и их синонимы на Государственной геологической карте Украины, листы L-36-XXVIII (Евпатория), L-36-XXXIV (Севастополь), L-36-XXIX (Симферополь), L-36-XXXV (Ялта)

Региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений северо-западных побережий и шельфа Черного моря (1984)		Государственная геологическая карта Украины-200 (2006, 2008)
нижняя конгломератовая толща	=	горновская толща
песчано-алевритовая толща	=	солнечносельская толща
толща серых глин с губковыми биогермами	=	тас-коринская толща
нижняя подтолща бештерекской толщи	=	межгорьевская толща
верхняя подтолща бештерекской толщи	=	соловьевская толща
верхняя конгломератовая толща	=	кая-тепинская толща
толща бурых глин	=	бюк-янкюйская толща
толща бурых песчаных глин	=	верхореченская толща
пачка красно-бурых органогенных известняков	=	бурульчинская толща
толща темно-серых глин с сидеритами	=	ангарская толща
пачка известковистых песчаников + пачка кварц-глауконитовых песчаников	=	терновская толща
толща переслаивания песчаников и глин	=	мамакская толща
песчано-глинистая толща с туфитами	=	канаринская толща

Таблица 3

Сводный стратиграфический разрез нижнемеловых отложений Горного Крыма
(составлен по материалам листов L-36-XXXIV (Севастополь) L-36-XXIX (Симферополь),
L-36-XXXV (Ялта) ГГКУ-200 (2006, 2008))

СФЗ, под- зоны	Предгорная					
	Чернореченско- Байдарская	Бельбекская	Качинско- Салгирская	Салгирско- Чатырдагская	Бештерек- Бурульчинская	Восточная Белогорско- Старокрымская
Альб	ковыльненский горизонт					
	канаринская толща (K ₁ ab ₃)		терновская толща (K ₁ ab ₃), мангушская толща (K ₁ ab ₃)	мамакская толща (K ₁ ab ₃)	мелиховская толща (K ₁ ab ₃)	
	тарханкутский горизонт					
	чоргуньская толща (K ₁ ab ₂₋₃)		константиновская толща (K ₁ ab ₂)	салгирская свита (K ₁ ab ₁₋₂)	индольская толща (K ₁ ab ₂) курская толща (K ₁ ab ₁₋₂)	
Апт	тайганский горизонт (K ₁ br ₂ -a)					
	балаклавская толща (K ₁ a ₂)		марьинская толща (K ₁ a ₂₋₃)	ангарская толща (K ₁ a ₁₋₂)		тайганская толща (K ₁ br ₂ -a)
Баррем	широковская толща (K ₁ br ₂)		биасалинская свита (K ₁ br ₂ -a ₁)	малосалгирская толща (K ₁ g ₂ -br)	бурульчинская толща (K ₁ br ₁)	богатовская толща (K ₁ br ₁ -a ₁)
Готерив	новобобровская толща (K ₁ v-g ₁)	голубинская толща (K ₁ g ₂) каратлыхская толща (K ₁ g ₁)	верхореченская + бурульчинская толщи (K ₁ g ₂ -br ₁) карагачская толща (K ₁ g ₁) резанская свита (K ₁ g ₁)		мазанская свита (K ₁ g ₂) зеленогорская толща (K ₁ g ₁)	тополеводская толща (K ₁ g)
Валанжин		каятепинская толща (K ₁ v ₂) кучкинская толща (K ₁ v ₁)		бюкянкойская толща (K ₁ v)	соловьевская толща (K ₁ v)	горлинская толща (K ₁ v ₁₋₂)
Берриас	свита бечку (K ₁ b)	солнечносельская толща (K ₁ b ₂) горновская толща (K ₁ b ₁)		таскоринская толща (K ₁ b)	межгорьевская толща (K ₁ b ₂)	старокрымская толща (K ₁ b ₂), султановская свита (K ₁ b ₂)

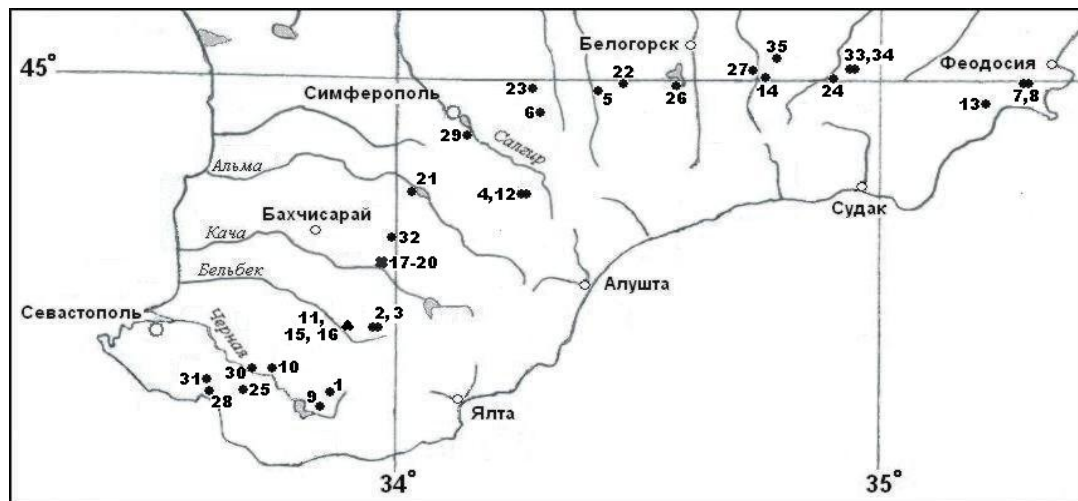


Рис. 1. Схема размещения стратотипов свит и опорных разрезов толщ нижнего мела Горного Крыма (показаны объекты, местоположение которых установлено на местности в ходе мониторинга):

- 1 – свиты бечку, 2 – горновской толщи, 3 – солнечносельской толщи, 4 – тас-коринской толщи, 5 – межгорьевской толщи, 6 – соловьевской толщи, 7 – феодосийских мергелей, 8 – султановской свиты, 9 – новобобровской толщи, 10 – кучкинской толщи, 11 – кая-тепинской толщи, 12 – бюк-янкойской толщи, 13 – наниковской толщи, 14 – горлинской толщи, 15 – голубинской толщи, 16 – каратлыхской толщи, 17-20 – резанской свиты, верхореченской, бурульчинской толщ, биасалинской свиты, 21 – карагачской толщи, 22 – зеленогорской толщи, 23 – мазанской свиты, 24 – тополеводской толщи, 25 – широковской толщи, 26 – тайганской толщи, 27 – богатовской толщи, 28 – балаклавской толщи, 29 – марьинской толщи, 30 – чоргуньской толщи, 31 – канаринской толщи, 32 – мангушской толщи, 33 – курской толщи, 34 – индольской толщи, 35 – мелиховской толщи

Анализ литературы позволил высветить разногласия между исследователями по вопросам стратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Горного Крыма, выявить проблемы в исследовании их эталонных разрезов, которые можно свести к следующему ряду:

1. Различия в понимании стратиграфического объема и содержания подразделений. Продемонстрируем следующий пример разной трактовки стратона. Свита бечку выделена в пределах водораздела

реки Бельбек и Байдарской котловины Г.А. Лычагиным, который понимал под ней толщу зеленовато-серых глин с прослоями обломочных песчанистых известняков, алевролитов и песчаников с многочисленными обугленными растительными остатками мощностью около 50 м. Возраст ее определен автором как берриасский. Стратотип не был описан. Авторами-составителями ГГКУ-200 местоположение стратотипа свиты указано на южных склонах горы Бечку. Под свитой беч-

ку эти авторы понимают переслаивание песчаников, известняков, глин с линзами конгломератов и гравелистов берриасового возраста и прослеживают ее только в Чернореченско-Байдарской подзоне Западной СФЗ. Согласно наблюдениям В.В. Аркадьева, в районе с. Передовое – перевал Бечку свита представлена чередованием алевролитов, песчаников, известняков и имеет мощность 40-50 м [1]. Автор, в отличие от предыдущих исследователей, прослеживает свиту за пределами Чернореченско-Байдарской подзоны – в бассейне Бельбека и в Центральном Крыму. В качестве гипостратотипа свиты В.В. Аркадьев предлагает разрез в Кабаньем логе (правый борт долины р. Бельбек). Возрастной диапазон свиты бечку по В.В. Аркадьеву – нижний-верхний берриас [1]. Однако, данный разрез соответствует солнечносельской [4] (песчано-алевритовой [3]) толще региональной стратиграфической шкалы. Также неравнозначно авторами [5, 12] трактуются объем и содержание резанской, биа-салинской свит.

2. Авторами по-разному датируются подразделения. Так, новые данные о возрасте кучкинской – K_1b , верхней конгломератовой – K_1b_2 , каратлыкской – K_1v_1 , соловьевской – K_1b толщ, полученные В.В. Аркадьевым [1], а также биюк-янкской толщи – K_1g , мазанской свиты – K_1v и др., представленные Е.Ю. Барабошкиным, Б.Т. Яниным [2], не приняты во внимание авторами-составителями ГГКУ-200.

3. Разными авторами для обозначения одних и тех же подразделений используются разные названия. Например, нижняя конгломератовая толща [3] у авторов-составителей ГГКУ-200 [4] фигурирует под названием "горновская", у В.В. Аркадьева [1] – "бельбекская". Аналогично, верхняя конгломератовая толща [3] – соответственно: "кая-тепинская" [4] и "албатская" [1].

4. Одинаковые названия используются для обозначения разных по содержанию подразделений. Так, название "верхореченская толща" авторами ГГКУ-200 [4, 5] используется для обозначения толщи бурых песчанистых глин с типовым разрезом у с. Верхоречье, Б.Т. Яниным [12] – пачки красно-бурых органогенных известняков с типовым разрезом, расположенным там же.

5. Одним и тем же подразделениям присвоен неодинаковый ранг. Подразделения, выделяемые авторами-составителями ГГКУ-200 в ранге толщи (карагачская, кучкинская), переведены другими авторами [1, 12] в ранг свит.

6. Для ряда стратонов эталонные разрезы не выделены: например, для малосалгирской, ангарской толщ, салгирской свиты.

7. Слабая изученность, отсутствие данных о точном местоположении эталонных разрезов отличает, например, мамакскую толщу.

8. Стратотипы и типовые разрезы ряда стратонов охарактеризованы в выемках дорог, карьерах, на территории частных владений и предприятий (канаринская, широковская, балаклавская толщ), что, в некоторых случаях, **ограничивает их доступность.**

В 2013 г. Институтом геологических наук НАН Украины подготовлен труд фундаментального характера "Стратиграфия верхнего протерозоя и фанерозоя Украины" [8]. Представленная здесь схема стратиграфического деления является усовершенствованным, обновленным вариантом региональной стратиграфической схемы нижнемеловых отложений северо-западных побережий и шельфа Черного моря, изданной в 1984 г. [3]. В сравнении с предшествующей, новая схема имеет отличия следующего характера:

1. Упразднены 6 стратиграфических подразделений: песчано-алевритовая, бештерекская, саблынская, зе-

леногорская толщ, а также толщ серых глин и "феодосийских мергелей";

2. Переименованы (при сохранении объема и содержания подразделений) 4 стратона: нижняя и верхняя конгломератовые толщ, толща бурых глин, песчано-глинистая толща с туффитами; в качестве новых названий подразделений соответственно выступили бельбекская, албатская толщ, толща бурых песчанистых глин, толща песчаников;

3. Пересмотрены возраст, объем и содержание свит бечку, кучкинской, мазанской, каратлыкской, верхней конгломератовой (албатской) толщ;

4. Отдельные подразделения из ранга толщ переведены в ранг свит: кучкинская, каратлыкская, карагачская, тайганская;

5. Введены новые стратоны: верхореченская свита, толща глин песчанистых, шаринская толща, сельбухринская свита.

Общее количество представленных стратиграфических подразделений – 42. Однако, и эта схема не лишена противоречий. Так, в интервале нижний баррем выделена пачка красно-бурых органогенных известняков мощностью до 20 м, введенная в литературу Л.Ф. Плотниковой в 1984 г. Местоположение опорного разреза здесь не указано. Вместе с тем, в издании характеризуется верхореченская "свита", сложенная желтоватыми и красно-бурыми органогенными "цефалоподовыми" известняками мощностью 2 м и охватывающая интервал поздний готерив – баррем. Автором данного подразделения выступил Б.Т. Янин, выделивший его в ранге толщ в 1997 г. [12]. Местоположение опорного разреза исследователь указал на южном склоне горы Белой у с. Верхоречье Бахчисарайского района. Есть основание полагать, что это одно и то же подразделение, фигурирующее в схеме под разными названиями, поскольку Б.Т. Янин в качестве синонима вводимой им верхореченской толщ указал пачку красно-бурых органогенных известняков [12].

Толща известковистых песчаников и пачка кварц-глауконитовых песчаников, выделенные в верхнем альбе Юго-Западного Крыма, введены в литературу Л.Ф. Плотниковой и др. в 1984 г. [3]. Ссылок на опорные разрезы толщ нет. Б.Т. Янин в 1997 г. выделил сельбухринскую свиту [12]. Публикуя подразделение "сельбухринская свита", Б.Т. Янин в качестве синонима ее нижней пачки называет толщу известковистых песчаников Л.Ф. Плотниковой, верхней – пачку кварц-глауконитовых песчаников Л.Ф. Плотниковой. Стратотип сельбухринской свиты имеет четкую географическую привязку и подробно охарактеризован [12]. Авторы-составители ГГКУ-200 (2006) для обозначения объединенных пачек карбонатных песчаников и кварц-глауконитовых песчаников верхнего альба ввели стратиграфическое подразделение "терновская толща" [4]. Местоположение опорного разреза терновской толщ указано приблизительно, его описание не представлено. В "Стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя Украины" (2013) толща известковистых песчаников, пачка кварц-глауконитовых песчаников, сельбухринская свита, выделенные ранее, характеризуются как отдельные подразделения [9]. Для обозначения этих же известковистых и кварц-глауконитовых песчаников верхнего альба на склонах горы Сельбухра и в окрестностях с. Прохладное некоторыми авторами (М.Ю. Никитин, С.Н. Болотов, 2006) используется название высокобугорская свита.

В последнее время некоторыми украинскими исследователями высказывается альтернативная точка зрения на стратиграфию Горного Крыма. Так, И.В. Попадюк и др. [6] на основе данных, полученных в результате исследований в разрезах микрофауны, возраст таврической

серии Горного Крыма, традиционно относимой к верхнему триасу – нижней юре, принимают за нижний мел (альб). Точку зрения о нижнемеловом возрасте таврической серии в восточной части Горного Крыма высказывают также Е. Шеремет и др. [10], также основываясь на данных микропалеонтологического анализа. Среднеюрские битакскую, карадагскую, копсельскую, айвасильскую свиты, а также судакскую, традиционно датируемую средней юрой – нижним оксфордом, И.В. Попадюк и др. считают альбскими [6]. Этими авторами омоложен возраст нижнемеловых отложений у с. Верхоречье от валанжин-готеривского до альб-сеноманского, а также мазанской свиты – до плиоценового.

Придерживаясь общепринятой точки зрения на вопросы стратиграфии нижнемеловых отложений Горного Крыма, изложенной в Пояснительной записке к крымской серии ГГКУ-200, необходимо принять во внимание альтернативные взгляды, а также признать наличие существенных проблем в изучении стратиграфии нижнего мела рассматриваемой территории, из чего вытекает важность сохранения эталонных разрезов.

Выводы. Ранг толщ, в котором выделена большая часть стратон, свидетельствует в целом о слабой изученности эталонных разрезов нижнего мела и необходимости проведения работ по их доисследованию. Лишь часть разрезов имеют лучшую, по сравнению с остальными, степень изученности (разрезы стратиграфических подразделений, выделенных в берриасе Горного Крыма, валанжине, готериве, барреме, альбе Юго-Западного Крыма), однако и здесь среди исследователей нет единого взгляда на объем, содержание, возраст выделенных стратон. Некоторые разрезы, например, подразделений, выделенных в Салгирско-Чатырдагской подзоне Предгорной СФЗ (долина реки Салгир), характеризуются крайне слабой изученностью.

Существование разных схем стратиграфического расчленения, слабо увязанных между собой, обилие введенных стратон, отсутствие ссылок на точное местоположение их стратотипических и опорных разрезов затрудняют понимание стратиграфии нижнемеловых отложений Горного Крыма.

Усилия специалистов должны быть направлены на создание унифицированной схемы расчленения нижнемеловых отложений Горного Крыма.

Представляется целесообразным и конструктивным дальнейшую работу по совершенствованию схемы стратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Горного Крыма проводить на основе ГГКУ-200, поскольку ее авторы-составители опирались на результаты крупномасштабных многолетних геолого-съемочных работ в регионе. При этом вносимые изменения и дополнения должны быть тщательно обоснованы.

Эталонные разрезы нижнего мела Горного Крыма отличаются репрезентативностью, физической доступностью и, в целом, открыты для новых научно-исследовательских работ. Разные, иногда противоречивые, данные о возрасте, объеме, содержании стратиграфических подразделений нижнего мела свидетельствуют об устойчивом интересе исследователей к изучению их эталонных разрезов, для чего необходимо обеспечить сохранность последних.

Перечень использованных источников

1. Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужигов А.Ю. и др., (2012). Берриас Горного Крыма. – Санкт-Петербург: изд-во "ЛЕМА". – 472 с.
Arkadyev V.V. et al., (2012). Berriasian stage of the Mountainous Crimea [Berrias Gornogo Kryma]. – Saint-Petersburg, Publishing house LEMA. – p. 472. (In Russian).
2. Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т., (1997). Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма. В кн.: Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. – Вып. 1. – М.: изд-во геол. ф-та МГУ. – С. 4-26.
Baraboshkin E.Yu., Yanin B.T., (1997). Correlation of Valanginian deposits in the southwestern and central Crimea [Korrelaciya valanzhinskikh

otlozheniy Yugo-Zapadnogo i Centralnogo Kryma]. In Essays on the geology of the Crimea. Proceedings of Professor A.A. Bogdanov Crimean geological scientific research and educational center [Ocherki geologii Kryma. Trudy Krymskogo geologicheskogo nauchno-uchebnogo tsentra im. prof. A.A. Bogdanova]. – Moscow, Publishing house of MSU Geology Department. – 1. – P. 4-26. (In Russian).

3. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря) [гл. ред. Е.Ф. Шнюков], (1984). – Киев: Наукова думка. – 184 с.

Astakhova T.V. et al., (1984). Geology of the UkrSSR shelf. Stratigraphy (shelf and the coast of the Black sea) [Geologiya shelfa USSR. Stratigrafiya (shelf i poberezh'ya Chernogo morya)]. Ed. by E.F. Shnyukov. – Kiev, Naukova dumka. – 184 p. (In Russian).

4. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь). Пояснювальна записка [Б.П. Чайковський, С.В. Білецький, В.Б. Дєєв, О.С. Дем'ян, С.І. Красноурдська], (2006). – К.: Державна геологічна служба, Казенне підприємство "Південнекогеоцентр", УкрДГПІ. – 175 с.

Chaykovskyy B.P. et al., (2006). State geological map of Ukraine. Scale 1:200,000. Crimean series. Sheet L-36-XXVIII (Yevpatoriya), L-36-XXXIV (Sevastopol). Explanatory note [Derzhavna geologichna karta Ukrainy. Masshtab 1: 200000. Krymska seriya. Arkushi L-36-XXVIII (Yevpatoriya), L-36-XXXIV (Sevastopol). Poyasnyuvalna zapyska]. – Kyiv: State Geological Survey, State-owned enterprise Pivdenekogeotsentr, UkrSGPI. – 175 p. (In Ukrainian).

5. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка [Л.А. Фіколіна, О.О. Білокрис, Н.О. Обшарська, С.І. Красноурдська, Н.І. Удовіченко], (2008). – К.: Державна геологічна служба, Казенне підприємство "Південнекогеоцентр", УкрДГПІ. – 143 с.

Fikolina L.A. et al., (2008). State Geological map of Ukraine. Scale 1: 200,000. Crimean series. Sheet L-36-XXIX (Simferopol), L-36-XXXV (Yalta). Explanatory note [Derzhavna geologichna karta Ukrainy. Masshtab 1: 200,000. Krymska seriya. Arkushi L-36-XXIX (Simferopol), L-36-XXXV (Yalta). Poyasnyuvalna zapyska]. – Kyiv, State Geological Survey, State-owned enterprise Pivdenekogeotsentr, UkrSGPI. – 143 p. (In Ukrainian).

6. Попадюк І.В., Стовба С.М., Хрящевська О.І., (2013). Нова геологічна карта Гірського Криму масштабу 1:200000 та її стратиграфічне підґрунтя. Стратиграфія осадових образів верхнього протерозою і фанерозою: Матер. Междунар. науч. конф., 23-26 сент. 2013. – Київ. – С. 117-118.

Popadyuk I.V., Stovba S.M., Khryashchevska O.I., (2013). A new geological map of the Mountainous Crimea at a scale of 1:200,000 and its stratigraphic background [Nova geologichna karta Girs'kogo Krymu mashtabu 1:200,000 ta yiyi stratygrafichne pidgruntya]. Stratigraphy of sedimentary formations of the upper Proterozoic and Phanerozoic: Materials of International scientific conference, 23-26 Sept. 2013. – Kyiv. – 117-118 p. (In Ukrainian).

7. Стратиграфическая схема меловых отложений Украины и объяснительная записка [ред. В.И. Гилелак], (1971). – Киев: Наукова думка. – 92 с.

Stratigraphic chart of Cretaceous sediments of Ukraine and explanatory note [Stratigraficheskaya skhema melovykh otlozheniy Ukrainy i ob'yasnitelnaya zapiska]. Ed. by V.I. Gilelakh, (1971). – Kiev, Naukova dumka. – 92 p. (In Russian).

8. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України [голов. ред. П.Ф. Гожик]. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України, (2013). – Київ: ІГН НАН України, Логос. – 637 с.

Stratigraphy of Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine [Editor-in-chief P.F. Gozhik], (2013). Vol. 1. Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine. – Kyiv, IGS NAS of Ukraine. Logos. – 637 p. (In Ukrainian).

9. Стратиграфія УРСР [голов. ред. В.Г. Бондарчук], (1971). Т. VIII. Крейда. [відп. ред. О.К. Каптаренко-Черноусова]. – Київ: Наукова думка. – 319 с.

Stratigraphy of the USSR [Chief editor V.G. Bondarchuk], (1971). Vol. VIII. Cretaceous [Executive editor O.K. Kaptarenko-Chernousova], [Stratygrafiya URSR. Tom VIII. Kreyda]. – Kyiv, Naukova dumka. – 319 p. (In Ukrainian).

10. Шеремет Е., Соссон М., Гинтов О. и др., (2014). Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород. – Геофизический журнал, 36 (2). – С. 35-56.

Sheremet E., et al., (2014). Key problems of the Mountainous Crimea eastern part stratigraphy. New micropaleontological information for flysh rocks dating [Klyuchevye problemy stratigrafii vostochnoy chasti Gornogo Kryma. Novye mikropaleontologicheskie dannye datirovaniya flishevykh porod]. Geofizicheskii zhurnal – Geophysical journal, 36 (2). – P. 35-56. (In Russian).

11. Эристави М.С., (1957). Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма. – М.: Изд-во АН СССР. – 84 с.

Eristavi M.S., (1957). Correlation of the lower Cretaceous deposits of Georgia and Crimea [Sopostavleniye nizhnemelovykh otlozheniy Gruzii i Kryma]. – Moscow, Publishing house of Academy of Sciences of the USSR. – 84 p. (In Russian).

12. Янин Б.Т., (1997). О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела Юго-Западного Крыма (междуречье Кача – Бодрак). – Вестник Моск. ун-та, сер. 4, Геология. – 3. – С. 29-36.

Yanin B.T., (1997). On the ratio of general and local stratigraphic units of the South-Western Crimea lower Cretaceous (interfluvial Kacha – Bodrak) [O sootnoshenii obshchikh i mestnykh stratigraficheskikh podrazdeleniy nizhnego mela Yugo-Zapadnogo Kryma (mezhdurech'e Kacha – Bodrak)]. Vestnik Mosk. Univ. – Bulletin of Moscow University, series 4, Geology. – 3. – P. 29-36. (In Russian).

G. Anfimova, Research Associate
National Museum of Natural History NAS of Ukraine
15 B. Khmel'nitskyi Str., Kyiv, 01601 Ukraine
E-mail: galina-anfimova@rambler.ru

STATE OF KNOWLEDGE AND RESEARCH PROBLEMS OF SUITES' STRATOTYPES AND REFERENCE SECTIONS OF THE LOWER CRETACEOUS STRATA IN THE MOUNTAINOUS CRIMEA

Stratotypes and key sections taken as standards of the local stratigraphic units – suites and strata – have a great scientific and practical value, play an important didactic role, can act as objects of geological tourism. A standard section is a starting point for scientific research on additional exploration of a stratigraphic unit, the refinement of the age of its constituent sediments, etc. The purpose of this work is to assess the state of knowledge of the Mountainous Crimea Lower Cretaceous suites' stratotypes and strata' key sections, to identify the problems of their research. The state of knowledge of suites' stratotypes and strata' key sections has been analyzed based on published literature and production reports data. The history of the stratigraphic division of the Mountainous Crimea Lower Cretaceous deposits has been traced. The summary stratigraphic section of the Mountainous Crimea Lower Cretaceous deposits, and the stratotypes and key sections layout are presented. Numerous examples illustrate some disagreement between different researchers on the stratigraphic division of the Mountainous Crimea Lower Cretaceous deposits. The problems in research of standard sections are revealed. These differences and research problems can be summarized as follows: (1) There are differences in understanding of stratigraphic units' volume and content. (2) Units are dated variously by different authors. (3) Researchers use different names to notate the same units. (4) The same names are used to notate units different by their content. (5) Different researchers give unequal rank to the same units. (6) For a number of stratigraphic units the reference sections are not highlighted. (7) Lack of knowledge, lack of data on the exact location for some standard sections. (8) Some type sections have been described in outcrops of artificial origin that, in some cases, hinders their accessibility. It can be concluded that the reference sections allocated in the Mountainous Crimea Lower Cretaceous deposits, have different degrees of scrutiny, but overall degree of the scrutiny can be characterized as weak. The study has demonstrated the necessity of further work on exploration of the type sections of the Mountainous Crimea Lower Cretaceous local stratigraphic units. Sustainable interest of researchers to the problems of the Lower Cretaceous deposits stratigraphy, contradictory data on the age, volume and content of stratigraphic units are the justification for standard sections preservation.

Keywords: stratotype, key section, suite, strata, Mountainous Crimea, Lower Cretaceous.

Г. Анфімова, мол. наук. співроб.
Національний науково-природничий музей НАН України,
вул. Б. Хмельницького, 15, м. Київ, 01601, Україна,
E-mail: galina-anfimova@rambler.ru

СТАН ВИВЧЕНОСТІ ТА ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ СТРАТОТИПІВ СВІТ І ОПОРНИХ РОЗРІЗІВ ТОВЩ НИЖНЬОЇ КРЕЙДИ ГІРСЬКОГО КРИМУ

Стратотипи й опорні розрізи, прийняті як еталони місцевих стратиграфічних підрозділів – світ і товщ, – мають велике науково-практичне значення, відіграють важливу дидактичну роль, можуть виступати як об'єкти геологічного туризму. Еталонний розріз є відправною точкою наукових досліджень з довивчення стратону, уточнення віку відкладів, що його складають, вирішення інших завдань. Мета роботи – дати оцінку стану вивченості стратотипів світ і опорних розрізів товщ нижньої крейди Гірського Криму, виявити проблеми їхнього дослідження. На основі опублікованої літератури та виробничих звітів проведено аналіз стану вивченості стратотипів світ і опорних розрізів товщ, виділених у нижньокрейдових відкладах Гірського Криму. Простежено історію стратиграфічного поділу цих відкладів. Наведено зведений стратиграфічний розріз і схему розміщення стратотипів та опорних розрізів нижньої крейди Гірського Криму. На численних прикладах показано розбіжності між дослідниками з питань стратиграфічного поділу нижньокрейдових відкладів Гірського Криму, виявлено проблеми у дослідженні їхніх еталонних розрізів, які можна звести до такого ряду: 1.) Відмінності в розумінні стратиграфічного обсягу та змісту підрозділів; 2.) Авторами по-різному датуються підрозділи; 3.) Дослідниками для позначення одних і тих самих підрозділів використовуються різні назви; 4.) Однакові назви використовуються для позначення різних за змістом підрозділів; 5.) Одним і тим самим підрозділом різними дослідниками присвоєно неоднаковий ранг; 6.) Для ряду стратонів еталонні розрізи не виділено; 7.) Слабка вивченість, відсутність даних про точне місцезнаходження еталонних розрізів окремих підрозділів; 8.) Типові розрізи деяких стратонів охарактеризовано у відслоненнях штучного походження, що, в деяких випадках, ускладнює їх доступність. У результаті проведеного аналізу можна зробити висновок про те, що еталонні розрізи стратиграфічних підрозділів, виділених у нижньокрейдових відкладах Гірського Криму, характеризуються неоднаковим ступенем вивченості, але, в цілому, він є слабким. Дослідження показало необхідність проведення робіт з довивчення стратотипів та опорних розрізів місцевих стратиграфічних підрозділів нижньої крейди Гірського Криму. Стійкий інтерес дослідників до проблем стратиграфії нижньокрейдових відкладів, суперечливі дані про вік, обсяг та зміст стратиграфічних підрозділів виступають обґрунтуванням необхідності забезпечення збереження еталонних розрізів.

Ключові слова: стратотип, опорний розріз, світа, товща, Гірський Крим, нижня крейда.

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 549.06+549.08+550.4

І. Лазарєва, канд. геол. наук, доц.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua

**ІНФОРМАТИВНІСТЬ ТИПІЗАЦІЇ ЦИРКОНІВ З МЕТАСОМАТИТІВ
ЗА ДЕЯКИМИ ФІЗИЧНИМИ, МОРФОЛОГІЧНИМИ ТА ГЕОХІМІЧНИМИ ОЗНАКАМИ**

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С.Є. Шнюковим)

Типоморфні особливості циркону активно застосовуються для визначення формаційної приналежності інтрузивних комплексів, метаморфічних та метасоматичних утворень, петрофондових реконструкцій областей живлення осадових басейнів. Існують два підходи до реалізації названих можливостей: застосування методики еволюційного кристаломорфологічного аналізу та використання індикаторних геохімічних особливостей. Але достовірність одержаних у результаті оцінок, імовірно, є різною. Метою роботи було з'ясування ступеня інформативності геохімічних, морфологічних та деяких фізичних ознак, що легко фіксуються візуально та часто використовуються при масових рутинних дослідженнях, на прикладі великого блоку даних щодо мікроелементного складу, морфології, кольору та прозорості зерен циркону, вилучених з різноманітних метасоматитів Суцано-Пержанської зони (СПЗ) та гранітоїдів Коростенського плутону (КП) (Український щит), з яким вони просторово асоціюють та генетично пов'язані. При цьому розв'язувались такі задачі: (1) типізація зерен циркону за геохімічними ознаками; (2) типізація зерен циркону за морфологічними ознаками; (3) типізація зерен циркону за кольором та прозорістю; (4) геохімічне моделювання мікроелементного складу циркону з метою підтвердження результатів проведеної геохімічної типізації; (5) з'ясування ступеня інформативності геохімічних, морфологічних та фізичних ознак. У результаті встановлено геохімічні типи мінералу, які відображають поліетапність формування метасоматитів СПЗ, та виокремлено (за співвідношенням мікроелементів та оцінками віку) тип, що відповідає головному етапу формування метасоматитів. Результати геохімічної типізації підтверджено шляхом геохімічного моделювання мікроелементного складу циркону, що генетично пов'язаний з магматогенно-гідротермальною системою КП. Спроба кореляції візуально спостережених ознак із результатами геохімічної типізації зерен не дала бажаних результатів. Типізація зерен, в першу чергу, за морфологією та, можливо, кольором може бути застосована на підготовчих стадіях вивчення метасоматитів, оскільки на статистичному рівні кореляція спостерігається.

Ключові слова: циркон, геохімічний тип, метасоматити, кристаломорфологія, індикаторні ознаки.

Вступ. Добре відомою є залежність складу, структури та інших властивостей мінералів від умов їхнього утворення. Використання таких індикаторних ознак дозволяє вирішувати цілу низку як генетичних, так і пошукових завдань, серед яких найголовнішими є: реставрація умов утворення та оцінка параметрів мінералоутворюючого середовища; встановлення формаційної приналежності порід різних магматичних комплексів та, звідси, їхньої потенційної рудоносності; розчленування метаморфічних порід за ступенем перетворення; визначення різних етапів і стадій процесу мінерало- та рудоутворення тощо. Надійність результатів при вирішенні подібних та багатьох інших завдань залежить від коректності вибору застосованого набору індикаторних ознак, який, у свою чергу, залежить від інформативності останніх.

Особливе місце серед усього розмаїття мінералів, індикаторні властивості яких успішно використовуються для розв'язання названих задач, обіймає циркон – наскрізний акцесорний мінерал, що характеризується: стійкістю в широких діапазонах фізико-хімічних умов, міцністю кристалічної структури, чутливою реакцією на зміни з утворенням нових генерацій та широкими межами ізоморфного входження різноманітних за властивостями елементів-домішок [9, 15 та ін.]. Завдяки методам ізотопної геохронології, циркон успішно використовується для визначення віку геологічних утворень [16]. Цей унікальний мінерал здатний слугувати, крім того, індикатором кислотно-лужного [22, 11] та окислювально-відновлювального режимів мінералоутворюючого середовища [11 та ін.], температур мінералоутворення [22-23, 20 та ін.]. Типоморфні особливості циркону активно застосовуються для визначення формаційної приналежності інтрузивних комплексів, метаморфічних та метасоматичних утворень [2, 4, 18, 10-11, 15, 17], петрофондових реконструкцій областей живлення осадових басейнів [6, 10, 15, 21]. Існують два підходи до реалізації названих можливостей: застосування методики еволюційного кристаломорфологічного аналізу

[2, 6, 19, 22] та використання індикаторних геохімічних особливостей (співвідношення концентрацій мікроелементів: Hf, Sr, Y, TR, Th, U, Pb, Nb, Ta та ін.) [3-4, 9-11, 13, 15 та ін.]. І хоча кожний з цих підходів досить успішно застосовується багатьма дослідниками, проблемою залишається оцінка достовірності одержаних результатів, яка, імовірно, є різною [5, 8, 13].

Метою даної роботи було з'ясування ступеня інформативності геохімічних, морфологічних та деяких фізичних ознак, що легко фіксуються візуально та часто використовуються при масових рутинних дослідженнях, на прикладі великого блоку даних щодо мікроелементного складу, морфології, кольору та прозорості зерен циркону, вилучених з різноманітних метасоматитів Суцано-Пержанської зони (СПЗ) та гранітоїдів Коростенського плутону (КП) Українського щита, з яким вони просторово асоціюють та генетично пов'язані [4, 14].

При цьому розв'язувались такі задачі: (1) типізація зерен циркону за геохімічними ознаками; (2) типізація зерен циркону за морфологічними ознаками; (3) типізація зерен циркону за кольором та прозорістю; (4) геохімічне моделювання мікроелементного складу циркону з метасоматитів, спрямоване на підтвердження результатів проведеної геохімічної типізації; (5) з'ясування ступеня інформативності геохімічних, морфологічних та фізичних ознак.

Методика досліджень. У роботі застосовано комплекс взаємоузгоджених методів і методик одержання первинних мінералогічних та мінерало-геохімічних даних, який включав:

1. Методики підготовки та вивчення репрезентативних мінерало-геохімічних проб, які, за рахунок застосування магнітогідростатичної та фотолюмінесцентної сепарації, а також сучасних інструментальних діагностичних засобів (електронно-зондовий мікроаналіз, люмінесцентна мікроскопія, рентгено-флуоресцентний (XRF) та рентгеноструктурний (XRD) аналізи), забезпечили: мінімальні втрати при виділенні мономінеральних фракцій акцесорних мінералів, надійну діагностику фаз,

типизацію індивідів за морфологічними та фізичними ознаками, відбір репрезентативних статистичних вибірок зерен та мінімізацію зараження їх домішками, що заважають елементному аналізу; 2. Методи дослідження елементного складу акцесорних мінералів. Кількісне визначення концентрацій головних індикаторних елементів-домішок (циркон — Y, Hf, U, Th, Pb; монацит — Y, Sr, U, Th, Pb, LREE) у поодиноких зернах циркону ($n=554$) та монациту ($n=649$) проводилось за допомогою спеціалізованого варіанту енергодисперсійного рентгено-флуоресцентного методу [12] (milliprobe/single grain X-ray fluorescence analysis: XRF-MP/SG), який, крім того, дозволив інструментально визначити масу кожного з проаналізованих зерен.

Геохімічна типізація цирконів. Циркон у складі метасоматично змінених порід СПЗ розповсюджений досить широко. Цей мінерал спостерігається в кожному з розглянутих мінеральних типів метасоматитів СПЗ переважно у досить значних концентраціях ("пержанські граніти" — 622, "пержанські граніти" з накладеними змінами — 2252, "пержанські граніти" зі зливним кварцом — 10145, кварц-польовошпатові метасоматити — 1328, альбітити — 69, сидерофіліт-польовошпатові метасоматити — 3250, сидерофілітові метасоматити — 20996 ppm). Винятком є лише не зовсім типові за багатьма ознаками, в тому числі й за мінеральним складом, альбітити, віднесені автором роботи до окремого ряду. Але цей факт не змінює статусу циркону як одного з головних наскрізних акцесорних мінералів метасоматитів СПЗ. Первинну геохімічну типізацію вилучених з кожного мінерального типу метасоматитів зерен циркону здійснено в найбільш інформативних [10] координатах Hf-Y, що привело до виділення трьох дискретних композиційних груп. Ці групи зерен витримують свою комплектацію й у інших розглянутих координатах — U-Y, Th-Y (рис. 1, а-г), що дає підставу розглядати їх як *геохімічні типи* (I, II та III відповідно) циркону.

Узагальнена типізація всіх досліджених цирконів у координатах U-Y та Th-Y наведена на рис. 1, д, е. Склад зерен циркону першого геохімічного типу повністю відповідає складу мінералу, вилученого з гранітоїдів КП (вмісні для метасоматитів), що дає можливість обґрунтовано припускати їхню успадковану, реліктову природу. Композиції мінералів, віднесених до другого й третього типів, як бачимо, істотно відрізняються як один від одного, так і від складу цирконів типу I.

Паралельно із дослідженнями зерен циркону, проводились аналогічні дослідження зерен монациту, вилучених з тих самих мінеральних типів метасоматитів. Аналогічно цирконам, було проведено геохімічну типізацію зерен цього мінералу, яка теж привела до виділення трьох геохімічних типів. Для кожного з виділених типів монациту методом "загального свинцю" [1] одержано орієнтовні оцінки віку. Вони підтвердили результати геохімічної типізації та складають: I геохімічний тип — 1850 ± 80 та 2000 ± 60 млн р (реліктові); II — 1675 ± 20 та 1660 ± 60 млн р (відповідає віку утворення СПЗ [16]); III — 1540 ± 20 млн р ("пержанські граніти" із накладеними змінами, в яких можна припустити додатковий етап — 670 ± 50 млн р) [4]. Достатня для виконання геохімічної типізації зерен коректність оцінок віку підтверджується відповідністю оцінки даних, одержаних для монациту, вилученого з гранітоїдів КП тим самим методом (1770 ± 30 млн р), даним ізотопного датування (1770 ± 15 млн р) [16].

Оцінки віку зерен цирконів кожного геохімічного типу методом "загального свинцю" не є однозначними внаслідок високого ступеня порушеності їх Th-U-Pb систем — спостерігається значний "розмив" максимумів на гістограмах розподілу значень оціночного віку (рис. 2), що унеможливорює побудову ізохрон. Порушеність Th-

U-Pb систем цирконів з метасоматитів СПЗ підтверджується й високим ступенем їх метамікстості, яка діагностується за повною відсутністю фотолюмінісценції [7], на відміну від цирконів з коростенських гранітів, більшість з яких таку властивість виявляє. Однак, спостерігається закономірне зниження вікових оцінок у ряду I-II-III тип (рис. 2).

Таким чином, можна вважати, що *виділені геохімічні типи монациту та циркону корелюють між собою та відповідають різним етапам мінералоутворення*. При цьому циркони та монацити II геохімічного типу можна вважати синпетрогенними по відношенню до метасоматитів. Але, якщо композиційні поля цирконів II і III типів є витриманими в усіх випадках, то серед цирконів, віднесених до першого геохімічного типу, спостерігається неоднорідність. Так, зерна цього типу з "пержанських гранітів" обох підтипів, "пержанських гранітів" зі зливним кварцом та сидерофілітових метасоматитів за складом повністю відповідають цирконам з гранітоїдів КП, а відповідні циркони з інших мінеральних типів метасоматитів демонструють наявність зерен з відносно підвищеним вмістом Hf та U. Зауважимо, що в межах однієї проби можуть бути присутні як зерна, що відповідають складу цирконів КП, так і відмінні від них (кварц-польовошпатові метасоматити, альбітити-II та сидерофіліт-польовошпатові метасоматити). Все це дає підставу виокремити серед цирконів I геохімічного типу (безперечно реліктових), як мінімум, два підтипи: (1) подібні до цирконів з гранітоїдів КП та (2) залучені, вірогідно, з інших типів вміщуючих СПЗ порід. Результати додаткової типізації цирконів I геохімічного типу за оцінками віку наведено на рис. 2, а, б.

Моделювання мікроелементного складу циркону. Вихідні дані для моделювання складу рудосносних гідротермально-метасоматичних утворень надала геохімічна модель формування гранітоїдної серії КП (Український щит) [9, 14], у якій за основний механізм магматичної еволюції прийнято фракційну кристалізацію гранітоїдного розплаву в глибинній магматичній камері. Використано також: (1) дані про розподіл петрогенних і мікроелементів у серії гранітоїдів КП; (2) експериментальні дані щодо розчинності апатиту, циркону й монациту, а також H_2O у розплавах; (3) температурну залежність [11, 15] розподілу Y між парагенними апатитом і цирконом.

У процесі моделювання оцінено: ефективні комбіновані коефіцієнти розподілу кристалізація/розплав для більшості мікроелементів, температурний та флюїдний (H_2O) режими магматичної еволюції, умови відокремлення магматогенного флюїду, значення коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав ($K_i^{F/L} = C_i^F / C_i^L$, де C_i^F і

C_i^L — концентрації елемента i у флюїді та розплаві відповідно) для мікроелементів [9, 14]. У результаті розраховано повний склад модельного флюїду, а також модельні концентрації мікроелементів у продуктах функціонування магматогенно-гідротермальної системи КП (метасоматитах і акцесорних мінералах). Зіставлення модельних і модальних композицій циркону (рис. 3) дало позитивний результат — до модельного поля потрапили лише зерна його II геохімічного типу, які вважаються синпетрогенними метасоматитами СПЗ. Це свідчить про коректність та ефективність запропонованої процедури геохімічної типізації зерен циркону.

Типізація зерен циркону за формою, кольором та прозорістю. Спроба кореляції візуально спостережених ознак із результатами геохімічної типізації зерен, у даному випадку, на жаль, не дала бажаних результатів (рис. 4). Можна лише узагальнити отримані дані у вигляді декількох основних висновків.

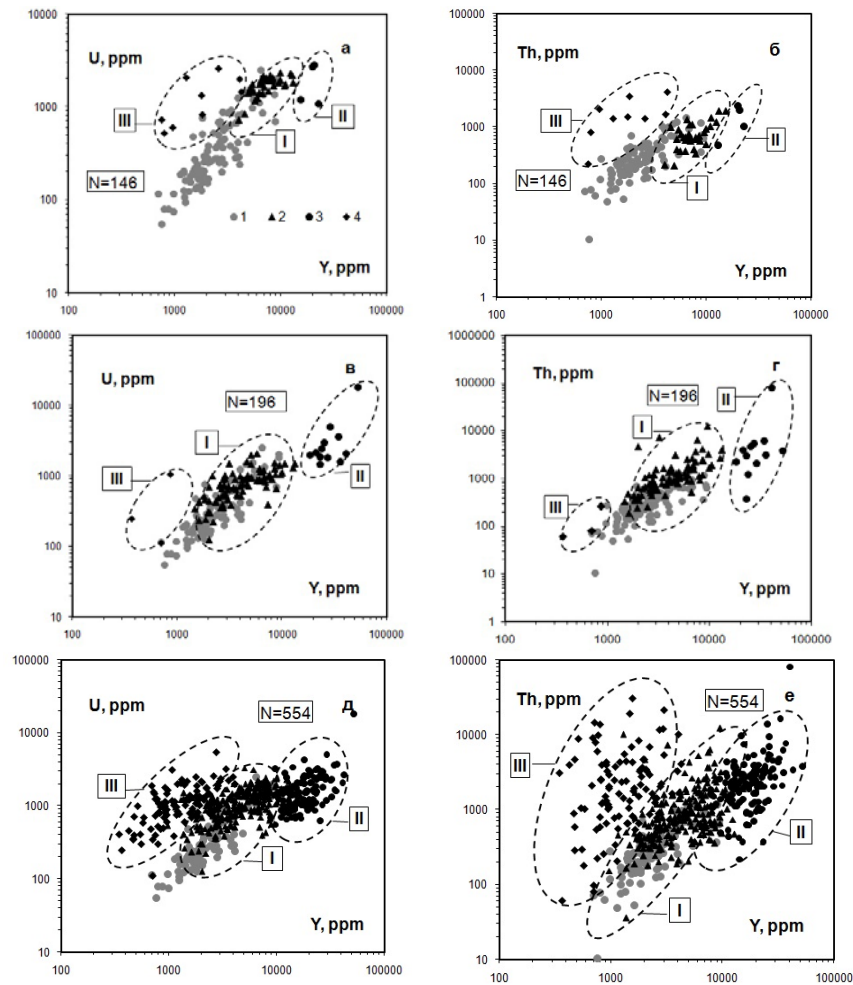


Рис. 1. Геохімічна типізація цирконів з метасоматитів СПЗ у координатах U-Y та Th-Y:

а, б – "пержанські граніти" зі зливним кварцом; в, г – кварц-польовошпатові метасоматити; д, е – повна вибірка всіх вивчених цирконів. Умовні позначки: 1 – циркони з гранітоїдів КП; 2, 3 та 4 – циркони, віднесені до I, II та III геохімічних типів відповідно. Пунктирними лініями обмежено композиційні поля виділених геохімічних типів

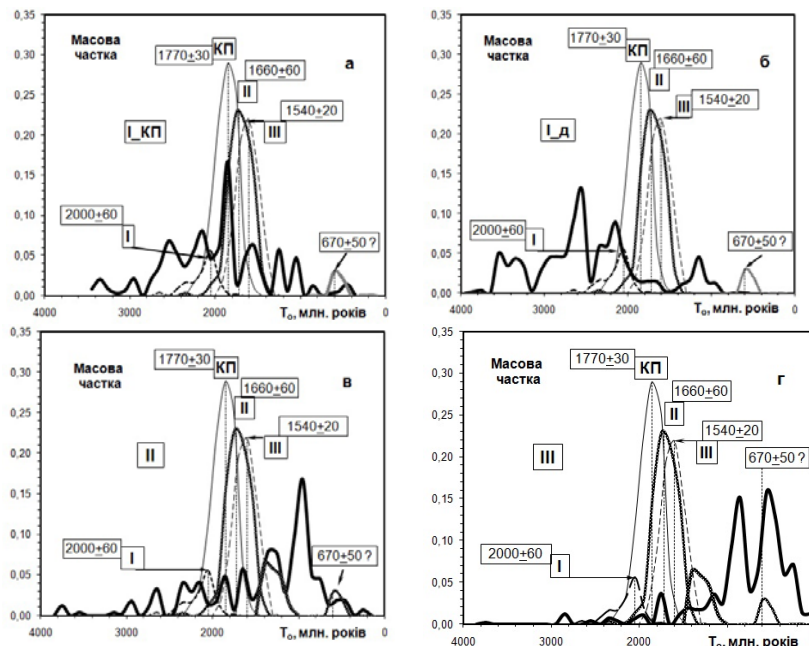


Рис. 2. Розподіл значень позернових визначень оціночного віку для цирконів із метасоматитів СПЗ, віднесених до виділених геохімічних типів:

а, б – першого (I_KP – домішковий склад, тотожний цирконам з гранітоїдів КП, I_д – домішковий склад, дещо відмінний від складу цирконів з гранітоїдів КП); в – другого; г – третього. Суцільна жирна лінія відповідає повній вибірці зерен циркону відповідного типу. Тонкими й пунктирними лініями наведено гістограми віку аналогічних типів монациту з метасоматитів СПЗ (вказано оцінки віку, одержані за побудованими ізохронами)

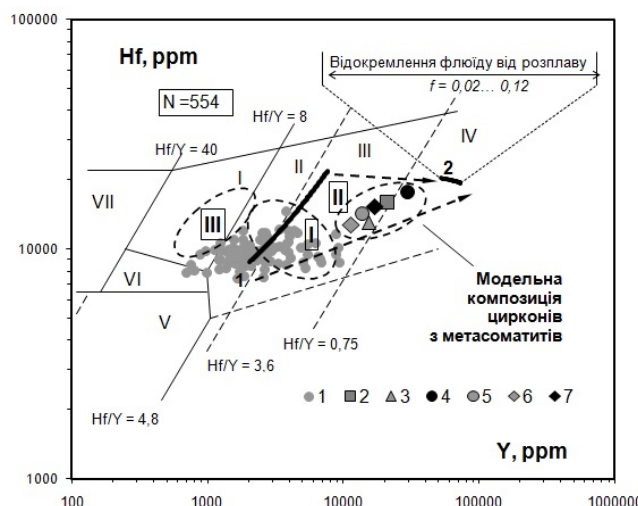


Рис. 3. Зіставлення модальних композицій досліджених цирконів (СПЗ, КП) з розрахованою композицією цього мінералу як продукту функціонування модельної магматогенно-гідротермальної системи (КП).

Циркони з: 1 — гранітоїдів КП; 2-7 — відповідно, "пержанських гранітів", кварц-польовошпатових, польовошпатових, слюдиисто-польовошпатових та сидерофілітових метасоматитів; лінії 1 та 2 — графіки зміни модельного складу мінералів з високо- та низькотемпературних метасоматитів відповідно, обмежують модельне поле складу цирконів, які генетично пов'язані з магматичною системою КП та є синпетрогенними СПЗ; f — частка залишкового розплаву в магматичному осередку.

Римськими цифрами позначено поля складу цирконів [10] з: I — ультраосновних, основних та безкварцових середніх порід; II — кварцвміслючих порід середнього та помірно кремнекислого складу; III — гранітів підвищеної кремнекислотності та їх гідротермально змінених різновидів; IV — грейзенів; V — карбонатитів; VI — лужних порід, фенітів і карбонатитів; VII — кімберлітів; N — кількість вивчених зразків. Стрілка показує напрямку зниження температури формування метасоматитів. Овалами обмежено композиційні поля цирконів I та III геохімічних типів

По-перше, на відміну від переважно видовженопризматичних (65%) цирконів з гранітоїдів КП (рис. 4, а), утворених магматичним шляхом, циркони з гідротермально-метасоматичних утворень (тип II і III) кристалізуються частіше у вигляді короткопризматичних (35% і 31% відповідно) й ізометричних (26% і 36% відповідно) зерен (рис. 4, ж, к), що добре збігається з класичними поглядами [22].

По-друге, реліктові циркони (тип I) представлені гетерогенною сумішшю (рис. 4, б), що збігається з висновками геохімічної типізації та результатами датування методом "загального свинцю".

По-третє, серед зерен циркону II та III геохімічних типів істотно переважають зерна жовто-бурого та сірого кольорів (рис. 4, з, л) відповідно (64% та 69%). Для цирконів I геохімічного типу загалом та цирконів КП характерними є зерна названих кольорів у рівних кількостях (рис. 4, б, д). Безбарвні зерна практично відсутні серед зерен усіх типів. Що стосується ступеня прозорості цирконів різних типів, то загалом в усіх вибірках переважають напівпрозорі та непрозорі зерна. Лише серед цирконів, вилучених з гранітоїдів КП, присутні 25% прозорих зерен і лише 16% є непрозорими.

Висновки. Проведена типізація зерен циркону з метасоматитів СПЗ за геохімічними та морфологічними ознаками, кольором та прозорістю показала:

1. Розроблені критерії геохімічної типізації цирконів дозволили встановити геохімічні типи мінералу, які відображають поліетапність формування метасоматитів СПЗ (рис. 1). Виокремлений за співвідношеннями всіх досліджених елементів-домішок другий геохімічний тип циркону за одержаними для синхронно сформованого монациту віковими оцінками (1660±60 млн р.) відповідає існуючим ізотопним оцінкам віку формування СПЗ (1760±5 млн р. [16]), що дозволяє вважати його синпетрогенним, тобто таким, що відповідає головному етапу формування метасоматитів (рис. 2).

Така геохімічна типізація зерен, і, насамперед, виділення типу, що за часом відповідає формуванню метасоматитів СПЗ, дозволила залучити до оцінки її інформативності процедуру геохімічного моделювання мікро-

елементного складу циркону, який генетично пов'язаний з магматогенно-гідротермальною системою КП. Позитивні результати зіставлення модельних і модальних композицій циркону (рис. 3) підтверджують результати геохімічної типізації та конкретизують генетичний зміст виділених за геохімічними ознаками типів мінералу.

2. Спроба кореляції візуально спостережених ознак із результатами геохімічної типізації зерен, у даному випадку, на жаль, не дала бажаних результатів (рис. 4). Застосування методики кристаломорфологічного аналізу по цирконах [22], що розроблений, у першу чергу, для порід магматичного генезису, ускладнене поганою збереженістю зерен у результаті первинної підготовки штучних шліхів (що неминуче). На неоднозначність висновків при застосуванні кристаломорфологічного аналізу по цирконах вказують і деякі дослідники [8, 5]. Але методика може бути обмежено застосована на підготовчих стадіях і при вивченні метасоматично змінених порід, оскільки на статистичному рівні кореляція спостерігається. Результати типізації за кольором і, найголовніше, ступенем прозорості взагалі свідчать про недоцільність використання цих ознак, особливо у випадку досліджень метасоматично змінених порід.

Отже, автор вважає, що при дослідженні метасоматично змінених порід обов'язковим є позернове вивчення елементного складу великих за обсягом статистичних вибірок циркону та інших наскрізних акцесорних мінералів. При цьому, як додатковий засіб може бути застосована типізація за візуально спостереженими ознаками (у першу чергу, морфологією та, можливо, кольором), яка є менш трудомісткою, ніж дослідження домішкового складу, та може бути використана при масових рутинних дослідженнях. Подібні дослідження доцільно провести на прикладі метасоматитів різних типів (феніти, альбітиту тощо). Це дозволить розробити критерії зональності, визначити етапи формування та умови утворення метасоматитів, а також остаточно прояснити питання про ступінь інформативності деяких типових морфних ознак, що спостерігаються візуально.

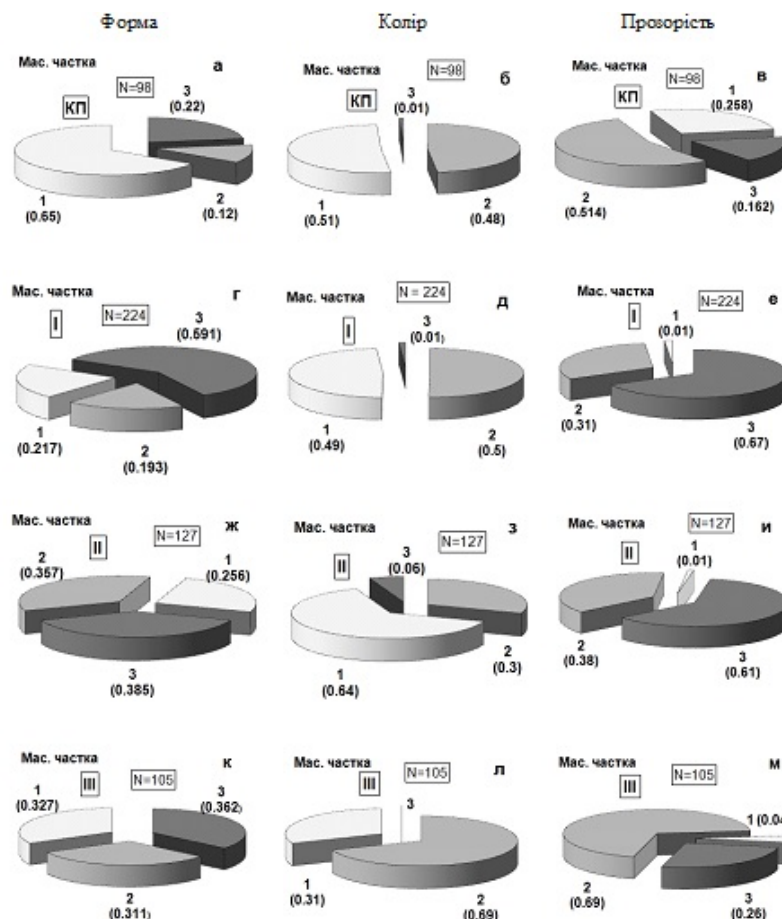


Рис. 4. Зіставлення зерен циркону, що належать до виділених геохімічних типів (КП I, II, III), за:
 а, г, ж, к — морфологічними особливостями (1 — видовженопризматичні, 2 — короткопризматичні, 3 — ізометричні);
 б, д, з, л — особливостями забарвлення (1 — бурувато-жовті, 2 — сірі, 3 — незабарвлені);
 в, е, и, м — ступенем прозорості (1 — прозорі, 2 — напівпрозорі, 3 — непрозорі).
 У круглих дужках наведено співвідношення з урахуванням інструментально визначених мас зерен

Список використаних джерел

1. Андреев А.В., (1992). Современные возможности метода общего свинца в радиогеохронологических исследованиях. — Геол. журн., 6. — С. 125–130.
2. Андреев А.В., (1992). Modern opportunities of general lead method in geochronological research. — Geol. zhurn., 6. P. 125–130. (In Russian).
3. Драгомирецкий А.В., Узун С.Н., (1999). Кристалломорфологические особенности циркона Букинского монцититоидного массива Украинского щита. — Минерал. сб., 49, 2. — С. 135–138.
4. Dragomiretskiy A.V., Uzun S.N., (1999). Bukinskiy monocyte Ukrainian shield massive zircons crystalomorphic features. — Mineral. zb., 49, 2. — P. 135–138. (In Russian).
5. Краснобаев А.А., (1986). Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука. — 134 с.
6. Krasnobaev A.A., (1986). Zircon as a geological processes indicator. — Moscow, Nauka. — 134 p. (In Russian).
7. Лазарева И.И., Шнюков С.Е., Андреев О.В., Морозенко В.Р., (2006). Элементы-домішки цирконів, монацитів, флюоритів з метасоматитів Суцано-Пержанської зони (північно-західна частина Українського щита). — Геохімія та рудоутворення, 24. — С. 95–102.
8. Lazareva I.I., Shnyukov S.E., Andreev O.V., Morozenko V.R., (2006). Metasomatite zircons, monocytes and fluorites trace elements composition of Suschano-Perzhanskaya zone (north-western part of Ukrainian shield). — Geokhimiya ta rudoutvorenniya, 24. — P. 95–102. (In Ukrainian).
9. Мачевариани М.М., Алексеев В.И., (2012). Титан-цирконовая термометрия на примере редкометалльных гранитоидов Дальнего Востока. "Чтения памяти П.Н. Чирвинского". Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: XIII науч. конф., 31 янв.-1 февр. 2012. — Пермь. С. 134–137.
10. Machevariani M.M., Alekseev V.I., (2012). Titanium-zircon thermometry at the example of rare-metal granites of Far East. "Chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo". Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: XIII nauch. conf. 31 jan.-1 feb. — Perm. — P. 134–137. (In Russian).
11. Соловьев А.В., Рожкова Д.В., Акинин В.В., Хисамутдинова А.И., (2011). Источники сноса терригенного материала эоценовых отложений западной Камчатки по результатам изучения обломочных цирконов. Современное состояние наук о Земле: Матер. междунар. конф., посвящ. памяти В.Е. Хаина. — Москва, 1-4 февр. — С. 1771–1775.

12. Solovov A.V., Rozhkova D.V., Akinin V.V., Hisamutdinova A.I., (2011). Eocene terrigenous material deposits of western Kamchatka drift origins based on results of fragmentary zircons study. Sovremennoe sostoyanie nauk o Zemle: Mater. mezhdunar. konf., posvyaschennoy pamyati V.E. Haina. — Moscow, 1-4 febr. — P. 1771–1775. (In Russian).
13. Таращан А.Н., (1978). Люминесценция минералов: Моногр. — К.: Наук. думка. — 296 с.
14. Taraschan A.N., (1978). Luminescence of minerals: Monography. — Kiev, Nauk. Dumka. — 296 p. (In Ukrainian).
15. Трейвус Е.Б., Полеховский Ю.С., (2011). Новые материалы по кристалломорфологии циркона Вишневого гор Урала и проблемы его типоморфизма. — Вестн. С.-Петерб. ун-та, Сер.7, 1. — С. 32–44.
16. Treivus E.B., Polehovskiy Yu.S., (2011). New materials about Vishnevyy mountains of Ural zircons crystal morphology and its typomorphism problems. — Vestn. S.-Peterb. un-ta, 7, 1. — P. 32–44. (In Russian).
17. Шнюков С.Е., (2001). Наскрізни акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів. — Зб. наук. праць УкрДГРІ, 1-2. — С. 41–53.
18. Shnyukov S.E., (2001). Accessory through minerals in magmatic processes geochemical modeling. — Zblynyk naukovykh prats UkrDGRI, 1-2. — P. 41–53. (In Ukrainian).
19. Шнюков С.Е., (2003). Геохимическая классификация цирконов и апатитов из различных типов горных пород и руд: современное состояние, применение и перспективы развития. — Геол. журн., 1. — С. 99–103.
20. Shnyukov S.E., (2003). Various ores and rocks zircon and apatite geochemical classification: modern stance, application and development perspectives. — Geol. zhurn., 1. — P. 99–103. (In Russian).
21. Шнюков С.Е., Андреев А.В., Чебуркин А.К., (1988). Элементы-примеси в сквозных сосуществующих акцессорных минералах — критерий оценки условий формирования метасоматитов (принципы интерпретации минералогическо-геохимических данных, метод аналитических исследований). — Киев - Препр. / АН УССР, Ин-т геол.; 88-45. — 50 с.
22. Shnyukov S.E., Andreev A.V., Cheburkin A.K., (1988). Trace elements in coexisting accessory through minerals — metasomatite formation conditions evaluation criteria (mineralogic-geochemical data interpretation principles, analytical research method). — Kiev, Prepr. / AN USSR, In-t geol.; 88 45. — 50 p. (In Russian).
23. Шнюков С.Е., Андреев А.В., Белоусова Е.А., Савенков С.П., (2002). Рентгено-флуоресцентный анализ микроколичеств вещества в геохимии

акцессорных минералов: исследовательские возможности в сопоставлении с локальными аналитическими методами. – Минерал. журн., 1. – С. 80-95.

Shnyukov S.E., Andreev A.V., Belousova E.A., Savenok S.P., (2002). Microquantity matter XRF analysis in geochemistry of accessory minerals: research opportunities in correlation with local analytical methods. – Mineral. zhurn., 1. – P. 80-95. (In Russian).

13. Шнюков С., Гатар Й., Андреев А., Грегус Я., Чебуркин А., Савенок С., (1993). Петрологический анализ геохимии акцессорных цирконов и апатитов из гранитоидов Роховецкой интрузии (Словакия). – Геол. журн., 1. – С. 30-41.

Shnyukov S., Gatar Y., Andreev A., Gregush Ya., Cheburkin A., Savenok S., (1993). Accessory zircons and apatites from Rohovecka intrusion (Slovakia) petrological analysis of geochemistry. – Geol. zhurn., 1. – P. 30-41. (In Russian).

14. Шнюков С.Е., Лазарева И.И., (2004). Модельна оцінка мікроелементного складу акцесорних мінералів метасоматитів, пов'язаних з магматичними комплексами. – Зб. наук. праць УкрДГРІ, 2. – С. 116-122.

Shnyukov S.E., Lazareva I.I., (2004). Model evaluation of trace elements composition of metasomatic through accessory minerals connected to magmatic complexes. – Zb. nauk. prats UkrDGRI, 2. – P. 116-122. (In Ukrainian).

15. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В., (1989). Геохимия "сквозных" сосуществующих акцессорных минералов и ее роль в исследовании эндо- и экзогенных геологических процессов. – Геол. журн., 49, 2. – С. 107-114.

Shnyukov S.E., Cheburkin A.K., Andreev A.V., (1989). Through accessory minerals geochemistry and its role in endo- and exogenous geological processes research. – Geol. zhurn., 49, 2. – P. 107-114. (In Russian).

16. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., (2005). Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. – К.: Наук. думка. – 243 с.

Scherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N., (2005). Early Precambrian Ukrainian shield geochronology. – Kyiv, Nauk. Dumka. – 243 p. (In Russian).

17. Bea F., Fershtater G., Montero P. et al., (2001). Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia. Terra nova, 13, 407-412.

18. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I., (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib. – Mineral. Petrol., 143. – P. 602-622.

19. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., (2006). Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids. – Journal of Petrology, 47, 2. – P. 329-353.

20. Ferry J.M., Watson E.B., (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contrib. – Mineral. Petrol., 154. – P. 429-437.

21. Hancher Eds.J.M., Hoskin P.W.O., (2003). Zircon. – Review in Mineralogy and Geochemistry. – 500 p.

22. Pupin J.P., (1980). Zircon and granite petrology. Contrib. – Mineral. and Petrol., 73, 3. – P. 207-220.

23. Watson E.B., Harrison T.M., (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. – Earth and Planetary Science Letters, VI, 64. – P. 295-304.

Надійшла до редколегії 25.05.15

I. Lazareva, Cand. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua

THE INFORMATION CONTENT OF METASOMATIC ZIRCONS BY SOME PHYSICAL, MORPHOLOGICAL AND GEOCHEMICAL PROPERTIES

Typomorphic properties of zircons are widely applied to identify the formation type of intrusive complexes, metamorphic and metasomatic formations, petrofundal reconstructions of material sources of sedimentary basins. There are two possible ways of implementation of the above mentioned possibilities: application of evolutionary crystalomorph analysis method and use of geochemical indicator properties. But information content of the received evaluations probably differs. The purpose of the work was to find out the level of reliability of geochemical, morphological and some physical properties which are easily identified visually and are often applied during mass routine research, in the example of a large block of trace elements data, morphology, colour and transparency of zircon grains extracted from various metasomatites of Suschano-Perzhansk zone (SPZ) and granites of Korosten Pluton (KP) (Ukrainian shield), which is spatially and genetically connected with them. The following tasks have been solved: (1) geochemical typing of zircons; (2) morphological typing of zircons; (3) colour and transparency typing of zircons; (4) trace elements composition of zircons modeling in order to confirm results of previous typing; (5) information content level of geochemical, morphologic and physical properties estimation. As a result, geochemical types of zircons which reflect multiphase formation of SPZ metasomatites were received and the type of zircons which belongs to the main phase of metasomatite formation was identified (by the trace elements ratios and age estimations). Results of geochemical typing were confirmed by geochemical modeling of trace elements composition of zircons which is genetically connected with magmatogenic-hydrothermal system of KP. An attempt of the correlation between visually observed properties and geochemical typing didn't give desirable results. Grain typing primarily by morphology and possibly by colour can be applied at the preparatory stages of metasomatites research as on a statistical level the correlation is observed.

Key Words: zircon, geochemical type, metasomatites, morphology of crystals, indicator properties.

И. Лазарева, канд. геол. наук, доц.

E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ТИПИЗАЦИИ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАСОМАТИТОВ ПО НЕКОТОРЫМ ФИЗИЧЕСКИМ, МОРФОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

Типоморфные особенности циркона активно используются для определения формационной принадлежности интрузивных комплексов, метаморфических и метасоматических образований, петрофондовых реконструкций областей питания осадочных бассейнов. Существует два подхода к реализации перечисленных возможностей: использование методики эволюционного кристалломорфологического анализа; использование индикаторных геохимических особенностей. Но достоверность полученных в результате оценок, вероятно, различна. Целью работы было выяснение степени информативности геохимических, морфологических и некоторых физических свойств, которые легко фиксируются визуально и часто используются при массовых рутинных исследованиях, на примере большого блока данных о микроэлементном составе, морфологии, цветовой гамме и прозрачности зерен циркона, извлеченных из разнообразных метасоматитов Сушано-Пержанской зоны (СПЗ) и гранитоидов Коростенского плутона (КП) (Украинский щит), с которыми они пространственно ассоциируют и связаны генетически. При этом решались следующие задачи: (1) типизация зерен циркона по геохимическим признакам; (2) типизация зерен циркона по морфологическим признакам; (3) типизация зерен циркона по цвету и прозрачности; (4) геохимическое моделирование микроэлементного состава циркона с целью подтверждения результатов проведенной геохимической типизации; (5) выяснение степени информативности геохимических, морфологических и физических признаков. В результате выделены геохимические типы минерала, которые отображают полиэтапность формирования метасоматитов СПЗ и выявлен (по соотношению микроэлементов и оценкам возраста) тип, который отвечает главному этапу формирования метасоматитов. Результаты геохимической типизации подтверждены путем геохимического моделирования микроэлементного состава циркона, генетически связанного с магматогенно-гидротермальной системой КП. Попытка корреляции визуально наблюдаемых признаков с результатами геохимической типизации не дала ожидаемых результатов. Типизация зерен, в первую очередь, по морфологическим признакам и, возможно, по цвету может быть применена на подготовительных стадиях изучения метасоматитов, поскольку на статистическом уровне корреляция наблюдается.

Ключевые слова: циркон, геохимический тип, метасоматиты, кристалломорфология, индикаторные особенности.

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.422

С. Вижва, д-р геол. наук, проф., зав. каф. геофізики
E-mail: vsa@univ.kiev.ua;О. Шабатура, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.
E-mail: sand@univ.kiev.ua;Д. Онищук, канд. геол. наук
E-mail: boenerges@ukr.net;І. Онищук, канд. геол. наук, ст. наук. співроб., зав. НДП
E-mail: oivan1@ukr.net;Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

РАДІАЦІЙНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДОНОВИХ ВОД М. ХМІЛЬНИК

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

У підземних водах з кристалічних порід кислого складу іноді можуть формуватися високі вмісти радону. Використання збагачених радоном вод для комунальних і господарських потреб призводитиме до потрапляння радону у повітря приміщень, що додатково підвищить радіаційний фон. Для точної оцінки ефективних доз, обумовлених опроміненням радоном і його дочірніми продуктами розпаду, необхідно враховувати механізми накопичення у підземних водах, їх хімічний склад, гідрогеологічний режим підземних вод, глибину водозабору, час транспортування тощо. З цією метою вивчалися підземні води з водоносних горизонтів кристалічного фундаменту м. Хмельник. За пробями із серії водопунктів (5 глибоких свердловин) проведено комплексні хіміко-радіологічні лабораторні дослідження, що вимагали виконання еманційних вимірювань приладом РРА-01М-03 з точністю 30% і ряду гамма-спектрометричних вимірювань. Отримано дані про масовий вміст радію-226, загальний об'ємний вміст радону, який змінювався в межах від 15 до 44 МБк/м³, та вміст радону, який утворився за рахунок розчиненого й сорбованого радію. Аналіз компонент радону різного походження виявив, що накопичення радону у підземних водах має, головним чином, "еманційно-дифузійну" природу і мало залежить від хімічного складу вод. Не виявлено стійкого зв'язку між концентрацією радону та хімічними компонентами вод, окрім вуглекислоти, марганцю, SO₄²⁻ та Cl⁻. Швидше за все, вміст цих компонентів впливає на фізико-хімічні процеси сорбції радію. Оцінка потенційних доз опромінення радоном з підземних вод м. Хмельник здійснювалася шляхом розрахунку річних еквівалентних доз для різних водопунктів. Результати підрахунку свідчать, що 100-годинна експозиція максимальної концентрацією розчиненого радону спроможна формувати досить значимі дози опромінення (від 0,005 до 0,025 мЗв/рік), співставні з тими, які отримують пацієнти при проходженні курсу радонотерапії. Дози від опромінення радоном від найбільш радономістких водопунктів (свр. 8 і свр. 12) при експозиціях більше 1000 год за рік вже сягають величин в 0,3-0,4 мЗв/рік, що відповідає рівням санітарно-нормативного регулювання (НРБУ-97/Д-2000). Запропонований спосіб виявлення окремих фізико-хімічних механізмів формування радонових рілень у підземних водах дозволить точніше описувати його часову й просторову варіативність, а отримані результати показують свою важливість при радіологічних розрахунках у радонотерапії та санітарно-радіаційному регулюванні.

Ключові слова: радон, радій, поглинені дози опромінення, Хмельник, підземні води.

Вступ. До радіоактивних відносяться води, що містять радон-222 з об'ємною активністю більше 1,85·10⁵ Бк/м³, радію-226 – більше 1·10⁻⁸ г/м³ або урану – більше 3·10⁻² г/м³ [1]. За оцінками Наукового комітету з дії атомної радіації ООН, на даний час близько 10% населення Землі вживає воду з активністю радону від 0,1 МБк/м³ і 1% – вище 1 МБк/м³. Іноді сумарна доза радіації при використанні води з підвищеною концентрацією радону може бути дуже високою. За даними шведських учених, більше 60000 жителів країни щодня споживають воду з активністю радону вище 1 МБк/м³, що призводить до 50 випадків захворювань на рак легенів на рік [13].

Радіаційна небезпека, викликана високими концентраціями радону у воді, визначається декількома причинами:

- 1) споживанням води з підвищеною концентрацією радону та продуктів його розпаду;
- 2) переходом у повітря значної частини радону при використанні води у побутових цілях;
- 3) переходом радону у повітря закритих приміщень при використанні води в лазнях, душах тощо.

Інтенсивне вимивання природних радіонуклідів з товщ гірських порід призводить до утворення у деяких районах радіоактивних вод. Добра розчинність радону обумовлює досить швидке насичення ним підземних вод. Залежно від геологічних і гідрогеологічних умов, у різних регіонах спостерігається широкий спектр фонових концентрацій радону. В середньому, вміст радону у воді коливається від 3700 Бк/м³ до 37 МБк/м³ [1]. Поряд з районами з пониженими фоновими концентраціями радону в водах, є території з досить високими, "ураган-

ними", вмістами радону. Такі території виявлені в Бразилії, Індії, Канаді, Ірані, скандинавських країнах, США, Казахстані, Росії [1, 9, 11].

Зазвичай у воді, яка використовується населенням, концентрація радону дуже мала, але в глибоких артезіанських свердловинах створюються умови для накопичення надзвичайно високої активності радону, іноді до 100 МБк/м³. Для прикладу, води з артезіанських свердловин, які використовують для питного споживання в смт. Маньківка (Черкаська область, Україна), містять радон з активністю до 1000-3000 Бк/л [14]; у підземних водах кристалічного фундаменту в околищах Києва вміст радону становить 70-1657 Бк/л [3].

Підвищений вміст радону у водах створює можливість використання її з лікувальною метою. Тому їх широко використовують при лікуванні захворювань кістково-м'язової, нервової систем та ряду інших захворювань. Результатом прийому радонових ванн є виражена седативна й знеболююча дія. Радіоактивні води за переважанням вмістом конкретних радіонуклідів поділяються на радонові (курорти Білокуриха, Желєзноводськ, П'ятигорськ), радієві (курорти Істі-Су, Кисловодськ, Цхалтубо), радоно-радієві (курорт Мацеста, Ільменські й Слов'янські джерела), радоно-радієво-уранові, уран-радієві та уранові [1]. В Україні з великими радоновими ресурсами, води із вмістом радону більше 185 Бк/л є мінеральними (радоновими) й можуть використовуватися у медицині [9, 12].

При відсутності централізованого й технічно обгрунтованого водопостачання, неспецифічні умови поводження з радоновими водами можуть створювати до-

даткове внутрішнє й зовнішнє опромінення. В таких випадках здійснюється періодичний радіаційний контроль питної води, який відносно просто регламентується і за яким можливе визначення ефективної поглиненої дози. На основі міжнародного й національного досвіду практичного застосування нормативів щодо використання вод для питного вживання, відбувається їх постійне уточнення й удосконалення [7, 9] і, як правило, додатковий радіаційний вплив від цих джерел опромінення мінімізується. Внаслідок суттєвої відмінності умов радононакопичення в підземних водах, рівня соціально-економічного розвитку країни, систем екологічно-санітарного нагляду, законодавчо-нормативної бази, застосовуються різні величини допустимих рівнів радону у водах. Так, у Фінляндії гранично допустимі концентрації встановлено на рівні 300 Бк/л, у Швеції – 300 Бк/л, у Ірландії – 200 Бк/л [1], в Україні – 100 Бк/л. Агентство з охорони навколишнього середовища США USEPA рекомендує застосовувати граничну величину вмісту радону у воді на рівні 11,1 Бк/л, що, однак, не знайшло поки що відображення в американському національному стандарті якості води (цей параметр не нормується). У російських нормах радіаційної безпеки [7] граничний рівень вмісту радону у воді, при якому вже потрібне втручання, встановлений на рівні 60 Бк/л при відсутності у воді інших радіоактивних речовин. До цього "Санітарні правила і норми для централізованого водопостачання" дозволяли користуватися водою з вмістом радону до 120 Бк/л.

Окрім внутрішнього опромінення від вживання вод, збагачених радоном, досить вагома частка дози може створюватися за рахунок інгаляційного та маловивченого трансдермального потрапляння радону в організм людини. Якщо враховувати невизначеності радіаційного опромі-

нення радоном, пов'язані з відмінностями у концентраціях і умовах дегазації у повітря житлових або виробничих приміщень, то зрозуміло, що не існує універсального й єдиного методу щодо оцінювання доз опромінення радоном і пов'язаних з ними ризиків для здоров'я. Як правило, здійснюється екстраполяція отриманих рівнів еквівалентної рівноважної активності радону (ЕРОА) для певних категорій населення на певний термін зі встановленням колективних ефективних доз. Наприклад, під час радіологічного вивчення циклу технологічних операцій радонотерапії (приготування радонових ванн, порціювання, транспортування сумішей тощо) розраховували сумарну величину ефективної дози [9]. Для внутрішнього опромінення вона складала близько 1350 мЗв/рік, а зовнішнього – 2,57 мЗв/рік. З цього випливав висновок, що основну дозу формує внутрішнє опромінення, хоча воно не перевищувало допустимих рівнів, встановлених НРБУ-97 [7, 9], але потребує інспекційного або моніторингового вивчення.

Нами досліджувався вміст радону та радію у підземних водах (5 глибоких свердловин) відомого бальнеологічного курорту України – м. Хмельник (рис. 1), де радонові води використовуються у низці закладів курортно-лікувального призначення (6 санаторіїв), з метою встановлення широкого кола радіаційних характеристик цих об'єктів. Джерелом постачання в лікувально-санаторні заклади виступає Хмельницьке родовище радонових вод з експлуатаційними запасами 2000 м³/добу [9]. Радіаційний контроль за станом підземних вод м. Хмельник здійснює локальна служба моніторингу за станом підземних вод, яка виконує спостереження за положенням рівня підземних вод, каталогізує хімічний склад підземних вод водопункту і, в тому числі, виконує скринінгові вимірювання вмісту радону.

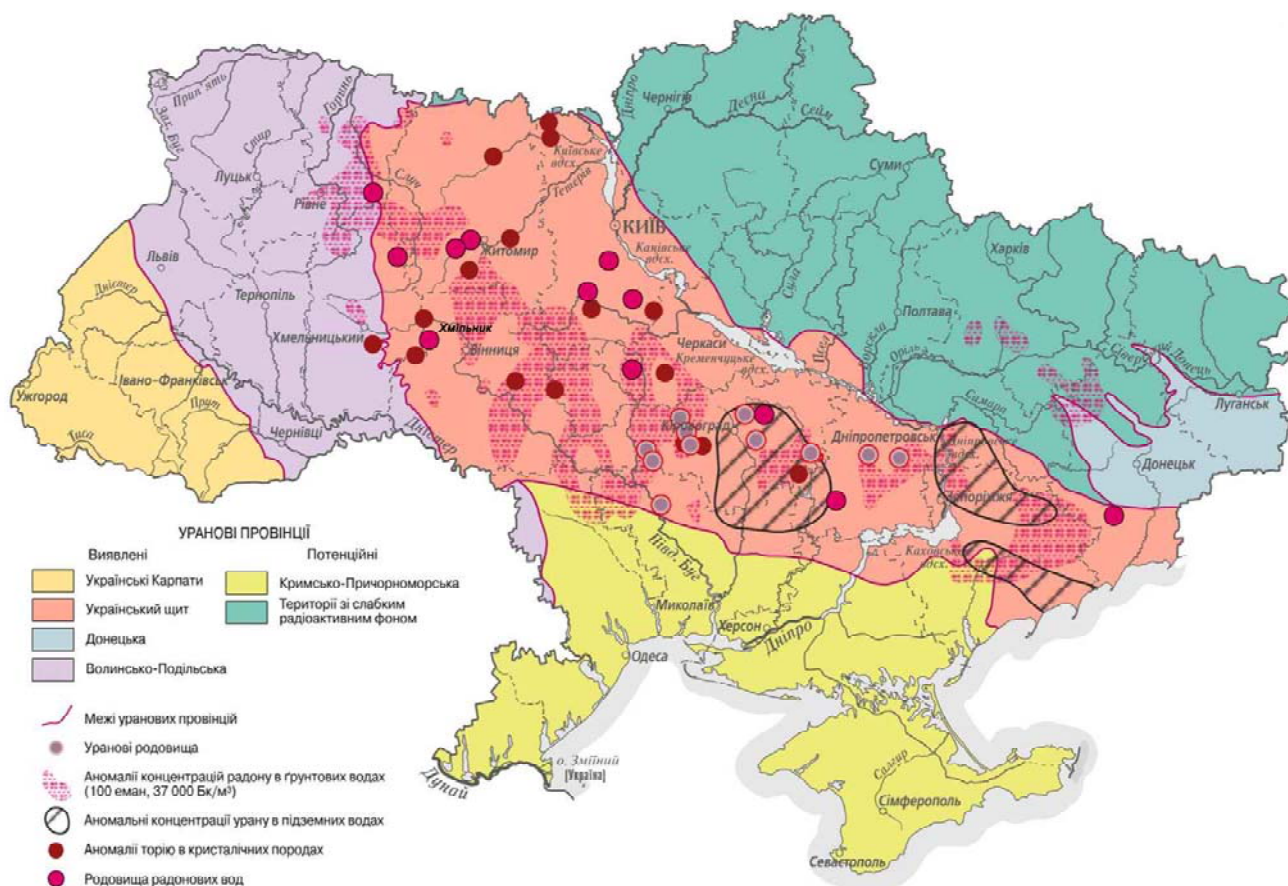


Рис. 1. Карта розміщення родовищ радонових вод на території України (з www.skyworld.net)

Раніше проведене спеціалізоване радіоекологічне дослідження ванних відділень 4-х санаторіїв м. Хмільник [9] встановило, що ЕРОА в повітрі складає 105-711 Бк/м³, причому ефективні дози опромінення персоналу за рахунок зовнішнього опромінення складають 1,084 мЗв/рік за 1200 годин роботи. Об'ємні активності радону вод, які використовують для прийняття ванн обласної фізіотерапевтичної лікарні, – 600-1200 Бк/л, що майже в 2-2,5 рази вище у водах із експлуатаційних свердловин санаторіїв м. Хмільник.

Експериментальні дослідження. Лабораторні аналітичні роботи включали визначення об'ємної активності радону і торону проб води, а також вмісту радію-226 у

пробах за допомогою напівпровідникового гамма-спектрометра. Програмне забезпечення гамма-спектрометра дозволяє за наявними фотопіками у спектрі визначати активність зразків та розраховувати статистичну похибку таких вимірів. При цьому мінімальна активність зразка, що може бути виміряна з певною статистичною точністю, визначається фоновими умовами та часом виміру.

Методика визначення ²²²Rn у підземних водах полягає у переведенні газу з проби води у вимірювальну камеру еманометра [6]. Вилучення радону з проби і переведення його до вимірювальної камери приладу РРА-01М-03 проводилося циркуляційним способом (рис. 2).

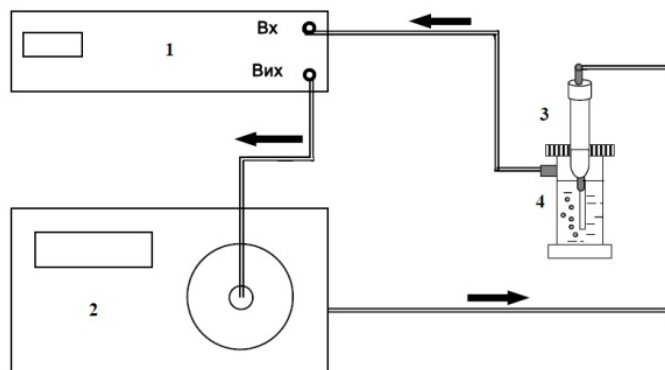


Рис. 2. Блок-схема переведення повітря із проби води у вимірювальну камеру еманометра:

1 – пробовідбірний пристрій, 2 – радіометр-радон, 3 – пробовідбірник води, 4 – барботер

Вимірювання об'ємної активності радону у камері радіометра-радону Q виконувалося не менше 5 разів з наступним осередненням за формулою:

$$Q = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i, \quad (1)$$

де Q_i – рядовий вимір об'ємної активності радону, Бк·м³; N – кількість вимірів.

Власне розрахунок об'ємної активності радону Q_n здійснюється шляхом введення апаратних і методичних поправок:

$$Q_n = \left(Q \left(\alpha + \frac{V_2}{V_1} \right) - Q_\phi \frac{V_2}{V_1} \right) \exp(\lambda_{Rn} t), \quad (2)$$

де Q_ϕ – фонове значення; V_2 – об'єм вимірювальної камери; V_1 – об'єм проби; t – час, що пройшов з моменту відбору проби до початку аналітичної процедури, хв; λ_{Rn} – постійна розпаду радону, 1,26·10⁻⁴ хв⁻¹; $\alpha=0,25$ – коефіцієнт розчинності радону у воді.

Підрахунок кількості радону за вмістом радію здійснювався за формулою:

$$Q_{Rn} = Q_{Ra} (1 - \exp(-\lambda_{Rn} t)), \quad (3)$$

де Q_{Rn} – вміст радону, розрахований за концентрацією радію Q_{Ra} .

Вміст радону і радію у підземних водах м. Хмільник. Концентрація радону у водах залежить від концентрації материнських елементів (торію, урану, радію) у гірських породах, що омиваються нею, коефіцієнту еманування, їхньої пористості або тріщинуватості. Коефіцієнт еманування тим вищий, чим вищі тріщинуватість порід та швидкість руху води. Суперпозиція цих факторів обумовлює наявність у водах радону різного походження – "радієвого", "еманаційно-

дифузійного" та "конвекційного". Визначення вмісту радію-226 у геологічному середовищі необхідне для оцінки цих співвідношень у загальному балансі вмісту радону. Численні вимірювання концентрації радону у ґрунтовому повітрі, суміщені з дослідженням вмісту радію та урану у ґрунтових розрізах, показують, що існує стійка кореляція між цими величинами.

Часто у прикладних задачах спосіб підрахунку кількості радону за вмістом радію можна використати для визначення ґрунтового горизонту, відповідального за генерацію радону. Звичайною є ситуація, коли концентрація радію-226 у 12 Бк/кг (або 1 ppm урану) дає максимум концентрації радону у 20 Бк/м³ у ґрунтовому поровому просторі [13].

Стосовно водного середовища, то сполуки радію, розчинені у воді або адсорбовані на завислих частинках, формують т.з. "радієву компоненту" вмісту радону. Більша частина радону потрапляє у водне середовище внаслідок транспортування радону з більш глибоких горизонтів та "еманаційно-дифузійним" шляхом. Відмінність гідродинамічних, фізико-механічних та ємнісних характеристик водних систем обумовлює різні механізми акумуляції радону у водах (рис. 3, табл. 1).

Вміст сорбованого радію (табл. 1, рис. 3б), який формує "еманаційно-дифузійну" компоненту радону у воді, можна оцінити за логарифмічною залежністю [2]:

$$\lg Ra_{adc} = \frac{1}{2} \lg (10^{-0.57 pH - 3} + C_{Ra}^0 10^{0.86 pH}) + K, \quad (4)$$

де Ra_{adc} – кількість сорбованих іонів радію-226 (моль/(см² поверхні)); K – деяка постійна, пов'язана з особливостями геометрії, C_{Ra}^0 – концентрація іонів радію (г·моль/мл).

Відзначається пряма залежність між активністю сорбованого радію та активністю "аутигенного" радону, сформованого сполуками радію у воді (рис. 4а), та обернена залежність між вмістом сорбованого радію й вмі-

стом радону у воді "еменаційно-дифузійного" походження (рис. 4б). Тільки незначна частина радону, який акумулюється у воді, накопичується разом з радієм. Тому найвищі рівні радону у воді зустрічаються у тих водних системах, що омивають кристалічні породи з високою тріщинуватістю та з високим вмістом радію і

мають сприятливі умови для потрапляння радону "еменаційно-дифузійним" шляхом. Підземна вода збирає радон з величезних масивів геологічних порід, тому активність радону у воді істотно вища за активність радію, часто в десятки й сотні разів. У нашому випадку, в середньому це відношення складає 220-300.

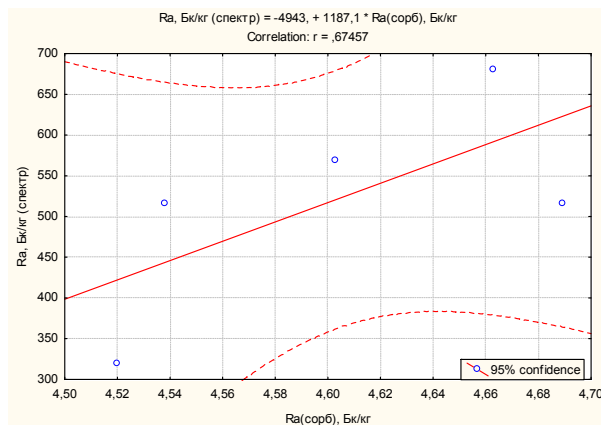
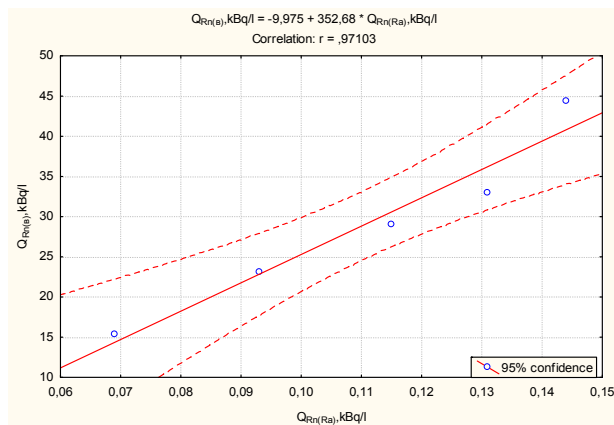


Рис. 3. Співвідношення між вмістом радію-226 (а), вмістом сорбованого радію-226 (б) і концентрацією радону у підземних водах м. Хмільник

Таблиця 1

Еменаційні характеристики радонових вод м. Хмільник

Номер свердловини	Виміряна концентрація радону, Q_{Rn} , МБк/м ³	Вміст ²²⁶ Ra, Бк/кг	Адсорбований вміст ²²⁶ Ra, віднесений до його загального вмісту, %	Торон-радонове відношення, Tn/Rn
№ 13	23,1	517	0,95	0,0019
№ 8	44,4	680	0,69	0,0085
№ 12	32,9	569	0,81	0,0270
№ 0	29,0	515	0,88	0,0221
№ 14	15,3	319	1,42	0,0475

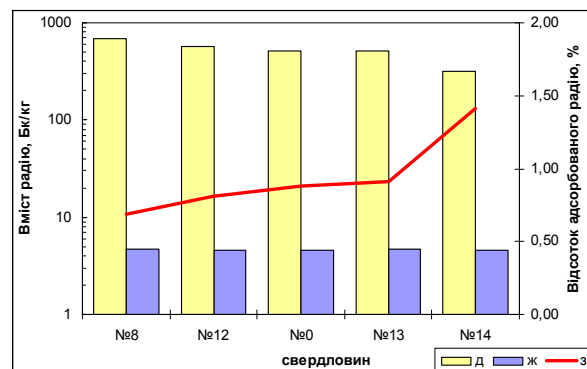
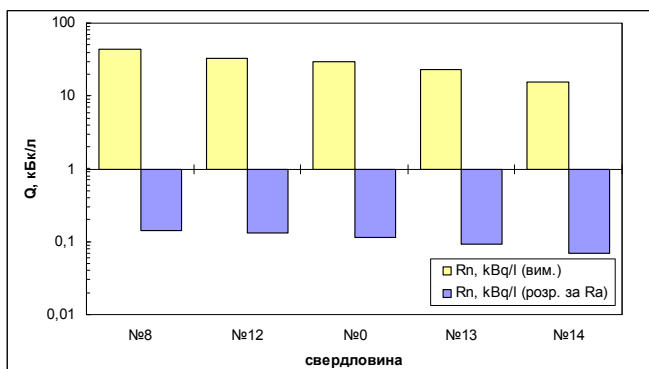


Рис. 4. Вміст радону (а) і радію (б) у підземних водах м. Хмільник:

д – вміст радію у воді, отриманий за гамма-спектрометричними даними,

ж – кількість сорбованого радію, з – відношення сорбованого радію до його загальної кількості, в %

На фізико-хімічні фактори сорбції радію, окрім впливу поглинального комплексу ґрунтових частинок, впливають як температура, так і хімічний склад води. Зі збільшенням рН, лужності (карбонатної), вмісту SiO_2 , PO_4^{2-} , SO_4^{2-} , Na^+ адсорбційна здатність радію підвищується; навпаки, при зростанні вмісту вуглекислоти, NO_3^- , NH_4^+ – знижується (рис. 5б). Даний ефект можна проінтерпретувати як витіснення іонів радію йонами водню або комплексом катіонів. Саме тому відстежується пряма залежність між кількістю адсорбованого радію і рН середовища (рис. 5а).

Хімічний склад вод. Радонові мінеральні води мають різний хімічний і газовий склад. Серед радонових вод найбільшу цінність становлять води, збагаченні вуглекислотою, кремнієм, іншими біологічно активними елементами [1, 9]. Підземні радонові води м. Хмільник –

гідрокарбонатні кальцієво-магнієві зі змінними кількостями макро- й мікрокомпонентів. У всіх водопунктах відмічено перевищення концентрації марганцю (табл. 2, 3).

Як правило, для радонових вод не встановлюється будь-якого стійкого зв'язку між мінералізацією та складом вод, з одного боку, та концентрацією радону – з іншого. Натомість, для підземних вод м. Хмільник виявлено ряд кореляційних залежностей між компонентами складу та вмістом радону. Так, вміст HCO_3^- ($r=-0,50$), Mn^{2+} ($r=-0,80$) проявляє обернену залежність від вмісту радону у воді, а SO_4^{2-} ($r=0,82$), Cl^- ($r=0,67$) – пряму (табл. 4). На нашу думку, всі зазначені варіації цих аніонів і катіонів є відбиттям вмісту радію у воді та процесів його хімічного зв'язування з карбонатами, сульфатами, фізичної адсорбції на глинистих, органічних та інших компонентах вод.

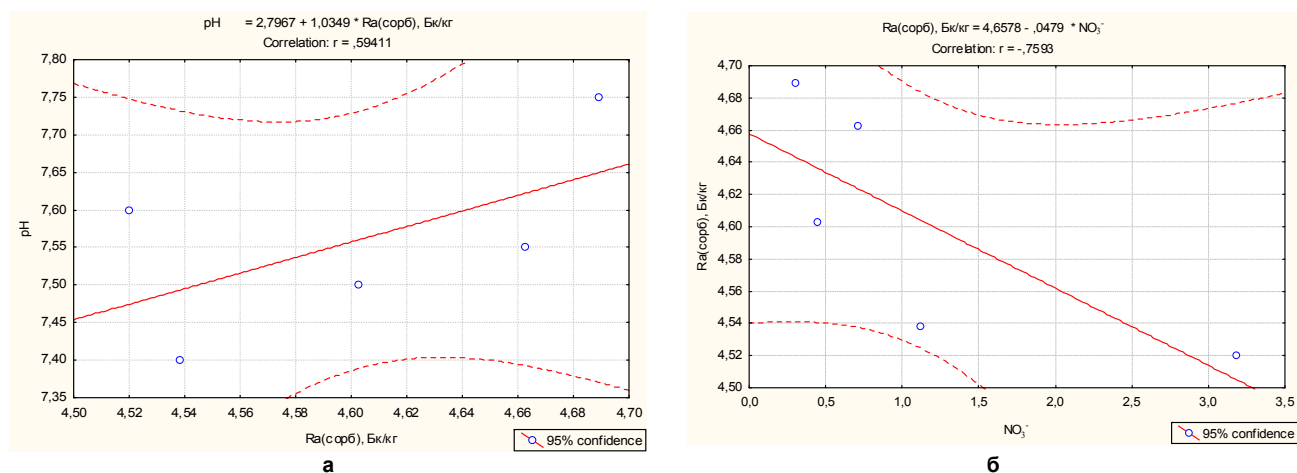


Рис. 5. Співвідношення між вмістом сорбованого радію-226 і величиною pH (а) та вмістом аніону NO_3^- і вмістом сорбованого радію-226 (б) у підземних водах м. Хмельник

Таблиця 2

Хімічний склад радонових вод м. Хмельник (за даними О.Л. Шевченка)

Проби (норматив)		св. № 13	св. № 8	св. № 12	св. № 0	св. № 14	ГДК в мінеральних і питних водах	
Показники хімічного складу	Макрокомпоненти, мг/дм ³ /мг-екв.	pH	7,75	7,55	7,5	7,4	7,6	6,5-8,5
		Лужність за CaCO ₃ , мг/дм ³	196,9	191,4	194,5	196,6	186,2	-
	Аніони	HCO ₃ ⁻	475,9	451,5	457,6	512,6	482,1	-
			7,8	7,4	7,5	8,4	7,9	
		SO ₄ ²⁻	59,43	72,7	76,82	67,92	24,72	≤250 (≤500)
			1,24	1,51	1,6	1,41	0,51	
		Cl ⁻	22,01	27,6	21,57	24,88	22,8	≤250 (≤350)
			0,62	0,77	0,61	0,7	0,64	
		NO ₃ ⁻	0,304	0,71	0,444	1,12	3,182	50
		CO ₃ ²⁻	12	-	-	-	-	-
			0,4					
	Катіони	Ca ²⁺	140,3	135,3	142,9	145,3	125,3	-
			7	6,75	7,13	7,25	6,25	
		Mg ²⁺	27,4	27,4	27,4	21,3	27,4	-
			2,25	2,25	2,25	1,75	2,25	
		Na ⁺	20	15	15	21	6	≤200
			0,87	0,65	0,65	0,91	0,26	
		K ⁺	2	2	2	2	1,0	-
			0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	
		NH ₄ ⁺	0,007	0,015	0,239	0,728	0,067	≤0,5 (≤2,6)
	Мікрокомпо- ненти, мг/дм ³	Mn	2,84	0,66	1,52	1,82	1,99	≤0,05 (≤0,5)
		SiO ₂	14,2	9,52	9,61	10,2	9,86	≤10
		PO ₄ ³⁻	0,087	0,017	0,03	0,011	0,014	≤3,5
		Al	0,043	0,053	0,052	0,039	0,054	≤0,2 (≤0,50)
		Cu	0	0	0	0	0,1	≤1,0
		Zn	0,49	0,23	0,44	0,12	0,33	≤1,0

Таблиця 3

Формула мінералізації радонових вод м. Хмельник (за даними О.Л. Шевченка)

Свердловина	Формула складу	Тип вод	Санітарний висновок
№ 13	$M_{0.747} \frac{\text{HCO}_3 81}{\text{Ca} 69 \text{Mg} 22}$	Гідрокарбонатна кальцієво-магнієва	Перевищення вмісту марганцю для водопровідної питної води в 56,7 разів згідно з ДСанПіН 2.2.4-171-10
№ 8	$M_{0.731} \frac{\text{HCO}_3 76}{\text{Ca} 70 \text{Mg} 23}$	Гідрокарбонатна кальцієво-магнієва	Незначне перевищення вмісту марганцю за нормативом для вод із колодязів та каптажів джерел і перевищення для водопровідної питної води в 13 разів згідно з ДСанПіН 2.2.4-171-10
№ 12	$M_{0.743} \frac{\text{HCO}_3 77}{\text{Ca} 71 \text{Mg} 22}$	Гідрокарбонатна кальцієво-магнієва	Перевищення вмісту марганцю для водопровідної питної води в 30 разів згідно з ДСанПіН 2.2.4-171-10
№ 0	$M_{0.795} \frac{\text{HCO}_3 80}{\text{Ca} 73}$	Гідрокарбонатна кальцієва	Перевищення вмісту йонів амонію, що свідчить про поточне забруднення органічними речовинами, перевищення вмісту марганцю за нормативом для водопровідної питної води в 36 разів згідно з ДСанПіН 2.2.4-171-10
№ 14	$M_{0.689} \frac{\text{HCO}_3 87}{\text{Ca} 71 \text{Mg} 26}$	Гідрокарбонатна кальцієво-магнієва	Перевищення вмісту марганцю для водопровідної питної води в 40 разів згідно з ДСанПіН 2.2.4-171-10

В основу класифікації вмісту радону, радію й урану в природних водах, окрім вмісту радіоактивних елементів, покладено форму їх знаходження у гірських породах та гідродинамічну зональність. Перша особливість

описує можливість збагачення підземних вод радіоактивними елементами, а друга – визначає геохімічні умови переходу радіоактивних елементів із гірських порід і руд у природні води (табл. 5).

Таблиця 4

Коефіцієнти кореляції між радіаційними та хімічними показниками вод м. Хмільник
(виділено статистично значимі коефіцієнти кореляції)

Параметр	$Q_{Rn(a)}$	Ra	$Ra_{срб}$	$\Delta Q_{Ra(adc)}$	Tn/Rn
$Q_{Rn(a)}$	1	0,95	0,48	-0,88	-0,54
Ra	0,95	1	0,67	-0,97	-0,75
Ra(adc)	0,48	0,67	1	-0,64	-0,88
$\Delta Q_{Ra(adc)}$	-0,88	-0,97	-0,64	1	0,78
Tn/Rn	-0,54	-0,75	-0,88	0,78	1
pH	-0,37	-0,18	0,59	0,23	-0,32
alc	0,27	0,50	0,43	-0,68	-0,70
HCO_3^-	-0,51	-0,49	-0,61	0,35	0,23
SO_4^{2-}	0,82	0,91	0,50	-0,97	-0,66
Cl ⁻	0,68	0,53	0,11	-0,41	-0,29
NO_3^-	-0,63	-0,83	-0,76	0,91	0,85
CO_3^{2-}	-0,30	-0,01	0,65	-0,06	-0,61
Ca^{2+}	0,40	0,56	0,26	-0,73	-0,55
Mg^{2+}	0,00	0,02	0,48	0,12	-0,02
Na^+	0,36	0,57	0,45	-0,72	-0,78
K^+	0,70	0,86	0,62	-0,95	-0,82
$NH_4H_2PO_4^+$	0,02	-0,02	-0,56	-0,14	0,15
Fe	-0,70	-0,86	-0,62	0,95	0,82
Mn	-0,80	-0,58	0,02	0,43	-0,04
SiO_2	-0,36	-0,08	0,56	-0,02	-0,58
PO_4^{3-}	-0,23	0,06	0,71	-0,14	-0,61
Al	0,13	-0,04	-0,02	0,23	0,43
Cu	-0,70	-0,86	-0,62	0,95	0,82
Zn	-0,30	-0,11	0,48	0,09	-0,13

Таблиця 5

Порівняльна характеристика природних радіоактивних вод і підземних вод м. Хмільник

Тип вод [6]	Природна обстановка	Радон, ГБк/л			Радій, г/л (10^{-13})			Уран, г/л (10^{-7})		
		мін.	макс.	сер.	мін.	макс.	сер.	мін.	макс.	сер.
Води кислих магматичних порід у зонах інтенсивного водообміну	Води кори вивітрювання	0	2,13	0,08	1	50	1	2	5000	80
	Води глибоких тектонічних тріщин	0	0,91	0,06	20	100	4	2	100	40
Радон-урано-радієві води, пов'язані з рудними концентраціями радіоактивних елементів у породах	Тріщинні й тріщинно-жильні	до 1480			до 5000			до $n \cdot 10000000$		
	Тріщинні й тріщинно-жильні, пластово-порові води	до 37			до 10000			до $n \cdot 100000$		
Підземні води м. Хмільник, ГБк/л		0,015	0,04	0,029	0,862	1,84	1,41	-	-	-

За класифікаційними ознаками радонові води м. Хмільник можна співставити з водами глибоких тектонічних тріщин у зонах інтенсивного водообміну, в яких постачання радіоактивних елементів відбувається з кислих магматичних порід, а за величиною концентрації радону – з високорадоновими водами [9].

Концентрація радону у питній воді систем централізованого водопостачання зазвичай мізерна й при вживанні він діє подійно. З одного боку, радон разом з водою потрапляє у травну систему, а з іншого, при диханні – у легені. При дегазації радону з води, його концентрація у кухні або ванній кімнаті може у 30-40 разів перевищувати рівень у інших приміщеннях.

Встановлено, що коефіцієнт переходу радону з води у повітря приміщення складає $(0,5-1,0) \cdot 10^{-4}$ [13]. Попередній перерахунок показує, що активності радону у воді 100 Бк/л відповідає додаткова кількість радону в повітрі приміщення на рівні 6 Бк/м³, що менше фонового вмісту радону в житлових приміщеннях. Тільки при значному перевищенні нормативу щодо радону у воді, його внесок у дозу опромінення може бути порівняним з внеском радону, який надходить з ґрунту і/або будівельних матеріалів. Одним із джерел такого підсиленого надходження радону, розчиненого у воді, є потрапляння

води з глибоких свердловин або природних вод, збагачених радоном.

Таким чином, миттєвий ризик для здоров'я від споживання води, що має невисоку активність радону, незначний. Основний вплив радону з води на людину пов'язаний з його інгаляційним надходженням [4-5]. Одним з методичних підходів до оцінювання радіаційного ризику від опромінення радоном є нормування отриманої ЕРОА радону на відповідну експозицію опромінення, яка за кількісними критеріями відповідає обраній моделі розрахунку ризику (адитивній або мультиплікативній). Як правило, для цього використовуються величини середньорічної або середньомісячної еквівалентної рівноважної активності радону, віднесеної до кількості годин опромінення на рік. З цією метою було розраховано річні еквівалентні дози опромінення радоном [5] від досліджених вод м. Хмільник із заданим часом експозиції (кількість годин на рік – рис. 5а):

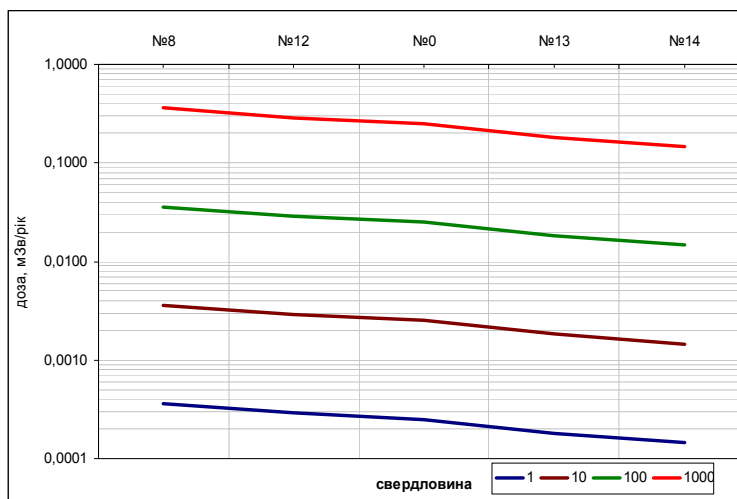
$$D_{Rn} = 10^{-6} (7,8 C_{екв, Rn} + 36 C_{екв, Tn}) \cdot t, (мЗв / рік),$$

де $C_{екв, Rn}$ – середнє значення еквівалентної рівноважної об'ємної активності радону, Бк/м³; $C_{екв, Tn}$ – середнє значення еквівалентної рівноважної об'ємної активності торону, Бк/м³; t – час (год на рік).

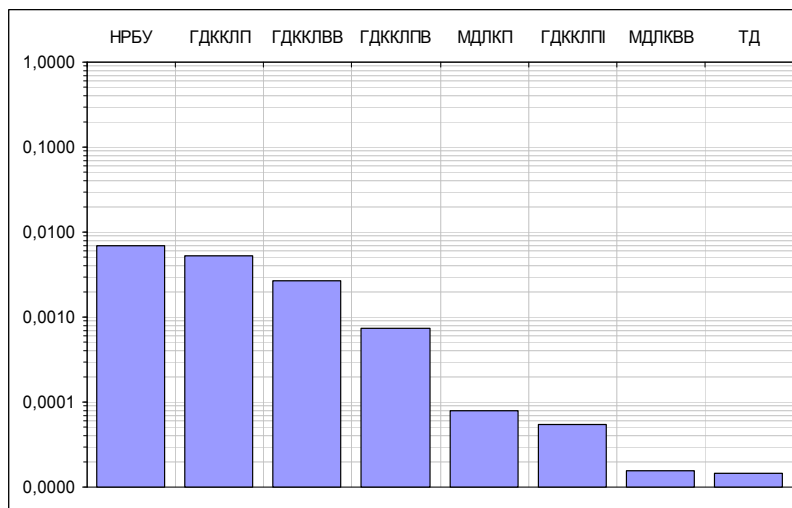
Для якісного порівняння розраховано річні еквіваленти дозових навантажень, які можна співставити з деякими референтними терапевтичними (у радонотерапії) та діючими радіаційними нормами (НРБУ-97/Д-2000) [7].

Підрахунок річних еквівалентних доз від опромінення радоном-222 у досліджених водах м. Хмільник показує, що сумарне опромінення не перевищує допустимих рівнів, встановлених НРБУ-97/Д-2000, але 100-годинна

експозиція спроможна формувати дещо підвищені дози опромінення (рис. 6а), які відповідатимуть терапевтичним і нормативним вимогам (рис. 6б). У той самий час, 1000-годинні експозиції дають однозначно вищі дозові навантаження від усіх досліджених водопунктів. Але ці викладки справедливі для умов повного вилучення радону з води, що не зовсім відповідає реальним умовам. Тому час експозиції може бути збільшений у 3-4 рази.



а



б

Рис. 6. Річні еквіваленти дозових навантажень від опромінення радоном-222 з підземних вод м. Хмільник (а) порівняно з референтними терапевтичними та нормативними значеннями (б):

а – номер свердловини, в кодах ліній – кількість годин опромінення на рік; б – НРБУ – гранично допустимий рівень радону у воді (НРБУ-97/Д-2000), ГДККЛП – гранично допустиме опромінення хворого при радонотерапії (за курс лікування), вживання води (≈ 10 л); ГДККЛВВ – гранично допустиме опромінення хворого при радонотерапії (за курс лікування), водні ванни; ГДККЛПВ – гранично допустиме опромінення хворого при радонотерапії (за курс лікування), повітряні ванни; МДЛКП – мінімально діюча лікувальна концентрація радону, вживання води (10 л); ГДККЛПІ – гранично допустиме опромінення хворого при радонотерапії (за курс лікування), повітряні інгаляції; МДЛКВВ – мінімально діюча лікувальна концентрація, водні ванни (10 год); ТД – терапевтична доза рядового сеансу (0,25 год)

Висновки. Акумуляція радону в підземних водах відбувається внаслідок різних механізмів: постійної генерації від розчиненого радію; еманційного-дифузійного походження від сорбованого радію на частинках порід-колекторів (переважно); транспортування водними потоками з глибинних горизонтів. Найбільш помітною тенденцією формування вмісту радону у водоносних комплексах тріщинного типу є зниження його концентрації в тих водних системах, які перебувають під впливом дифузійно-конвекційних потоків, мають помітні адсорбційні властивості, підвищений вміст акти-

вних катіонів та понижений рН. Не виявлено значущих кореляцій між вмістом радону й хімічним складом підземних вод.

Високий вміст радону у водних комплексах м. Хмільник ($15-44 \text{ МБк/м}^3$) загалом створює можливість широкого впровадження підземних радонових вод у радонотерапевтичну практику як безпосередньо, так і з такими процедурами підготовки: розбавлення, дегазація при прийнятті повітряних ванн, створення штучних еманаторіїв тощо. Подібна схема реалізується на відомих курортах Німеччини, Росії, Чехії, Австрії (табл. 6).

Таблиця 6

Порівняльна характеристика складу радонових вод і практичної радонотерапевтичної активності радону для ряду бальнеологічних курортів світу

Країна	Курорт	Тип вод	Концентрація радону, кБк/л
Сербія	Баня-Ковиляча	Залізистий радоновий	
Угорщина	Хевіз	Слабомінералізований радоновий	
Сербія	Нішка-Баня	Радоновий термальний	
Росія	Залізноводськ	Вуглекисло-сульфатно-гідрокарбонатно-кальцієво-натрієвий	
Сербія	Нішка-Баня	Гідрокарбонатно-кальцієвий	
Росія	Дарасун	Вуглекисло-гідрокарбонатно-кальцієво-магнієвий	
Україна	Хмільник	Гідрокарбонатно-кальцієво-магнієвий	
Україна	Біла Церква	Радоновий	
Росія	Білокуриха	Радіоактивний, лужний, кременистий	
Німеччина	Баден-Баден	Слабосольовий хлоридно-натрієвий	
Хорватія	Істарске-Топлице	Сульфідно-хлоридно-натрієво-кальцієво-радоновий	
Чехія	Яхимів	Термальний бікарбонат-натрієвий	

За вмістом і, відповідно, активністю радону, підземні води водоносних горизонтів тріщинного типу м. Хмільник можуть формувати значущі дозові навантаження як на пацієнтів, так і на медичний персонал при проведенні різноманітних фізіотерапевтичних процедур. Наприклад, при 100-годинній експозиції дози опромінення становитимуть від 0,005 до 0,025 мЗв/рік, що співмірно з тими, які отримують пацієнти при проходженні курсу радонотерапії. Для водопунктів з найбільшим вмістом радону (свр. 8 і свр. 12) опромінення радоном при експозиціях більше 1000 год на рік ще вище і лежить в межах 0,3-0,4 мЗв/рік, що, у свою чергу, відповідає вже рівням нормативного регулювання (НРБУ-97/Д-2000).

Таким чином, результати проведених досліджень свідчать, що для місць, де є родовища радонових вод і де ці води використовуються в господарчій діяльності та побуті людини – м. Хмільник, м. Миронівка, м. Біла Церква, смт. Маньківка, – належить виконувати оцінку вмісту радону у природних водах, вивчати механізми його переходу й накопичення у повітрі приміщень, розробляти моделі розрахунку ефективної дози, в яких би враховувалися рівні й динаміка внутрішнього й зовнішнього опромінення, оцінювати ступінь ризиків виникнення захворювань, пов'язаних з радоном, рівнів радононебезпеки тощо. Для подальших уточнених розрахунків дозових навантажень необхідні більш детальні дослідження механізмів вилучення радону із вод в умовах змінних тисків, температур і часу.

Список використаних джерел

- Бекман І.Н., (2006). Ядерная медицина: Курс лекций. – М.: МГУ. Bekman I.N., (2006). Nuclear medicine (Lecture course) [Yadernaya meditsina (Kurs lektsiy)]. – Moscow, MSU – MGU. (In Russian).
- Вдовенко В.М., Дубасов Ю.В., (1973). Аналитическая химия радия. Аналитическая химия элементов. – Наука, ЛО. – 97 с. Vdovenko V.M., Dubasov Yu.V., (1973). Analytic chemistry of radium. Analytic chemistry of chemical element [Analiticheskaya himiya radiya. Analiticheskaya himiya elementov]. – Nauka - Science, LB. 97 p. (In Russian).
- Гудзенко В.В., Голикова Т.О., Гудзенко Г.І., Шевченко О.Л., (2004). Радон в підземних водах м. Києва. // Вісник Київського університету. Геологія, 29-30. – К. – С. 101-104. Gudzenko V.V., Gollkova T.O., Gudzenko G.I., Shevchenko O.L., (2004). Radon in underground water of Kyiv [Radon v pidzemnih vodah m.Kieva]. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: // Visnyk Kyivskogo universitetu. Geologiya, 29-30. – K. – P. 101-104. (In Ukrainian).
- Жуковский М.В., (2001). Расчет радиационных рисков при облучении дочерними продуктами распада радона. – АНРИ, 1. – С. 4-12. Zhukovskiy M.V., (2001). Calculation of radiation risk on exposure be radon progenies [Raschet radiatsionnykh riskov pri oblucheniі dochernimi produktami raspada radona]. – ANRI, 1. – P. 4-12. (In Russian).
- Жуковский М.В., Ярмошенко И.В., (1997). Радон: измерения, дозы, оценки риска. – Екатеринбург: УрО РАН. – 231 с.

Zhukovskiy M.V., Yarmoshenko I.V., (1997). Radon: measuring. doses, risks [Radon: izmereniya, dozyi, otsenki riska]. – Ekaterinburg: UrO RAN. – 231 p. (In Russian).

6. Методика экспрессного измерения объемной активности 222-Rn в воде с помощью радиометра радона типа PPA: Рекомендация, (2004). Государственная система обеспечения единства измерений. М.

Express method of volume activity measuring of radon in water samples with radon radiometr RRA. Recommendations [Metodika ekspressnogo izmereniya ob'emnoy aktivnosti 222-Rn v vode s pomoschyu radiometra radona tipa RRA. Rekomendatsiya.], (2004). State system of measurement assurance - Gosudarstvennaya sistema obespecheniya edinstva izmereniy. Moscow. (In Russian).

7. Норми радіаційної безпеки України, (1997). НРБУ-97. – К.: МОЗ України. – 121 с..

Radiation standards of Ukraine, (1997). RS-97 [Normi radiatsiynoi bezpeki UkraYini (NRBU-97)]. Ministry of Health of Ukraine - MOZ Ukrainiyi, – Kyiv. – 121 p. (In Ukrainian).

8. Обращение с минеральным сырьем и материалами с повышенным содержанием природных радионуклидов, (2000). СП 2.6.1.798-99. М.

Treatment of ore material with increased content of natural radionuclides, (2000). SP 2.6.1.798-99 [Obraschenie s mineralnyim syrem i materialami s povyshennym soderzhaniam prirodnykh radionuklidov. SP 2.6.1.798-99]. Moscow. (In Russian).

9. Основные проблемы радоновой безопасности, (2005). Украинский научно-технологический центр. ИГОС НАН и МЧС Украины. – К. – 352 с.

The main problems of radon safety, (2005). [Osnovnyie problemy radonovoy bezopasnosti]. Ukrainian scientific center IGE NAN Ukraine - Ukrainiyi nauchno-tehnologicheskii tsentr, IGOS NAN i MChS Ukrainy. – Kyiv. – 352 p. (In Russian).

10. Максимов В.М., Бабушкин В.Д., Веригин Н.Н. и др., (1979). Справочное руководство гидрогеолога. 3-е изд., перераб. и доп. Т.1. Под ред. В.М. Максимова. – Л.: Недра. – 512 с.

Maksimov V.M., Babushkin V.D., Verigin N.N. et al., (1979). Hydrogeologist' directory textbook. 3-d edition. V. 1. Ed.: Maksimov V.M. [Spravochnoe rukovodstvo gidrogeologa. 3-e izd., pererab. i dop. T.1. Pod red. V.M. Maksimova]. – Leningrad, Nedra. – 512 p. (In Russian).

11. Сыромятников Н.Г., (2001). Экологическая значимость содержания естественных радионуклидов в подземной воде районов рудных месторождений и населенных пунктов Казахстана. – Геол. журнал Казахстана, 1. – С. 73-79.

Syromyatnikov N.G., (2001). Ecological significance of content natural radionuclides in underground water of ore areas and settlements of Kazakhstan [Ekologicheskaya znachimost soderzhaniiya estestvennykh radionuklidov v podzemnoy vode rayonov rudnykh mestorozhdeniy i naselennykh punktov Kazakhstana]. Kazakhstan geological journal – Geol. zhurnal Kazakhstana, 1. – P. 73-79. (In Russian).

12. Шевченко О.Л., Кондратюк Є.І., Гудзенко В.В., Заверталоук Т.Ю., (2011). Методи досліджень мінеральних підземних вод: Навч. посібник. – К.: ВПЦ "Київський університет". – 163 с.

Shevchenko O., Kondratyuk Ye., Hudzenko V. et al., (2011). Investigation methods of undergroundwaters. Handbook [Metodi doslidzhen mlneralnih pldzemnih vod]. – Kiev: University Publ. VPC " Kyivskiy universitet ". – 163 p. (In Ukrainian).

13. Akerblom G. and Wilson C., (1981). Radon - Geological aspects of an environmental problem. Geological Survey of Sweden. Rapporter ochmeddelennr, 30, 1982. – Uppsala, Sweden. – 47 p. - ISBN 91-7158-271-1.

14. Zelensky A.V., Buzinny M.G., Los I.P., (1993). Radon-222 in water: concentrations, doses, standards. – Problems of Radiation Medicine, 5. – P. 71-83.

Надійшла до редколегії 03.06.15

S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.

E-mail: vsa@univ.kiev.ua;

O. Shabatura, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher

E-mail: sand@univ.kiev.ua;

D. Onyshchuk, Cand. Sci. (Geol.), Engineer-Researcher

E-mail: boenerges@ukr.net;

I. Onyshchuk, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher, Head of Laboratory

E-mail: oivan1@ukr.net

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

RADIATION CHARACTERISTICS OF KHMILNYK RADON GROUNDWATER

Ground waters of plutonic acid rock bodies tend to have a high radon content. Using radon-high domestic and medicinal waters could be a factor in contaminating the indoor air and increasing the background radiation levels. Effective radon therapy therefore requires an accurate assessment of radon content. Determining the correct doses of radon can only be based on a detailed study of the mechanisms of its accumulation in the groundwater, its chemical composition, pressure, temperature, hydrogeological regime, depth of water supply points, transportation time etc. Groundwater samples were taken from 5 deep wells. To make an accurate assessment of the radon content in the Khmilnyk groundwater, we conducted a series of comprehensive chemical and radiological laboratory tests, which included emanation measurements with the help of the PPA-01M-03 instrument (30% accuracy) and a series of gamma-spectrometric analyses. There were obtained data on mass content of radium-226, volume content of radon ranging from 15 to 44 MBq/m³, and the content of radon formed by dissolved and sorbed radium.

Analysis of radon components showed that its accumulation in groundwater is mainly "emanational-diffusive" in nature and is hardly dependent on the chemical composition of water. No obvious correlation has been found between radon concentration and the chemical composition of the groundwater except such components as carbon dioxide, manganese, SO₄²⁻ and Cl⁻. These are likely to have effect on the physics and chemistry of radium sorption. The projected dosage produced by the Khmilnyk groundwater radon was calculated from the annual equivalent doses for every water point. The results showed that a 100-hour exposure with maximum levels of radon dissolved in groundwater is likely to result in significant radiation doses (from 0.005 to 0.025 mSv per year) used in radon therapy. Groundwater from points having the highest radon levels (Well 8 and Well 12) used in radon therapy (over 100 hours per year) may result in radiation doses of 0.3-0.4 mSv per year, which is in compliance with the public health regulations. The suggested approach to identifying the physical and chemical mechanisms of groundwater radon accumulation provides an insight into its spatial and temporal variability. The research results can be used in radiological monitoring in order to ensure the safety of radon therapy and compliance with the public health regulations.

Keywords: radon, radium, absorbed dose, Khmilnyk groundwater.

С. Выжва, д-р геол. наук, проф.

E-mail: vsa@univ.kiev.ua;

А. Шабатура, канд. геол. наук, ст. науч. сотрудник,

E-mail: sand@univ.kiev.ua;

Д. Онищук, канд. геол. наук,

E-mail: boenerges@ukr.net;

И. Онищук, канд. геол. наук, ст. науч. сотрудник, зав. НИЛ,

E-mail: oivan1@ukr.net

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДОНОВЫХ ВОД Г. ХМЕЛЬНИК

В подземных водах кристаллических пород кислого состава иногда могут формироваться высокие содержания радона. Использование обогащенных радоном вод для коммунальных и хозяйственных нужд приводит к попаданию радона в воздух помещений, что дополнительно повышает радиационный фон. Для точной оценки эффективных доз, обусловленных облучением радоном и дочерними продуктами распада, необходимо учитывать механизмы его накопления в подземных водах, их химический состав, гидрогеологический режим, глубину водозабора, время транспортировки и т.д. С этой целью изучались подземные воды из водоносных горизонтов кристаллического фундамента г. Хмельник. По пробам из серии водопунктов проведены комплексные химико-радиологические лабораторные исследования, которые включали эманационные измерения с помощью прибора PPA-01M-03 с точностью 30% и ряд гамма-спектрометрических определений содержания радия-226. Получены данные о массовом содержании радия-226, общем объемном содержании радона, в пределах от 15 до 44 МБк/м³, и содержании радона, образованного за счет растворенного и сорбированного радия. Анализ компонент радона разного происхождения выявил, что накопление радона в подземных водах имеет, главным образом, "эманационно-диффузионную природу" и мало зависит от химического состава вод. Не выявлено стойкой связи между концентрацией радона и химическими компонентами вод, кроме уголекислоты, марганца, SO₄²⁻ и Cl⁻. Скорее всего, содержание этих компонент влияет на физико-химические процессы сорбции радия. Оценка потенциальных доз облучения радоном из подземных вод г. Хмельник осуществлялась путем подсчета годовых эквивалентных доз разных водопунктов. Результаты подсчета свидетельствуют, что 100-часовая экспозиция максимальной концентрацией растворенного радона способна формировать довольно значимые дозы облучения (от 0,005 до 0,025 мЗв/год), сопоставимые с дозами, получаемыми пациентами при курсе радонотерапии. Дозы от облучения радоном от наиболее радоноемких водопунктов (скв. 8 и скв. 12) при экспозициях более 1000 часов за год уже достигают величин в 0,3-0,4 мЗв/год, что отвечает уровням санитарно-нормативной регуляции (НРБУ-97/Д-2000). Предложенный способ выявления отдельных физико-химических механизмов формирования радоновых уровней в подземных водах позволит точнее описывать его временную и пространственную вариативность, а полученные результаты показывают свою важность в области радиологических расчетов в радонотерапии и санитарно-радиационной регуляции.

Ключевые слова: радон, радий, поглощенные дозы, Хмельник, подземные воды.

УДК 550.372, 373

Т. Бурахович, д-р геол. наук, ст. наук. співроб., пров. наук. співроб.
E-mail: burahovich@ukr.net;О. Ганісв, канд. фіз.-мат. наук, пров. наук. співроб.
E-mail: algan@ukr.net;Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,
пр. акад. Палладіна, 32, м. Київ, 03680, Україна

Б. Ширков, асп.

E-mail: bog_dan90@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

МОДЕЛЮВАННЯ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ГОЛОВАНІВСЬКОЇ ШОВНОЇ ЗОНИ ЗА ДАНИМИ ГЕОЕЛЕКТРИКИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол. наук О.І. Меншовим та рецензентом канд. фіз.-мат. наук, доц. М.В. Рєвою)

У статті розглянуто результати попереднього тривимірного моделювання Голованівської шовної зони (ГШЗ) Українського щита (УЩ), виконаного на основі експериментальних даних магніотелуричних профілювань (МВП) та магніотелуричних зондувань (МТЗ). Ділянка ГШЗ, згідно з дослідженнями різних авторів, є низькоомною в регіональній структурі електропровідності земної кори. Вона характеризується вираженою анізотропією питомого опору у верхній частині розрізу, а також різкою його мінливістю як по латералі, так і в глибину. Глибинні зони розломів (Тальнівська, Первомайська, Врадіївська, Гвоздавська), що обмежують ГШЗ та її структурно-формаційні частини, виділяються як зони аномально високої електропровідності як у верхній частині розрізу, так і на глибинах 15-30 км. Проведена обробка сучасних магніотелуричних спостережень по пр. "Первомайський" з використанням програмного комплексу PRC_MTMV дала можливість на якісному рівні виділити аномально електропровідні області ГШЗ, локалізовані в зонах глибинних розломів (Тальнівського й Первомайського) та Ємилівського насуву. Отримані результати було використано при побудові тривимірної геоелектричної моделі ГШЗ. Методика побудови глибинних моделей електропровідності ґрунтується на багаторівневому послідовному їх розрахунку та порівнянні зі спостереженими даними, при цьому на початковому етапі моделювання використовуються дані МВП, а на завершальному (для уточнення) – дані МТЗ. Моделльні розрахунки дозволили виявити поверхневі й глибинні аномалії електропровідності субширотного та субмеридіонального простягання, які й було закладено в побудову тривимірної моделі ГШЗ. Зокрема, виявлено дві субширотно орієнтовані поверхневі зони високої електропровідності у північній частині ГШЗ та субмеридіональні аномалії електропровідності, які розташовані південніше й збігаються з частинами Ємилівської, Первомайської та Звенигородсько-Братської зон розломів. На глибинах 100-2500 м за даними моделювання виявлено систему гальванічно зв'язаних об'єктів субмеридіонального простягання, що проявилися в зоні зчленування Первомайської, Ємилівської та Звенигородсько-Братської зон розломів. Ці аномалії добре узгоджуються й просторово поєднуються з моделлю Кіровоградського рудного району [7]. Отримана модель ГШЗ в інтервалі глибин від 10-15 км до 20-30 км містить декілька областей високої електропровідності: в осовій частині ГШЗ та Первомайської розломної зони; на півдні Первомайської розломної зони; на півдні ГШЗ в зоні Тальнівського розлому; субширотна зона в Причорноморській западині.

Ключові слова: шовна зона, розломна зона, магніотелуричне зондування, магнітоваріаційне профілювання, аномалія електропровідності.

Вступ. Згідно з [4], Голованівська шовна зона (рис. 1) є західною частиною Інгупського мегаблоку та, фактично, розділяє Український щит (УЩ) на дві частини – західну та східну. Вона має найбільшу протяжність

серед усіх шовних зон УЩ та S-подібну в плані форму й поділяється на дві суттєво різні за будовою частини – Північну та Південну.

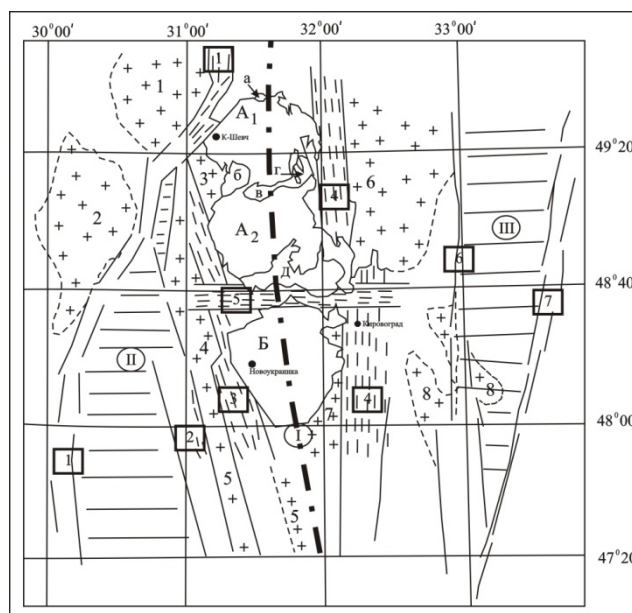


Рис. 1. Тектонічне районування центральної частини УЩ:

Найбільші регіональні структури (римські цифри в кружках): I – міжрегіональна зона розсуву Херсон – Смоленськ (осьова лінія), II – Голованівська шовна зона, III – Інгупецько-Криворізька шовна зона. Зони розломів (цифри у квадратах): 1 – Тальнівська, 2 – Первомайська, 3 – Звенигородсько-Братська, 4 – Кіровоградська, 5 – Субботсько-Мошоринська, 6 – Західноінгулецька, 7 – Криворізько-Кременчуцька, 8 – Смілянська, 9 – Бобринецька

Голованівська шовна зона (ГШЗ) займає особливе положення в регіональній структурі аномальної електропровідності в земній корі УЩ. Вона характеризується наявністю вираженої електричної анізотропії субмеридіонального простягання у верхній частині розрізу, що зумовлена присутністю Тальнівської й Первомайської зон розломів [8], наявністю різких неоднорідностей електропровідності поверхневого характеру, а також наявністю провідника в середньому та нижньому шарах кори [5].

Згідно з [1], зони високої електропровідності, розташовані на глибинах $h=0,1$ км (сумарна повздовжня провідність $S = 2000$ См), просторово корелюють з простяганням глибинних регіональних розломів УЩ: Одесько-Тальнівського, Гвоздавського, Первомайського [3]. Природа високої електропровідності цих зон, найімовірніше, пов'язана зі специфічним складом та графітизацією порід кори, до яких відносяться графітизовані гнейси. Отже, дані попередніх геоелектричних досліджень свідчать про складний і різноманітний характер розподілу електропровідності у надрах ГШЗ як у приповерхневій частині, так і в глибинних інтервалах земної кори та, можливо, мантиї.

Побудова тривимірної глибинної геоелектричної моделі ГШЗ. У разі, коли об'єктом електромагнітних досліджень є шовна зона, яка відрізняється наявністю не досить потужних, але суттєво неоднорідно розподілених осадових відкладів, близьким розташуванням регіональних приповерхневих структур високої провідності, існуванням електропровідних приповерхневих розломів, впливом регіональних аномальних областей високої електропровідності в земній корі й іншими факторами, необхідно використовувати відповідний інструмент тривимірного моделювання низькочастотних електромагнітних полів. При розрахунках електромагнітного поля нами був застосований широко відомий у світовій геоелектричній практиці пакет програмного забезпечення Mtd3fwd [11], який дає можливість отримувати 5 компонент магнітотелуричного поля для двох поляризацій. Алгоритми розрахунку та візуалізації типперів електромагнітного поля були розроблені О.З. Ганієвим у середовищі MatLab.

Методика побудови моделей глибинної електропровідності потребує виконання вимог щодо розміру комірок та їх кількості, а також урахування впливу на низькочастотне магнітотелуричне поле в локальній області не тільки параметрів глибинного "нормального" горизонтально-шарового розрізу, але й регіональних латерально-неоднорідних структур, усередині яких розташовані об'єкти дослідження.

Центральна частина ГШЗ (сама ГШЗ та західна частина Інгuleцького мегаблоку) характеризується низькими значеннями та значною мінливістю сумарної повздовжньої провідності S приповерхневого шару – від 5 до 100 См. У північній частині ГШЗ, у межах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), спостерігається значна товщина осадових відкладів, у зв'язку з чим значення S досягають 400 См. На південному схилі, в Причорноморській западині, максимальні значення S не перевищують 500 См. При моделюванні електромагнітного поля розподіл сумарної повздовжньої провідності першого провідного шару розглядається як апіорна інформація.

Методика 3D моделювання глибинних аномалій високої електропровідності полягала в реалізації двох етапів: на першому етапі виконувався підбір такої моделі розподілу електропровідності, для якої розраховані магнітоваріаційні параметри відповідали б експериментальним да-

ним (рис. 2), наведеним у роботі [6]; другий етап передбачав уточнення підбраної моделі за даними МТЗ.

На першому етапі моделювання було розраховано індукційні параметри для моделі М1 (рис. 3), структура якої представлена неоднорідним за розподілом питомого опору поверхневим шаром осадків, що залягає на "нормальному" (горизонтально-шаровому) розрізі, питомі опори шарів якого (ρ_i) та їх товщини (h_i) такі [2]: $\rho_1=10$ Ом·м, $h_1=2$ км; $\rho_2=2000$ Ом·м, $h_2=158$ км; $\rho_3=600$ Ом·м, $h_3=40$ км; $\rho_4=250$ Ом·м, $h_4=50$ км; $\rho_5=100$ Ом·м, $h_5=70$ км; $\rho_6=50$ Ом·м, $h_6=80$ км; $\rho_7=20$ Ом·м, $h_7=100$ км; $\rho_8=10$ Ом·м, $h_8=100$ км; $\rho_9=5$ Ом·м, $h_9=160$ км; $\rho_{10}=1$ Ом·м, $h_{10}=200$ км; $\rho_{11}=0,1$ Ом·м, $h_{11}=\infty$ км.

Отримані результати моделювання в рамках даної моделі свідчать про те, що присутність субшироко простягнених неоднорідних провідних структур Дніпровсько-Донецької та Причорноморської западин суттєво вплинула на північну складову індукційного параметра (S_y), модульні значення якої досягають 0.3 (рис. 3б). Водночас східна складова (S_x) у кілька разів менша, її максимальне значення 0.15 спостерігається лише в межах ДДЗ (рис. 3а). Відтак результати моделювання в рамках моделі М1 засвідчили їх суттєву відмінність від спостережених даних (рис. 2), що пояснюється, очевидно, присутністю в надрах консолидованої кори локальних областей з аномально високою електропровідністю.

Наступний крок моделювання полягав у розрахунку індукційних параметрів для моделі М2 (рис. 4), створеної шляхом введення в модель М1 параметрів Кіровоградської аномалії електропровідності, отриманих за результатами тривимірного моделювання [8], з метою перевірки їх впливу на розраховані електромагнітні поля та їх відповідність спостереженням. Крім того, у моделі М2 використаний також детальний розподіл питомого електричного опору в зоні Кіровоградського рудного району (КРР), отриманий у роботі [9].

Аналіз розрахунків свідчить, що розподіл значень S_x завдяки впливу Кіровоградської аномалії електропровідності суттєво змінився. Водночас, вплив регіональної аномалії на компоненту S_y очікувано незначний. Отже, зіставлення результатів розрахунку індукційних параметрів для моделей М2 і М1 показало доречність урахування в моделі М2 Кіровоградської електропровідної структури. У той же час, відмінність розрахункових даних від експериментальних (рис. 2) залишається, що пов'язано, очевидно, з недостатнім урахуванням впливу об'єктів глибинної електропровідності субмеридіональної орієнтації. Окрім того, в розрахункових полях відсутня мозаїчність, характерна для спостережених полів ГШЗ.

У наступну модель М3 (рис. 5) було введено параметри субмеридіональної структури вздовж 30° сх. д. за даними роботи [8]. Розраховані значення індукційних параметрів стали більш близько відповідати спостереженням як за величиною, так і за характером просторової локалізації областей екстремальних значень, але повної відповідності між розрахованими індукційними параметрами й визначеними за експериментальними даними не було досягнуто (рис. 4). У подальшому, завдяки моделюванню та залученню нових експериментальних даних магнітотелуричних профілювань (МВП), північна межа згаданої субмеридіональної структури була скорегована й у наступних моделях розташована на $40^\circ 10'$ пн. ш.

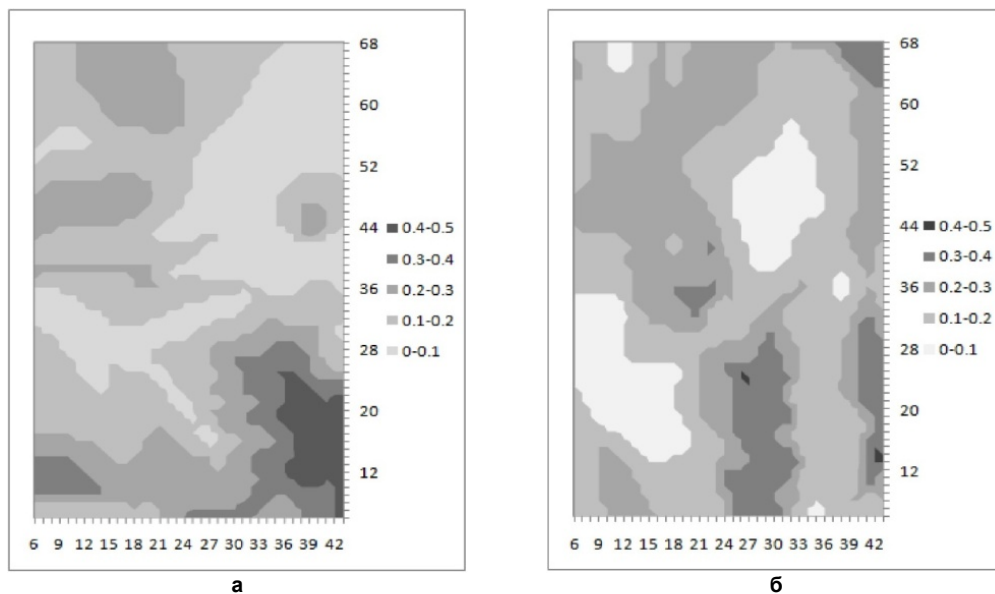


Рис. 2. Схеми розподілу модулів індукційних параметрів геомагнітних варіацій на періоді $T=150$ с за даними роботи [6]: а – східна складова (C_x), б – північна складова (C_y)

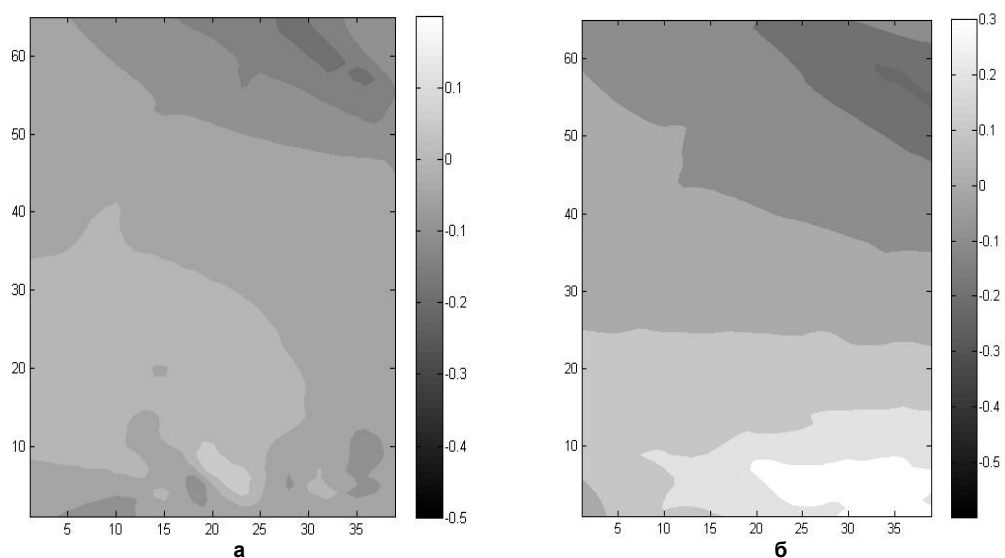


Рис. 3. Розрахункові індукційні параметри на періоді 150 с для моделі M1: а – східна складова (C_x), б – північна складова (C_y)

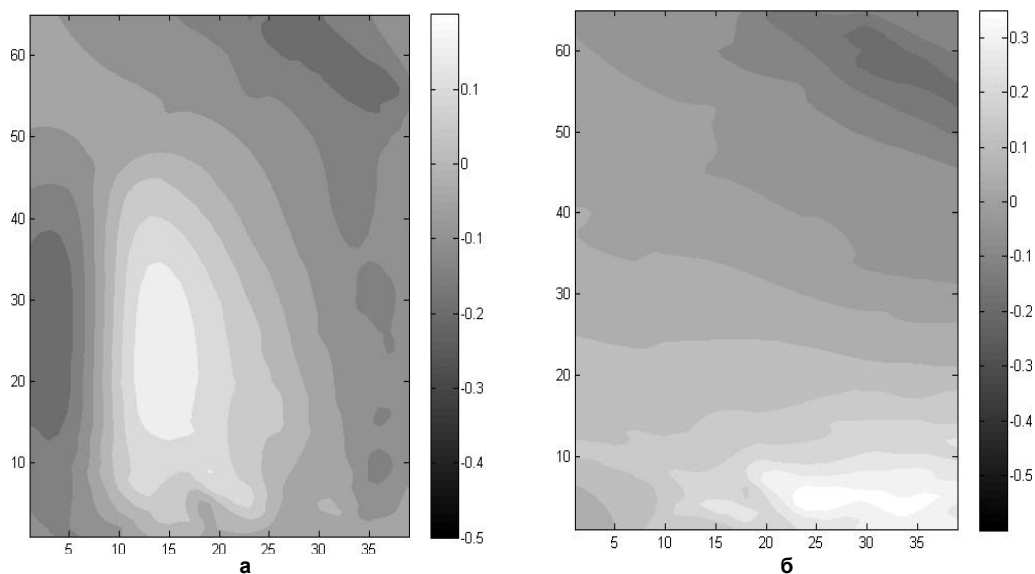


Рис. 4. Розрахункові індукційні параметри на періоді 150 с для моделі M2: а – східна складова (C_x), б – північна складова (C_y)

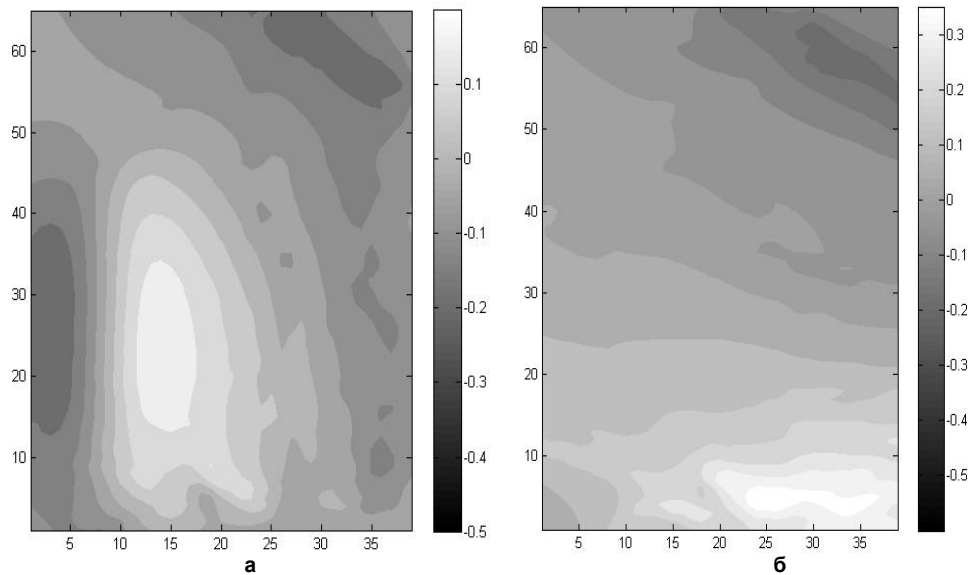


Рис. 5. Розрахункові індукційні параметри на періоді 150 с для моделі М3:
а – східна складова (C_x), б – північна складова (C_y)

Наступний крок моделювання полягав у побудові моделі М4 шляхом доповнення моделі М3 низкою провідників у західній частині планшета ГШЗ, отриманих за результатами якісної інтерпретації кривих магнітотелуричних зондувань (МТЗ) [1]. Наявність цих провідників відмічається аномаліями електропровідності, що відповідають розломним зонам – Тальнівській, Гвоздавській, Врадіївській та Первомайській. У процесі моделювання було виконано розрахунки для значної кількості моделей, що містили провідники з різними параметрами, а саме: глибина верхньої кромки провідників (h) змінювалась від 100 м до 10 км, їхня товщина (H) – від 2.5 до 10 км, ширина (d) – від 10 до 15 км, довжина (l) – від 30 до 150 км, питомий опір (ρ) – від 1 до 100 Ом·м. У результаті аналізу розрахованих компонент індукційних параметрів C_x , C_y і типперів для періоду 150 с геомагнітних варіацій було отримано дві рівнозначні моделі, що задовольняли спостереженим даним. У першій моделі

параметри зон підвищеної електропровідності, пов'язаних із більшістю розломних зон ГШЗ, за винятком Врадіївської, були такими: $h=100$ м, $H\approx 2.5$ км, $\rho=10$ Ом·м. Параметри зони підвищеної електропровідності, пов'язаної із Врадіївською розломною зоною, склали: товщина $H\approx 1$ км, питомий опір $\rho=100$ Ом·м.

Друга модель відрізнялася додатково внесеною глибинною зоною підвищеної провідності, просторово приуроченою до зони сходження Тальнівського та Первомайського розломів. Параметри цієї зони склали: $h=10$ км, $H=10$ км, $d=15$ км, l до 90 км, $\rho=10$ Ом·м. Отже, поступове ускладнення геоелектричної моделі, починаючи від моделювання впливу провідних осадків і регіональних аномальних областей на структуру МТ поля до побудови мережі провідників у верхній частині розрізу, дало можливість отримати модель, яка значною мірою задовольняє даним МВП (рис. 6).

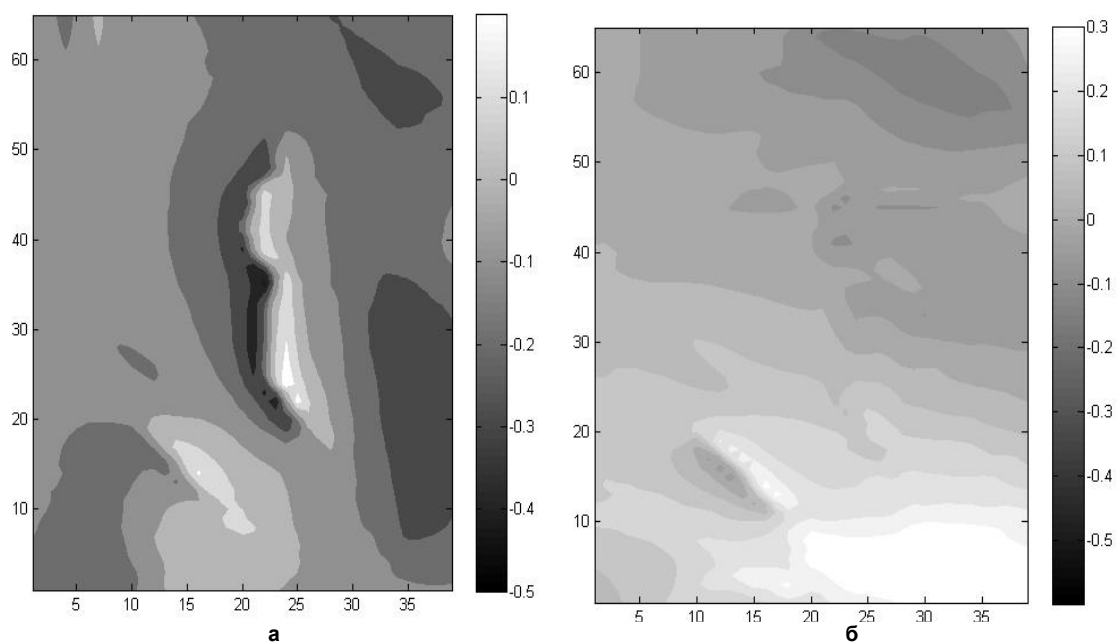


Рис. 6. Розрахункові індукційні параметри на періоді 150 с для моделі М4:
а – східна складова (C_x), б – північна складова (C_y)

Подальше моделювання проводилося з використанням даних МТЗ, наведених у роботі [7], та сучасних магнітотелуричних спостережень, виконаних А.М. Кушніром і Г.М. Зайцевим у 2007 р.

Тривимірна глибинна геоелектрична модель земної кори ГШЗ. Аналіз експериментальних кривих МТЗ свідчить про те, що рівень позірною опором ρ_t у всьому частотному діапазоні для напрямку Пд-Пн вищий за 1000 Ом·м, а для Сх-Зх – 10-100 Ом·м. Задовільного зіставлення теоретичних та експериментальних кривих МТЗ удалося досягти завдяки доповненню моделі ГШЗ у

північній її частині окремими гальванічно зв'язаними об'єктами субширотної орієнтації з питомим опором $\rho=10$ Ом·м, глибинами від поверхні меншими за 50-100 м та розмірами по довжині 20-45 км і ширині 5 км. Таких аномальних зон виявлено дві: перша – загальним розміром (5-10) км×70 км між Лісянським та Ятранським блоками ГШЗ; друга – у вигляді системи субширотних провідників загальним розміром (5-20) км×140 км, яка може бути південно-західним продовженням Субботсько-Мошоринської субширотної зони розломів (рис. 7а).

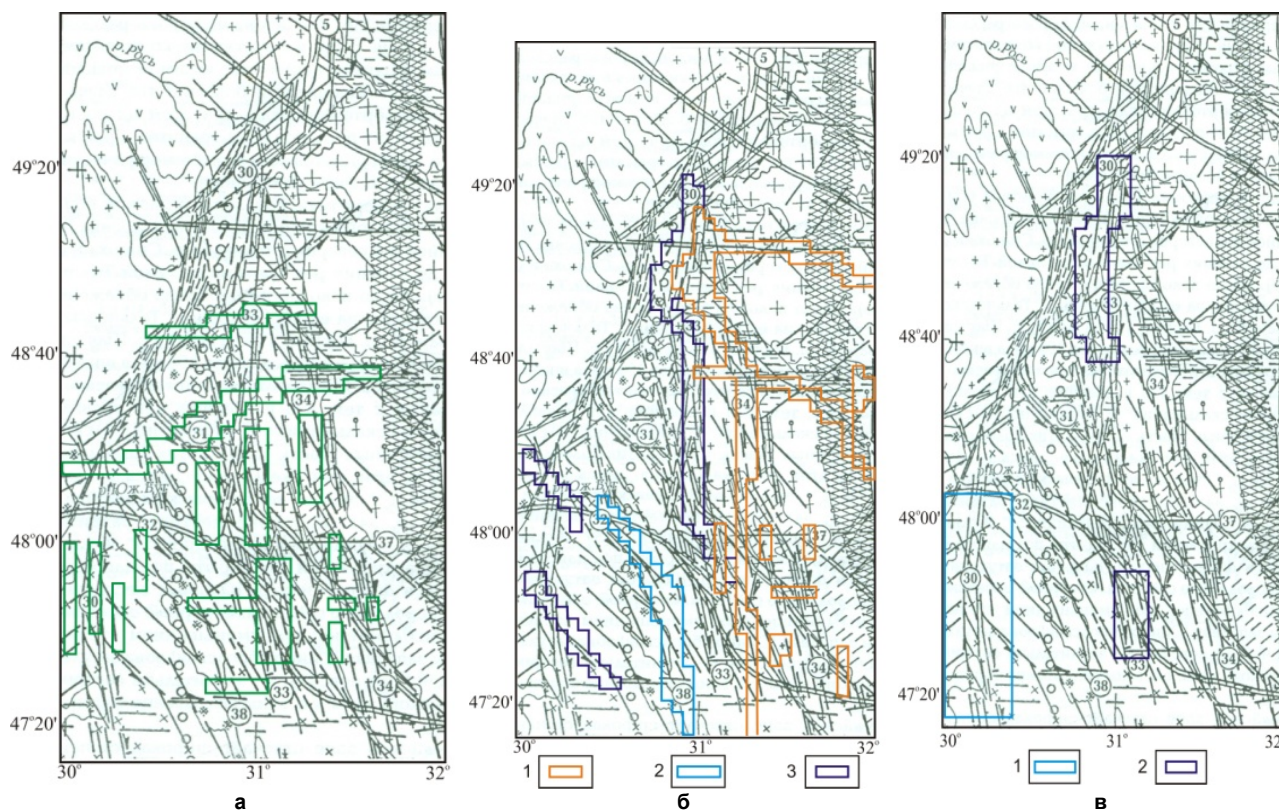


Рис. 7. Розподіл аномалій підвищеної електропровідності 3D моделі ГШЗ (на основі тектонічної схеми за даними [5]):

а – з $\rho=10$ Ом·м на глибинах до 50-100 м; б – з $\rho=50-100$ Ом·м на глибинах від 100 м до 1-2,5 км;
1 – з $\rho=50$ Ом·м 3D моделі КРР за даними [9], 2 – з $\rho=100$ Ом·м на глибинах від 100 м до 1 км, 3 – з $\rho=50$ Ом·м на глибинах від 100 м до 2,5 км; в – з $\rho=10$ Ом·м на глибинах: 1 – від 15 до 30 км, 2 – від 10 до 20 км

Південніше цієї структури (між 48°00' та 48°30' пн. ш.) змінюється поведінка кривих МТЗ, а саме – рівень позірною опором в усьому частотному діапазоні для напрямку Пд-Пн коливається в межах 50-200 Ом·м, а для Сх-Зх – 500-900 Ом·м. У цьому районі ГШЗ відповідно експериментального результату теоретичному удалося досягти завдяки введенню в модель ГШЗ системи провідників у вигляді трьох паралельних гальванічно не зв'язаних між собою об'єктів субмеридіонального простягання шириною 10 км, довжиною 30-45 км та питомим опором $\rho=10$ Ом·м, розташованими на глибинах менше 50-100 м. Просторово вони збігаються з частинами Ємилівської, Первомайської та Звенигородсько-Братської зон розломів.

У південній частині планшета (від 48°00' пн. ш.) достовірно підібрані тільки два субмеридіональні провідники: перший розташований східніше Тальнівської розломної зони й характеризується параметрами $h=0$ м, H – до 50-100 м, $d=5$ км, $l=45$ км, $\rho=10$ Ом·м; другий ($h=0$ км, H – до 50-100 м, $d=15$ км, $l=40$ км, $\rho=10$ Ом·м) збігається з частиною Первомайської зони розломів. Цілково можливо припустити, що останній гальванічно зв'язаний із провідним об'єктом, виявленим північніше вздовж Первомайської розломної зони.

Не удалося добре підібрати криві МТЗ в межах планшета від 30° до 31° сх. д. та від 48°15' до 47°20' пн. ш. Але саме тут у 2014 р було проведено нові експериментальні роботи методами МТЗ та МВП співробітниками Інституту геофізики НАН України А.М. Кушніром, А.П. Усенком та Б.І. Ширковим. Є сподівання, що після обробки ці дані дозволять скорегувати й уточнити побудовану модель.

В інтервалі глибин від 100 м до 2,5 км у геоелектричній моделі (рис. 7б) підібрані, в основному, субмеридіональні провідники з питомим опором $\rho=50$ Ом·м, які з півночі на південь гальванічно зв'язані в один ланцюг і просторово збігаються з різними частинами розломних зон: Тальнівської, осової частини ГШЗ та Первомайської по всьому її простягання (ширина провідника $d=10$ км). І тільки на границі УЩ аномалія електропровідності з лінійної перетворюється у систему окремих аномалій, спричинених гальванічно зв'язаними об'єктами субмеридіонального простягання з розмірами $d=5$ км, $l=10-30$ км, які проявилися в зоні зчленування Первомайської, Ємилівської та Звенигородсько-Братської зон розломів. Загалом, ця аномальна зона

досить добре поєдналася з моделлю Кіровоградського рудного району (КРР) [9].

На півдні планшета декілька аномалій електропровідності мають орієнтацію з північного заходу на південний схід. Вони починаються на перетині Тальнівського із Врадівським (Н – 1 км) та Гвоздавським (Н – 2,5 км) розломами, уздовж яких і відмічається висока електропровідність. Параметри підібраних об'єктів високої провідності такі: глибина до поверхні h – 100 м, ширина d – 10-15 км, довжина l до 120 км, питомий опір ρ – 10 Ом·м. Ці параметри об'єктів високої провідності на даний час є оціночними й потребують подальшого уточнення й деталізації.

В інтервалі глибин з 10-15 км до 20-30 км за результатами моделювання ГШЗ виявлено декілька областей високої електропровідності (рис. 7в): 1) на півночі в осевій частині ГШЗ й Первомайської розломної зони; 2) у південній частині Первомайської розломної зони (розрахункова аномалія одночасно задовольняє даним МТЗ і МВП); 3) на півдні в зоні Тальнівського розлому та його найближчого обрамлення (розрахункова аномалія задовольняє лише даним МВП і потребує подальшого моделювання); 4) субширотна зона у Причорноморській западині (за межами рис. 6). В останньому випадку результати моделювання задовольняють спостереженням даним МТЗ, параметри цієї аномальної області електропровідності підтвердили розподіл питомого опору, який раніше було отримано при моделюванні Кіровоградської регіональної аномалії [2, 8].

Підсумовуючи результати моделювання ГШЗ відзначимо, що додаткове використання даних магнітолуричного зондування дозволило уточнити модель земної кори, що була побудована за даними магнітоваріаційного профілювання. Ефективність комплексного використання даних МВП і МТЗ пояснюється зв'язком різних інформаційних характеристик МТ-полів, що використовуються в цих методах, з глибиною залягання провідників. Якщо в МТЗ глибину залягання провідного шару визначають за частотною залежністю імпедансу, то в МВП – за просторовим градієнтом магнітоваріаційних параметрів. Відтак комбінація цих методів дозволяє набавати точніше та адекватніше до спостереження експериментальних даних побудувати модель розподілу питомого опору в рамках тривимірного середовища.

Висновок. За результатами геоелектричних досліджень побудовано попередню тривимірну модель ГШЗ. Виявлено дві субширотно орієнтовані поверхневі зони високої електропровідності в північній частині ГШЗ та субмеридіональні аномалії електропровідності, які розташовані південніше та збігаються з частинами Ємилівської, Первомайської та Звенигородсько-Братської зон розломів. На глибинах 100-2500 м за даними моделювання виявлено систему гальванічно зв'язаних об'єктів субмеридіонального простягання, що проявилися в зоні зчленування Первомайської, Ємилівської та Звенигородсько-Братської зон розломів. Ці аномалії добре узгоджуються й просторово поєднуються з моделлю Кіровоградського рудного району [7]. Отримана модель ГШЗ в інтервалі глибин від 10-15 км до 20-30 км містить декілька областей високої електропровідності: в осевій частині ГШЗ та Первомайської розломної зони; на півдні Первомайської розломної зони; на півдні ГШЗ в зоні Тальнівського розлому; субширотна зона в Причорноморській западині.

Аномалії електропровідності є важливою інформаційною геофізичною складовою, яка має тісний зв'язок з геодинамікою досліджуваного регіону, а відтак – із процесами формування та розміщення родовищ корисних

копалин. Родовища та рудопрояви хрому й нікелю, кобальту й платиноїдів, а також невеликі масиви гіпербазитів ГШЗ приурочені до глибинних розломних зон, які виділяються у вигляді витягнутих аномалій підвищеної електропровідності. Виявлені золоторудні прояви також приурочені до областей сполучення глибинних розломів і, відповідно, до областей низькоомних аномалій. Зокрема, рудопрояви радіоактивних металів (урану й торію) та супутніх елементів зафіксовано в межах Первомайської зони глибинних розломів, яка виразно проявляється у вигляді протяжної зони підвищеної провідності.

Список використаних джерел

1. Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Сухой В.В., (2001). Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. – К.: Знання. – 227 с.
2. Belyavskiy V.V., Burakhovich T.K., Kulik S.N., Sukhoy V.V., (2001). Elektromagnitnye metody pri izuchenii Ukrainского shchita i Dneprovsko-Donetskoy vpadiny. – Kyiv, Znannya. – 227 p. (In Russian).
3. Бурахович Т.К., Кулик С.Н., (2009). Трёхмерная геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии западной части Украинского щита и его склонов. – Геофиз. журн., 31, 1. – С. 88-99.
4. Burakhovich T.K., Kulik S.N., (2009). Trekhmernaya geoelektricheskaya model' zemnoy kory i verkhney mantii zapadnoy chasti Ukrainского shchita i ego sklonov. – Geofiz. zh., 31, 1. – P. 88-99. (In Russian).
5. Верем'єв П.С., Рябенко В.А., (1968). Морфологія і внутрішня будова Ємиліво-Первомайського глибинного розлому Українського щита. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 10. – С. 867-871.
6. Verem'yev P.S., Ryabenko V.A., (1968). Morfolohiya i vnutrishnya budova Yemilovo-Pervomayskoho hlybinnoho rozlomu Ukrayinskoho shchitya. – Dop. AN URSR. Ser. B, 10. – P. 867-871. (In Ukrainian).
7. Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита / А.В. Анциферов, Е.М. Шеремет, Е.Б. Глевасский и др., (2008). – Донецк: Вебер. – 305 с.
8. Antsiferov A.V., Sheremet E.M., Glevasskiy E.B. et al., (2008). Geologo-geofizicheskaya model Golovanevskoy shovnoy zony Ukrainского shchita. – Donetsk: Veber. – 305 p. (In Russian).
9. Гинтов О.Б., (2005). Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – К.: Феникс. – 572 с.
10. Gintov O.B., (2005). Polevaya tektonofizika i ee primeneniye pri izuchenii deformatsiy zemnoy kory Ukrainy. – Kyiv, Feniks. – 572 p. (In Russian).
11. Ингерев А.И., (1988). Карта магнитных параметров МТЗ и МВП Ю-В части УШ. М-6 1:1000000. – Укргеолфонд, № 50034.
12. Ingerov A.I., (1988). Karta magnitnykh parametrov MTZ i MVP Yu-V chasti UShch. M-b 1:1000000. – Ukrgeolfond, № 50034. (In Russian).
13. Ингерев А.И., Рокитянский И.И., (1993). Украинский щит. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Обобщение результатов исследований / Отв. редактор А.В. Чекунов. – К.: Наук. думка. – 257 с.
14. Ingerov A.I., Rokityanskiy I.I., (1993). Ukrainский shchit. Litosfera Tsentralnoy i Vostochnoy Evropy: Obobshchenie rezul'tatov issledovaniy. Ed. A.V. Chekunov. – Kyiv, Naukova dumka. – 257 p. (In Russian).
15. Кулик С.Н., Бурахович Т.К., (2007). Трёхмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. – Физика Земли, 4. – С. 21-27.
16. Kulik S.N., Burakhovich T.K., (2007). Trekhmernaya geoelektricheskaya model' zemnoy kory Ukrainского shchita. – Fizika Zemli, 4. – P. 21-27. (In Russian).
17. Николаев И.Ю., Бурахович Т.К., Шеремет Е.М., (2013). Объёмная геоэлектрическая модель Кіровоградського рудного району центральної частини Українського щита. – Геофізический журнал, 35, 4. – С. 127-139.
18. Nikolaev I.Yu., Burakhovich T.K., Sheremet E.M., (2013). Obyemnaya geoelektricheskaya model Kirovogradskogo rudnogo rayona tsentralnoy chasti Ukrainского shchita. – Geofizicheskii zhurnal, 35, 4. – P. 127-139. (In Russian).
19. Шевчук В.В., (2012). Соотношение протерозойского автохтонного гранитообразования и деформационных процессов в пределах Тальновской зоны разломов (Украинский щит). – Вісник Київського університету. Геологія, 56. – С. 5-7.
20. Shevchuk V.V., (2012). Sootnosheniye proterozoyskogo avtokhtonnoho granitoobrazovaniya i deformatsionnykh protsessov v predelakh Tainovskoy zony razlomov (Ukrainskiy shchit). – Visnik Kyivskogo universytetu. Geologiya, 56. – P. 5-7. (In Russian).
21. Mackie R.L., Smith J.T., Madden T.R., (1994). Three dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example. Radio Science, 29, 923-935.

Надійшла до редколегії 28.10.14

T. Burahovich, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher, Leading Research Associate

E-mail: burahovich@ukr.net;

O. Ganiev, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Leading Research Associate

E-mail: algan@ukr.net;

Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine

32 Palladin Ave., Kyiv, 03680 Ukraine,

B. Shyrkov, Postgraduate Student

E-mail: bog_dan90@ukr.net

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

DEEP STRUCTURE MODELING OF GOLOVANIVSK SUTURE ZONE ON THE BASIS OF GEOELECTRIC DATA

The article reviews the results of the preliminary three-dimensional modeling of Golovanivsk suture zone (GSZ) of the Ukrainian shield (USh) that was made on the basis of experimental magnetotelluric sounding (MTS) and magnetovariational profiling (MVP) data. According to various scientists, this part of USh is a regional structure with low conductivity of the crust. It is characterized by a pronounced anisotropy of the subsurface resistivity and its sharp variability both in lateral direction and in depth. Deep fault zones (Talnivska, Pervomayska, Vradiyivska, Gvozdevska) limiting GSZ and its structural-formational parts stand out as high conductivity zones, both at the subsurface and at depths of 15-30 km. The processing of modern magnetotelluric observations using digital equipment on the "Pervomajskiy" profile, using software system PRC_MTMV [3] made it possible to identify the anomalous conductive parts of GSZ localized in the zones of deep faults (Talnivska, Pervomayska, Yemylivska). These results were used to construct a three-dimensional geoelectric model. The method for construction of deep conductivity models is based on their multistage sequential calculation and comparison with experimental data. At the initial stage of modeling, MVP data are used while MTS data are used at the final stage. According to the simulation results, two sublatitudinally oriented superficial zones of high conductivity were revealed in the northern part of GSZ. Submeridional conductivity anomalies were found southward, which coincide with the parts of Yemylivska, Pervomayska and Zvenigorodsko-Bratska fault zones. Model calculations allowed to reveal several types of conductivity anomalies orientation: sublatitudinal and submeridional; such anomalies correspond with subsurface and deep conductivity anomalies that were used to build the three-dimensional model. At the depths of 100-2500 m, galvanically connected objects of submeridional strike were detected. Those objects manifested themselves in the junction zone of Pervomayska, Yemylivska, Zvenigorodsko-Bratska fault zones. These anomalies are in good agreement and spatially combined with the model of the Kirovograd ore region [7]. In the depth interval of 10-15 km to 20-30 km the obtained model contains several areas of high conductivity: in the axial part of GSZ and Pervomayska fault zone; in southern part of Pervomayska fault zone; in the south of GSZ, Talnivska fault zone; sublatitudinal zone in the Pre Black Sea depression.

Keywords: suture zone, fault zone, magnetotelluric sounding, magnetovariation profiling, conductive anomaly.

T. Бурахович, д-р геол. наук, ст. науч. сотрудник, вед. науч. сотрудник,

E-mail: burahovich@ukr.net,

О. Ганиев, канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотрудник,

E-mail: algan@ukr.net,

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,

пр. Акад. Палладина, 32, г. Киев, 03680, Украина,

Б. Ширков, асп.,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,

E-mail: bog_dan90@ukr.net

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ГОЛОВАНОВСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИКИ

В статье рассмотрены результаты трехмерного моделирования Голованевской шовной зоны (ГШЗ) Украинского щита (УЩ), выполненного на основе экспериментальных данных магнитотеллурического профилирования (МВП) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Участок ГШЗ, по исследованиям различных авторов, является низкоомной зоной в региональной структуре электропроводности земной коры. Она характеризуется выраженной анизотропией удельного сопротивления в верхней части разреза, а также резкой ее изменчивостью как по латерали, так и вглубь. Глубинные зоны разломов (Тальновская, Первомайская, Вradiевская, Гвоздевская), ограничивающие ГШЗ и ее структурно-формационные части, выделяются как зоны аномально высокой электропроводности. Проведена обработка современных магнитотеллурических наблюдений по пр. "Первомайский" с использованием программного комплекса PRC_MTMV, которая позволила на качественном уровне выделить электропроводящие области ГШЗ. Методика построения глубинных моделей электропроводности основана на многоэтапном последовательном их расчете и сравнении с наблюдаемыми данными, при этом на начальном этапе моделирования используются данные МВП, а на завершающем – данные МТЗ. Модельные расчеты позволили выявить поверхностные и глубинные аномалии электропроводности субширотного и субмеридионального простирания, которые и были заложены в построение трехмерной модели ГШЗ. В частности, обнаружены две субширотно ориентированные поверхностные зоны высокой электропроводности в северной части ГШЗ и субмеридиональные аномалии электропроводности, расположенные южнее и совпадающие с частями Емиловской, Первомайской и Звенигородско-Братской зон разломов. На глубинах 100-2500 м по данным моделирования выявлена система гальванически связанных объектов субмеридионального простирания, проявившихся в зоне сочленения Первомайской, Емиловской и Звенигородско-Братской зон разломов. Эти аномалии хорошо согласуются и пространственно сочетаются с моделью Кировоградского рудного района [7]. Полученная модель ГШЗ в интервале глубин от 10-15 км до 20-30 км содержит несколько областей высокой электропроводности: в осевой части ГШЗ и Первомайской разломной зоны; на юге Первомайской разломной зоны; на юге ГШЗ в зоне Тальновского разлома; субширотная зона в Причерноморской впадине.

Ключевые слова: шовная зона, разломная зона, магнитотеллурическое зондирование, магнитовариационное профилирование, аномалия электропроводности.

УДК 550.83

В. Омельченко, главный геолог
Днепропетровская геофизическая экспедиция "Днепрогеофизика",
ул. Геофизическая, 1, г. Днепропетровск, 49054, Украина,
E-mail: dpge@ukr.net;

П. Пигулевский, д-р геол. наук, ст. науч. сотруд.
Институт геофизики НАН Украины,
ул. Геофизическая, 1, г. Днепропетровск, 49054, Украина,
E-mail: pigulev@ua.fm

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МИХАЙЛОВСКО-БЕЛГОРОДСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОГО БОРТА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии канд. геол. наук, ст. науч. співроб. І.М. Безродною)

Рассмотрены главные черты геологического строения украинской части Михайловско-Белгородской шовной зоны (МБШЗ) Воронежского кристаллического массива (ВКМ) на основе результатов качественной и количественной интерпретации гравитационного и магнитного полей, изучения керн нефтегазовых скважин. МБШЗ на территории Украины протягивается в пределах северного борта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и Днепровского грабена на расстояние более 140 км при преимущественной ширине 3-5 км и приурочена к одноименному глубинному разлому мантийного заложения, разделяющему разновозрастные мегаблоки ВКМ. На северном борту зона состоит из трех тектонических элементов – юго-восточного замыкания Белгородского синклинали, Бурлуцкой и Максальской синклинали, характер сочленения которых тектонический. Преимущественно субширотными разломами, в том числе сдвигового типа, МБШЗ разбита на части (блоки). Амплитуда смещения по сдвигам увеличивается по направлению к Днепровскому грабену от 200-500 м до 10 км (?).

Бурлуцкая синклиналь является основным элементом МБШЗ на северном борту и имеет протяженность около 55 км при ширине 2-5 км. В структурном отношении предположительно представляет собой однокрылую синклиналь с крутыми углами падения слоев (до 75-85°). Разрез синклинали сложен слюдястыми, гранат-слюдястыми и амфиболовыми сланцами с прослоями железисто-слюдястых кварцитов, которые возможно отнести к низам курской серии палеопротерозоя.

Данные геофизики и бурения указывают на развитие в шовной зоне: палеопротерозойского рифтового прогиба, выполненного образованиями нижней части курской серии; мезоархейского грабеноподобного прогиба, выполненного образованиями александровской серии михайловского комплекса; раннеархейского сутурного шва, выполненного базит-гипербазитовыми ассоциациями. Резкое уменьшение ширины МБШЗ в пределах северного борта с 19 км в районе Белгородского синклинали до 3-5 км в пределах Бурлуцкой и Максальской синклинали, а также отсутствие в ее палеопротерозойском разрезе всего оскольского комплекса и верхней части курской серии, обусловлено, главным образом, существенным увеличением уровня эрозионного среза докембрийских образований по направлению к Днепровскому грабену.

Изложенные результаты исследований могут быть использованы при корреляции структур ВКМ и Украинского щита (УЩ) через территорию ДДВ, а также для оценки перспектив нефтегазоносности и некоторых твердых полезных ископаемых территории северного борта.

Ключевые слова: Михайловско-Белгородская шовная зона, северный борт ДДВ, геофизическая аномалия, Бурлуцкая синклиналь, курская серия, тектонический разлом.

Введение. Территория северного борта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), который одновременно является южным и юго-западным склоном Воронежского кристаллического массива (ВКМ), в 2001-2011 гг. была охвачена комплексными геофизическими тематическими работами нефтегазового направления. В результате выполнения этих работ были обобщены все имеющиеся данные о геологическом строении докембрийских образований фундамента и построены в масштабе 1:200 000 сводная структурная карта рельефа поверхности фундамента, структурно-петрофизическая и тектоническая схемы докембрийских образований. В частности, структурно-петрофизическая схема докембрийских образований была построена на основе анализа гравитационного и магнитного полей по данным съемок масштабов 1:50 000 и крупнее и материалов изучения керн нескольких сотен нефтегазовых скважин. Тектоническое районирование докембрийского комплекса пород было проведено на основе работ [2, 3, 7], так как предложенные схемы хорошо согласуются с огромным объемом геолого-геофизической информации по бортам ДДВ и Украинскому щиту (УЩ).

В пределах ВКМ и северного борта ДДВ одной из наиболее значимых и крупных тектонических структур является Михайловско-Белгородская шовная зона (МБШЗ), которая приурочена к одноименному глубинному разлому мантийного заложения. Она разделяет Белгородско-Сумской (БСМ) и Курско-Корочанский (ККМ) мегаблоки ВКМ, которые являются аналогами (продолжением на север через территорию Днепровского грабена), соответственно, Среднеприднепровского и

Приазовского мегаблоков УЩ. При этом следует отметить, что на используемых в настоящее время тектонических схемах ВКМ и УЩ существуют различия в применении терминов "шовная зона" и "мегаблок", в частности, и по отношению к МБШЗ, БСМ и ККМ.

Целью этой публикации является изложение имеющейся информации о геологическом строении украинской части МБШЗ, что может оказать существенную помощь при корреляции структур ВКМ и УЩ через территорию ДДВ, при реконструкции тектонического строения Сарматии до образования Днепровского грабена, для прогнозирования различных полезных ископаемых в докембрийском фундаменте северного борта ДДВ.

Главные черты геологического строения МБШЗ в пределах ВКМ. МБШЗ характеризуется сложным строением и многоэтапностью развития. Ее юго-западный борт слагают гранитно-зеленокаменные, а северо-восточный – гранулитогнейсовые комплексы. Третьим элементом зоны является сутурный шов, сложенный базит-гипербазитовыми ассоциациями, по которому в раннем архее сочленялись разнородные комплексы БСМ и ККМ. В мезоархее здесь заложился Михайловско-Белгородский зеленокаменный пояс, а в палеопротерозое на мезоархейские структуры наложился одноименный грабеноподобный рифтовый прогиб [3, 7].

Пограничным с Украиной крупным тектоническим элементом МБШЗ является Белгородский синклинали, большая часть которого расположена на территории РФ. Он сложен породами курской серии и оскольского комплекса палеопротерозоя и характеризуется северо-

западным простираем. Протяженность синклиория около 130 км при наибольшей ширине в средней части до 40 км. В пределах синклиория выделяют три структурно-фациальных зоны: Западную, Центральную и Восточную [7].

Западная зона Белгородского синклиория представляет собою окраину БСМ, которая была втянута в прогибание при развитии Центрального грабена (палеорифта) и развита фрагментарно. Она отделена от Центральной зоны Михайловско-Белгородским разломом, который, вероятно, в фундаменте синклиория отвечает юго-западной границе сутурного шва.

Центральная зона занимает осевую часть синклиория и развивалась над этим швом, испытывая в период палеопротерозойского осадконакопления наибольшее прогибание. В этой зоне наибольшие мощности железисто-кремнистой формации достигают 1000-1200 м. Структуры зоны линейно вытянуты в северо-западном направлении, они четко изоклинальные с крутопадающими крыльями (70-90°). Восточная граница Центральной зоны имеет согнутый ступенчатый характер. Это связано с тем, что в фундаменте синклиория предполагается наличие не менее двух поперечных крупных зон правосторонних сдвиговых дислокаций. По ним произошло смещение базит-гипербазитовых комплексов сутурного шва и их соединение в плане с гранулитогнейсами, которые образуют фундамент Восточной структурно-фациальной зоны.

Следует отметить, что тектонические процессы в шовных зонах Сарматского щита часто сопровождались значительными сдвиговыми смещениями вдоль плоскостей разломов. Некоторыми исследователями выделяется не менее трех этапов смены направления тангенциального давления только в протерозое, с формированием соответствующих разрывных структур (сдвигов, сбросов, взбросов, надвигов и др.). В частности, правосторонний сдвиг намечается и по разлому, разделяющему Западную и Центральную зоны Белгородского синклиория [2-3].

Восточная зона синклиория наименее изучена. Предполагается, что в ее пределах широко развиты породы оскольского комплекса, а железисто-кремнистые образования курской серии несколько редуцированы по сравнению с Центральной зоной. Отличительной особенностью Восточной зоны является зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, высокотемпературное влияние которого охватывает нижнюю часть разреза палеопротерозоя.

Краткий обзор геолого-геофизической изученности украинской части МБШЗ. Участок северного борта ДДВ, который пересекает МБШЗ, характеризуется высокой степенью геофизической изученности. В частности, повсеместно выполнены гравиметрические и аэромагнитные съемки, преимущественно, масштаба 1:25 000, на некоторых участках – профильно-площадная электроразведка различных модификаций, а в южной части – площадная сейсморазведка МОГТ (метод общей глубинной точки) в комплексе с региональными сейсмостратиграфическими исследованиями. Следует отметить, что все эти исследования были направлены, преимущественно, на изучение каменноугольных отложений осадочного чохла с целью поисков и подготовки к бурению нефтегазоперспективных объектов.

Глубокое бурение на нефть и газ проводилось в значительных объемах в южной части рассматриваемого участка борта в районе северного краевого разлома Днепровского грабена. Причем, здесь притоки углеводородов (УВ) были получены и из докембрийских образований фундамента ниже коры выветривания (Коробочкинская и Гашиновская поисковые площади). Однако, докембрийские образования непосредственно МБШЗ вскрыты только несколькими скважинами: Анновская-674, Оливиновская-1, 2, 5, Северо-Голубовская-10, Максальская-9. Большинство из них, кроме скв. Анновская-674, расположены в районе пересечения МБШЗ и зоны северного краевого разлома Днепровского грабена (рис. 1, 2, 3).

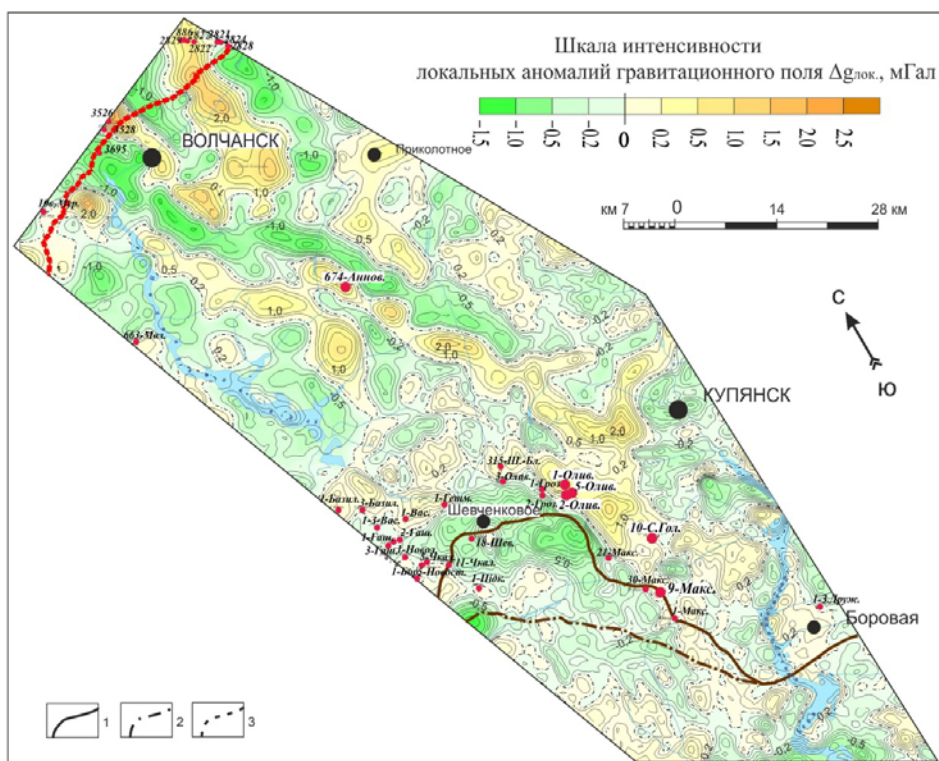


Рис. 1. Карта локальных аномалий гравитационного поля $\Delta g_{\text{лок.}}$ ($\Delta g_{\text{лок.}} = \Delta g_{\text{а(буре=2.0)}} - \Delta g_{\text{оср.-(L=14km)}}$): 1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные. Остальные условные обозначения на рис. 3

Главные черты строения украинской части МБШЗ по геофизическим данным. На северном борту ДДВ МБШЗ ярко выражена в гравитационном и магнитном полях интенсивными положительными аномалиями, которые на большей части сгруппированы в узкую протяженную полосу (рис. 1, 2). Следует иметь в виду, что абсолютные отметки поверхности докембрийских образований в пределах МБШЗ на приграничных с РФ участках составляют -750-800 м, в средней части – -1,0-1,2 км, в районе северного краевого разлома – -3,0-4,5 км. На большей части борта, характеризующаяся северо-западным простиранием (аз.60°СЗ), МБШЗ протягивается от г. Волчанск до

широты г. Купянск. Длина ее в этой части составляет около 80 км, а ширина изменяется от 19 км на приграничном участке с РФ до 2-5 км в южной. Западнее г. Купянск МБШЗ, после пересечения с двумя субширотными разломами сдвигового типа, меняет свое простирание на близкое к субмеридиональному и прослеживается в геофизических полях даже в пределах Днепровского грабена в район г. Изюм и далее. В этой части ее длина составляет более 60 км при ширине 3-8 км. Таким образом, общая длина украинской части МБШЗ составляет более 140 км, из которых 117 км приходится на северный борт.

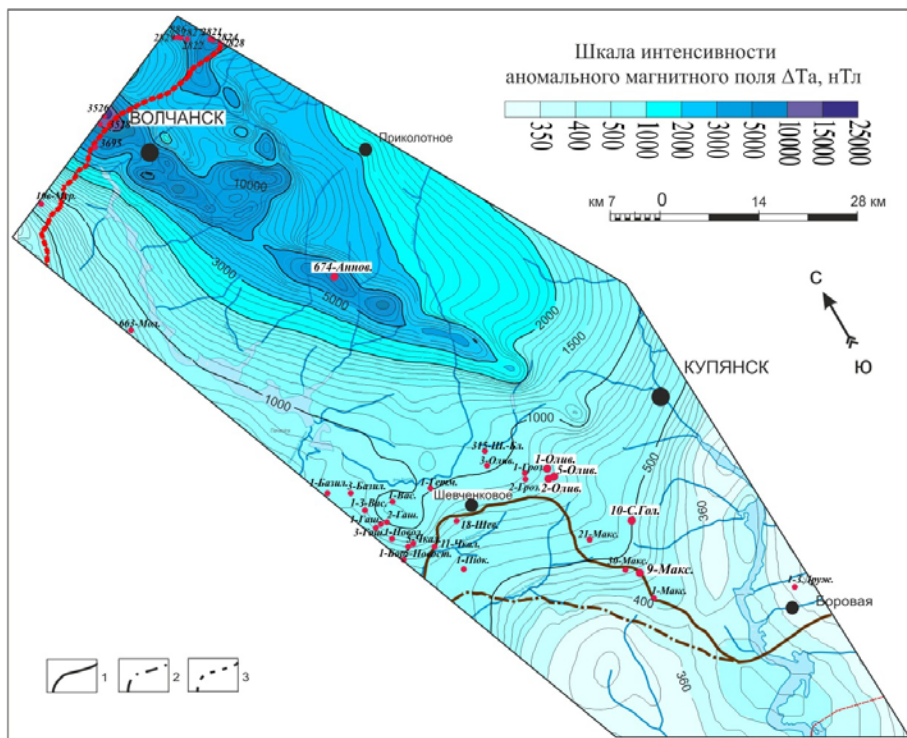


Рис. 2. Сводная карта аномального магнитного поля ΔT_a :

1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные. Остальные условные обозначения на рис. 3

В пределах северного борта ДДВ МБШЗ состоит из трех крупных тектонических элементов [4, 5] – юго-восточного замыкания Белгородского синклинория, Бурлуцкой и Максальской синклиналей (рис. 3). Юго-восточное замыкание Белгородского синклинория протягивается на расстояние 22 км от государственной границы с РФ до района г. Волчанск. Структуры синклинория тут "срезаны" крупным разрывным нарушением (разлом № 9) субширотного простирания (см. рис. 3). Этот разлом по геофизическим данным имеет на территории Украины протяженность около 150 км и трассируется в пределы ККБ РФ. Он входит в систему протяженных субширотных разломов, которые разбивают северный борт ДДВ на ряд ступеней, предположительно, с различным уровнем эрозионного среза докембрийских образований.

Возле границы с Украиной Белгородский синклинорий представлен Таволжанской синклиной Центральной зоны и Корочано-Большетроицкой синклинорной зоной Восточной зоны. Характер сочленения этих структур предполагается дизъюнктивный и проходит по серии нарушений северо-западного простирания. Разделяет Таволжанскую и Корочано-Большетроицкую структуры в этой части вытянутая в северо-западном направлении, с переходами к субмеридиональному на территории РФ,

антиформа, сложенная обоянским и михайловским комплексами.

Далее на юго-восток, после пересечения с субширотным нарушением № 9, МБШЗ резко сужается, а интенсивность отображающих ее аномалий магнитного и гравитационного полей значительно уменьшается (рис. 1, 2). Этот тектонический элемент, который протягивается до широты г. Купянск и имеет длину до 55 км, выделен как Бурлуцкая синклиналь и изучен на основании комплексных геофизических работ масштаба 1:25 000 [5]. Предполагается, что Бурлуцкая синклиналь состоит из 3-4 структурных элементов, образованных, вероятнее всего, при ундуляции шарнира складки. Количественные расчеты по гравитационному и магнитному полям показывают, что весь блок плотных магнитоактивных пород, включающий Бурлуцкую синклиналь, имеет мощность 1-3 км и падает на юго-запад под углом 78-83°. Отметим, что в пределах Белгородского синклинория палеопротерозойская грабен-синклинорная зона характеризуется крутым северо-восточным падением. Обращает на себя внимание то, что при моделировании геологического разреза аномальный эффект от плотных магнитоактивных пород протерозоя практически полностью выбирается при глубине залегания их нижней кромки около 5 км.

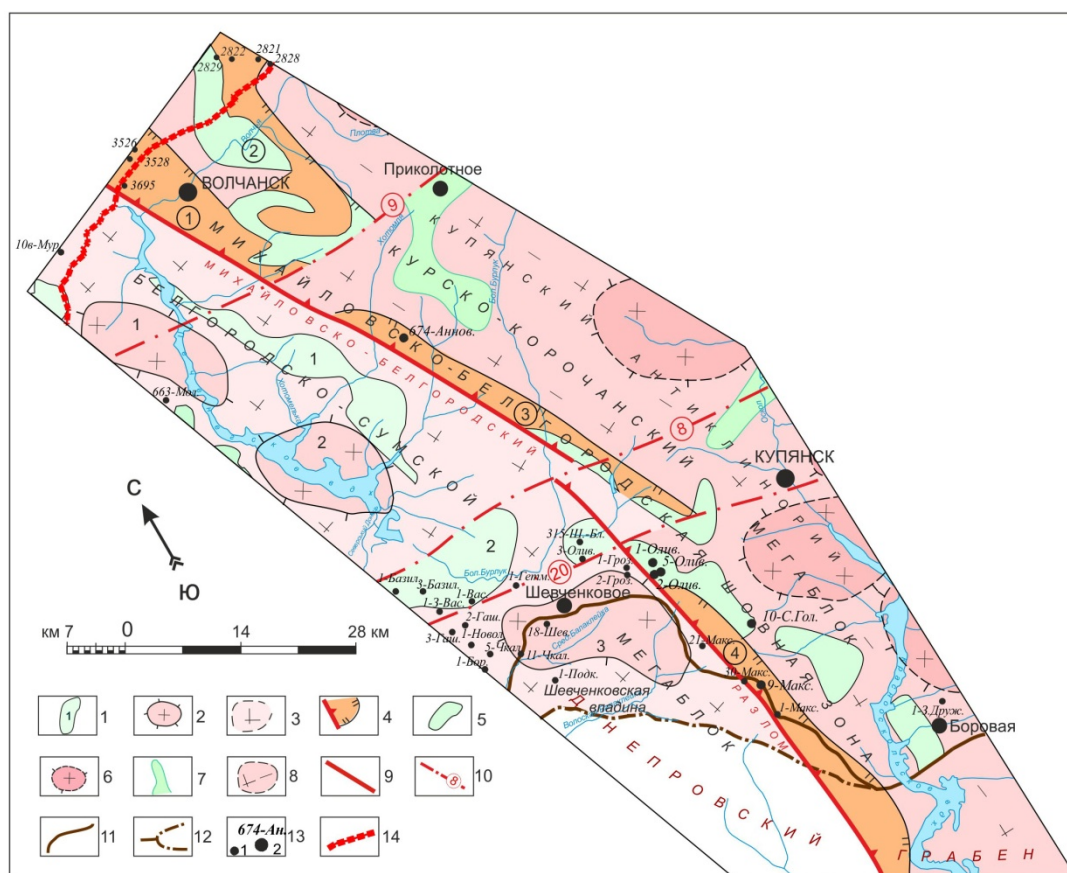


Рис. 3. Схема геологического строения МБШЗ в пределах северного борта ДДВ.

Главные структурно-тектонические элементы:

Белгородско-Сумской мегаблок: 1 – позднеархейские зеленокаменные структуры, сложенные образованиями михайловского комплекса (1 – Гонтаровская, 2 – Коробочкинская), 2 – гнейсо-гранитные (гранитные) купола (овалы) (1 – Салтовский, 2 – Печенежский, 3 – Шевченковский), 3 – поля развития плагиогранитов салтыковского комплекса; **Михайловско-Белгородская шовная зона:** 4 – раннепротерозойские грабен-синклиновые структуры, сложенные курской серией и оскольским комплексом (1 – Белгородский синклиорий, 2 – Корочано-Великотроицкая зона, 3 – Бурлуцкая синклиналь, 4 – Максальская синклиналь), 5 – фрагменты Михайловско-Белгородского зеленокаменного пояса, сложенные образованиями михайловского комплекса; **Курско-Корочанский мегаблок:** Купянский антиклинорий: 6 – гнейсо-гранитные и гранитные купола (овалы), 7 – реликты синклинальных структур, сложенные мигматизированными образованиями курской серии и михайловского комплекса, 8 – поля развития полимigmatитов с реликтами мигматизированных гнейсов.

Прочие обозначения: 9 – глубинные разломы мантийного заложения, 10 – крупные разломы, смещающие фрагменты МБШЗ и их условный номер, 11 – трасса северного краевого разлома Днепровского грабена, 12 – ответвление краевого разлома, ограничивающее Шевченковскую впадину в рельефе поверхности фундамента, 13 – буровые скважины, вскрывшие фундамент (1, 2), в том числе, в пределах МБШЗ (2), 14 – государственная граница РФ и Украины

Вероятнее всего, Бурлуцкая синклиналь является редуцированным аналогом Центральной зоны Белгородского синклиория, где развиты линейные изоклинальные складки с крутыми крыльями (углы падения 70-90°). Это подтверждают и недавно полученные данные бурения, о которых более детально будет изложено ниже. Так, в пределах самого северного тектонического элемента Бурлуцкой синклинали в 2004 г. пробурена параметрическая скважина Анновская-674. Она раскрыла комплекс пород с крутыми (75-85°) углами падения, который, вероятнее всего, относится к нижней части курской серии.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют, что в пределах большей части северного борта ДДВ развита только корневая часть МБШЗ. Это может быть обусловлено как ее редуцированием в юго-восточном направлении, так и более глубоким уровнем эрозионного среза, что более вероятно. Отметим, что до образования Днепровского грабена на его месте было сформировано сводовое поднятие Сарматского щита. Поэтому, уровень эрозионного среза докембрийских образований увеличивается с далеких бортовых частей ДДВ к приосевой части Днепровского

грабена, что отмечалось многими исследователями. В некоторых случаях сохранились только корневые части структур, в других – они полностью эродированы.

В южной части Бурлуцкой синклинали по геофизическим материалам прогнозируются породы михайловского комплекса, которые относятся к Михайловско-Белгородскому мезоархейскому зеленокаменному поясу. Здесь гравитационный максимум значительно шире, чем магнитный, который фиксируется в виде узкой полосы только в восточной ее части. Западная часть гравитационного максимума расположена в отрицательном магнитном поле. Такое сочетание аномалий характерно для зеленокаменных пород, которые доминируют в разрезе михайловского комплекса.

Западная граница Бурлуцкой синклинали проходит по Михайловско-Белгородскому разлому северо-западного простирания, который четко проявляется в гравитационном и магнитном полях узкими линейными резкоградиентными зонами (рис. 1, 2). В большинстве случаев вдоль него породы курской серии контактируют с плагиогранитами салтыковского комплекса БСМ. Аналогов Западной зоны Белгородского синклиория здесь, судя по строению геофизических полей, не наблюдается.

Восточная граница Бурлуцкой синклинали имеет более сложное строение. Она имеет изогнутый ступенчатый характер, что особенно четко видно в трансформированном гравитационном поле (рис. 1). Это обусловлено развитием нескольких поперечных правосторонних сдвигов субширотной и северо-восточной ориентации. Нарушения такого типа уверенно выделяются в пределах Белгородского синклинария. Амплитуда перемещения по ним в пределах Бурлуцкой синклинали достигает первых сотен метров, судя по смещению осей магнитных максимумов.

Юго-восточное замыкание Бурлуцкой синклинали имеет сложный дизъюнктивный характер. Здесь она сочленяется с Двуречанской синформой, которая, вероятно, относится к Восточной зоне и, возможно, являясь редуцированным аналогом Корочано-Большетроицкой зоны. Синформа, предположительно, сложена нерасчлененными образованиями михайловского комплекса и курской серии. В плане она характеризуется четко выраженной S-образной формой, что обусловлено сдвиговыми дислокациями, которые здесь широко развиты.

Анализ геофизических полей и имеющихся данных по скважинам позволяет сделать предположение, что самый юго-восточный элемент бортовой части МБШЗ – Максальская синклиналь – по серии субширотных сдвигов смещена относительно Бурлуцкой синклинали на запад примерно на 10 км (рис. 3). Широкое развитие сдвиговых дислокаций в прилегающих к Днепровскому грабену частях бортов ДДВ обусловлено тем, что заложение грабена в теле Сарматского щита сопровождалось, наряду с интенсивными ультраметаморфическими и магматическими процессами, определенным сложным смещением (поворотом) блоков ВКМ и УЩ.

Михайловско-Белгородский разлом, контролирующий с юго-запада Максальскую синклиналь, совпадает с трассой отрезка северного краевого розлома субмеридионального простирания, который оконтуривает восточный борт Шевченковской впадины в рельефе поверхности фундамента. Таким образом, краевой разлом при своем заложении использовал фрагмент Михайловско-Белгородского разлома. Максальская синклиналь в пределах борта имеет длину около 42 км при ширине 2-5 км. Пробуренная в ее пределах скв. Максальская-9 вскрыла безрудные кварциты и различного состава сланцы (главным образом, слюдистые), что характерно для низов курской серии. Синклиналь характеризуется в целом субмеридиональным простиранием, которое в северной части изменяется на северо-западное, аналогичное Бурлуцкой синклинали. В гравитационном поле Максальская синклиналь (особенно ее северная часть) выражена более интенсивными положительными аномалиями, чем в магнитном. Это свидетельствует о широком развитии здесь амфиболитов и гнейсов михайловского комплекса, которые относятся к Михайловско-Белгородскому зеленокаменному поясу, что подтверждается и данными бурения.

Краткая характеристика разрезов МБШЗ по скважинам. Наиболее полная информация о вещественном составе и особенностях строения украинской части МБШЗ получена в результате бурения параметрической скв. Анновская-674 (компания "Укргаздобыча", 2004 г). Скважина пробурена в северной части Бурлуцкой синклинали в эпицентре гравитационного и магнитного максимумов (рис. 1, 2). При забое 1600 м она с глубины 1196 (-1009) м вскрыла породы докембрийского фундамента. При этом керном охарактеризовано 136 м из 404 м проходки по фундаменту.

Раскрытый разрез разделяется на две части (хотя это несколько условно, так как керном представлено только ~34% разреза докембрия). Верхняя часть мощностью 192 м (инт. 1196-1388 м) сложена слюдистыми и гранат-слюдистыми сланцами с прослоями слюдисто-гранатовых разностей. Среди аксессуарных минералов сланцев следует отметить турмалин, содержание которого в некоторых образцах достигает 3%.

В нижней части разреза мощностью 212 м (инт. 1388-1600 м) доминируют амфиболовые сланцы с прослоями слюдистых и, реже, гранат-слюдистых сланцев, а также железисто-слюдистых кварцитов. В составе большинства разновидностей пород присутствуют кварц и магнетит, причем содержание последнего в некоторых образцах достигает 15-20%. В этой части разреза плотность отдельных образцов достигает $3,67 \text{ г/см}^3$ (они сложены преимущественно куммингтонитом и гранатом), а магнитная восприимчивость – $151230 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ при остаточной намагниченности $88650 \times 10^{-3} \text{ А/м}$ (они представлены слюдисто-железистыми кварцитами с содержанием магнетита до 20%).

По данным описания кернов скв. 674, углы падения слоев пород составляют, в основном, $75-85^\circ$ в нижней части раскрытого разреза фундамента и $50-80^\circ$ – в верхней. При средних углах падения слоев ($75-80^\circ$) истинная мощность раскрытой толщи при проходке по ней 404 м составляет всего около 100 м. Таким образом, она пробурена практически вдоль одного горизонта, что подтверждается и достаточно однообразным петрографическим составом раскрытых образований.

Раскрытые скв. 674 образования согласно хроностратиграфической схеме ВКМ [1, 6] можно отнести к верхней части стойленской свиты курской серии, где развиты гранат-слюдистые сланцы со ставролитом, или к нижней части коробковской свиты этой же серии, которая сложена переслаиванием слюдистых сланцев с железистыми и безрудными кварцитами. Широко представленные в разрезе скв. 674 амфиболовые и пироксен-амфиболовые сланцы, вероятно, образовались в результате повышения степени метаморфизма пород при приближении к Днепровскому грабену. Таким образом, разрез палеопротерозойских образований в пределах Бурлуцкой синклинали значительно сокращен и редуцирован (отсутствует весь оскольский комплекс и верхняя часть курской серии) по сравнению с Белгородским синклиномием.

На платформенном этапе развития территории Михайловско-Белгородский разлом периодически активизировался, особенно при заложении Днепровского грабена и во время главных фаз тектогенеза ДДВ и Донбасса. Это обусловило интенсивную проработку пород как осадочного чехла, так и фундамента. Раскрытые породы кристаллического основания скв. 674 характеризуются наложенными гидротермально-метасоматическими процессами (окварцевание, выщелачивание, трещиннообразование), что привело к образованию в них многочисленных открытых пор, каверн, трещин. Одновременно вдоль зоны глубинного разлома проходила активная миграция УВ как по породам осадочного чехла, так и фундамента. Об этом свидетельствует наличие окисленных битумов в различных образованиях осадочного чехла и в фундаменте практически по всему разрезу скважины.

Остальные скважины пробурены в пределах самого южного тектонического элемента МБШЗ – Максальской синклинали, где докембрийские образования погружены на значительные глубины (более 2 км) и интенсивно преобразованы в зоне северного краевого разлома Днепровского грабена, который на этом участке прошел

по фрагменту Михайловско-Белгородского разлома. Наиболее полный разрез докембрия вскрыт скв. Максальская-9, которая пробурена в краевой приразломной части синклинали и прошла по фундаменту 594 м (инт. 4356-4950 м). К сожалению, полноценные петрографические исследования поднятого керна из фундамента проведены не были. По данным только описания керна, верхняя часть разреза скв. 9 (инт. 4356-4599 м) сложена безрудными кварцитами и кварц-хлоритовыми сланцами, нижняя (инт. 4599-4950 м) – биотитовыми плагиогнейсами с прослоями амфиболитов. Таким образом, верхнюю часть разреза можно отнести к низам курской серии (палеопротерозойский рифтовый прогиб), а нижнюю – к михайловскому комплексу мезоархей (Михайловско-Белгородский зеленокаменный пояс).

Скважины Оливиновская-1, 2, 5 пробурены в 2005-2007 гг в северной части Максальской синклинали, где, по геофизическим данным, предполагалось развитие зеленокаменных образований Михайловско-Белгородского зеленокаменного пояса. Скв. 1 при проходке по фундаменту всего 18 м (инт. 1957-1975 м) вскрыты выветренные (зона дезинтеграции коры выветривания) мусковитизированные и окварцованные биотитовые (?) плагиогнейсы, которые широко распространены в разрезе александровской серии михайловского комплекса [1, 6]. Скв. 2 при проходке по фундаменту 65 м (инт. 2245-2310 м) вскрыты роговообманковые гнейсы (?) (роговая обманка – 40%, плагиоклаз – 15%, кварц – 33-35%, биотит – 10-12%, акцессории и рудные – 1-2%) от темно-серого до черного цвета, мелко-тонкокristаллические, полосчатой текстуры. Вполне вероятно, что эти образования следует рассматривать как расгнейсованные и окварцованные в зоне разлома амфиболиты (отметим, что плотность этих пород достигает $2,83 \text{ г/см}^3$). Амфиболиты, как известно, составляют значительную часть разреза александровской серии. Данными по скв. 5 мы пока не располагаем.

Специфические образования вскрыты скв. Северо-Голубовская-10, которая пробурена возле восточной границы Максальской синклинали. При проходке по фундаменту всего 4 м (инт. 3051-3055 м) ею вскрыты лейкократовые крупнозернистые анортозиты. Они состоят из лабрадора № 50 (92%) и щелочной роговой обманки (6%). Эти породы можно отнести к базит-гипербазитовым ассоциациям сутурного шва, который в раннем архее разделял БСМ и ККМ [3, 7].

Выводы. Имеющиеся геолого-геофизические данные позволяют очертить такие главные аспекты геологического строения украинской части МБШЗ:

- Украинская часть МБШЗ по геофизическим данным прослеживается в пределах северного борта ДДВ и Днепровского грабена на расстояние более 140 км при преимущественной ширине 3-5 км. Она состоит из трех тектонических элементов: юго-восточного замыкания Белгородского синклиналя, Бурлуцкой и Максальской синклиналей;

- Преимущественно субширотными разломами, в том числе, сдвигового типа, она разбивается на части (блоки), которые зачастую смещены относительно друг друга. Амплитуда смещения по сдвигам увеличивается по направлению к Днепровскому грабену от 200-500 м до 10 км (?);

- Данные геофизики и бурения указывают на развитие в шовной зоне: палеопротерозойского рифтового прогиба, выполненного образованиями нижней части курской серии; мезоархейского грабеноподобного прогиба, выполненного образованиями александровской серии михайловского комплекса; раннеархейского сутурного шва, выполненного базит-гипербазитовыми ассоциациями;

- Наиболее полные и достоверные данные о составе пород МБШЗ получены в результате бурения параметрической скважины Анновская-674. Ею вскрыты слюдястые и гранат-слюдястые сланцы (верхняя часть разреза), а также амфиболовые сланцы с прослоями слюдястых сланцев и железисто-слюдястых кварцитов (нижняя часть разреза). Вскрытый разрез, истинной мощностью около 100 м, можно отнести либо к верхней части стойленской свиты курской серии, либо к нижней части коробковской свиты этой же серии;

- По данным бурения скважины Анновская-674 и результатам геофизического моделирования, Бурлуцкая синклиналь, которая является основным тектоническим элементом МБШЗ на северном борту ДДВ, в структурном отношении, предположительно, представляет собой однокрылую синклиналь с крутыми углами падения слоев (до $75-85^\circ$), которая контролируется с запада Михайловско-Белгородским разломом;

- Резкое уменьшение ширины МБШЗ в пределах северного борта с 19 км в районе Белгородского синклиналя до 3-5 км в пределах Бурлуцкой и Максальской синклиналей, а также отсутствие в ее палеопротерозойском разрезе всего оскольского комплекса и верхней части курской серии, обусловлено, главным образом, существенным увеличением уровня эрозионного среза докембрийских образований по направлению к Днепровскому грабену.

К проблемным вопросам при изучении структур ВКМ в пределах северного борта ДДВ следует отнести корреляцию разрезов докембрийских образований, вскрытых нефтегазовыми скважинами, с хорошо изученными разрезами на территории ВКМ, а также изучение влияния на докембрийские комплексы пород и тектонические структуры геологических процессов, которые происходили в послераннепротерозойское время, в том числе, при образовании ДДВ и Донбасса, а также последующих этапов их развития.

Список використаних джерел

1. Кононов Н.Д., Ермаков Ю.Н., (1992). К стратиграфии нижнего докембрия Курской магнитной аномалии. Геологический журнал, 2, 114-123.
Kononov N.D., Ermakov Yu.N., (1992). To stratigraphy of lower Pre-Cambrian of the Kursk magnetic anomaly. Geologic Journal, 2, 114-123. (In Russian).
2. Ненахов В.М. и др., (2007). Минералогические исследования территорий с двухъярусным строением: на примере Воронежского кристаллического массива. М.: Геокартгеос, 284 с.
Nenakhov V.M. et al., (2007). Mineralogical researches of territories with a two-levelled structure: on an example of the Voronezh crystal massive. Moscow, Geokartgeos, 284 p. (In Russian).
3. Новикова А.С., Шипанский А.А., (1988). Тектоника раннепротерозойских железорудных бассейнов – Курско-Криворожского и Хамерсли-Набберу (Западная Австралия). Геотектоника, 3, 49-62.
Novikova A.S., Shchipanskiy A.A., (1988). Tectonics early Proterozoic iron-producing areas - Kursko-Krivorozhsky and Hamersli-Nabberu (Western Australia). Geotektonika, 3, 49-62. (In Russian).
4. Омельченко В.В., (2010). Геологическое строение докембрийских образований фундамента северного борта Днепровско-Донецкой впадины (южный склон ВКМ) по геолого-геофизическим данным. Структура, свойства, динамика и минералогия литосферы Восточно-Европейской платформы: Тезисы докл. XVI междунар. конф., 20-25 сент. 2010 г., г. Воронеж. Воронеж, 2, 103-108.
Omelchenko V.V. Geological structure of the Pre-Cambrian formations of the base of northern board of the Dneprovsko-Donetsk Trough (southern slope of the VKM) on geologo-geophysical data. Structure, properties, dynamics and mineralogy of lithosphere of the East European platform: Theses of reports of XVI international conference, Sept. 20-25, 2010, Voronezh, 2, 103-108. (In Russian).
5. Омельченко В.В., Шемет В.Г., Насад А.Г., (1991). Геологическое строение докембрийского фундамента Волчанской площади Северного борта ДДВ по геофизическим данным. Проблемы нефтегазоносности кристаллических пород фундамента ДДВ: Сб. науч. трудов. К.: Наук. думка, 64-68.
Omelchenko V.V., Shemet V.G., Nasad A.G., (1991). Geological structure of the Pre-Cambrian base of the Volchansk area of northern board of the DDV on geophysical data. Problems of oil-and-gas-bearing capacity crystal rocks of base of the DDV: Sb. nauch. trudov, Kiev, Naukova dumka, 64-68. (In Russian).

6. Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., (2009). О современном состоянии схемы стратиграфии и магматизма раннего докембрия ВКМ. Вестник Воронеж. ун-та, сер. Геология, 2, 33-40.

Chernyshov N.M., Albekov A.Yu., Ryborak M.V., (2009). About a modern condition of the scheme of stratigraphy and magmatism early Pre-Cambrian of the VKM. Vestnik Voronezh. Un., series Geology, 2, 33-40. (In Russian).

7. Щипанский А.А., (1987). Гранитоидные купола в структуре раннего докембрия района Курской магнитной аномалии. Геотектоника, 6, 39-51.

Shchipanskiy A.A., (1987). Gneissoid granite domes in structure early Pre-Cambrian of the area of Kursk magnetic anomaly. Geotektonika, 6, 39-51. (In Russian).

Надійшла до редколегії 11.05.15

V. Omelchenko, Chief Geologist

Dnepropetrovsk geophysical expedition "Dneprogeofizika"

1 Geofizicheskaya Str., Dnipropetrovsk, 49054 Ukraine

E-mail: dpge@ukr.net;

P. Pigulevskiy, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher

Institute of Geophysics National Academy of Sciences of Ukraine

1 Geofizicheskaya Str., Dnipropetrovsk, 49054 Ukraine

E-mail: pigulev@ua.fm

SOME ASPECTS OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF MIHAJLOVSKO-BELGOROD SUTURE ZONE OF VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF WITHIN THE NORTHERN EDGE OF DNIEPER-DONETS-DEPRESSION

This paper considers the main features of the geological structure of the Ukrainian part of the Mihajlovsko-Belgorod suture zone (MBSZ), the Voronezh Crystalline Massif (VCM) on the basis of qualitative and quantitative interpretation of the gravity and magnetic fields and by studying core samples from oil and gas wells. The MBSZ on the territory of Ukraine stretches within the northern edge of the DDD and the Dnieper graben for over 140 km with the predominant width of 3-5 km and is timed to coincide with the mantle localized deep fault of the same name dividing varied age megablocks of the VCM. On the northern edge the zone consists of three tectonic elements: south-east closing of Belgorod synclinorium, Burlutsk and Maksalsk synclines which are characterized by a tectonic joint. The MBSZ is broken into pieces (blocks) mainly by sublatitudinal faults, including shift type. The amplitude of displacement on shifts increases in a direction to Dnieper graben from 200-500 m to 10 km (?).

Burlutsk syncline is a basic element of the MBSZ on the northern edge and stretches for about 55 km with a width of 2-5 km. In respect to the structure it presumably is a single-limb syncline with high dipping of layers (to 75-85°). The section of the syncline is formed by micaceous, granatum-micaceous and amphibolite slates with interlayers of ferruginous-micaceous quartzites which can be assigned to lower parts of the Kursk series of Paleoproterozoic.

Geophysical and drilling data indicate the following in the development of the suture zone: Paleoproterozoic rift trough arisen out of formations of the lower parts of the Kursk series; Meso- Archean graben-like trough arisen from formations of Alexandrovsk series of the Mihajlovsk complex, and early Archean suture formed by basite-hyperbasite associations. Sharp reduction of width of the MBSZ within the northern edge from 19 km around Belgorod synclinorium to 3-5 km within Burlutsk and Maksalsk synclines, as well as absence of all Oskolsk complex and the upper part of the Kursk series in its Paleoproterozoic section is caused, mainly, by essential increase in level of an erosive cut of Pre-Cambrian formations in the direction to Dnieper graben.

The stated results of the research can be used at correlation of structures of the VCM and the Ukrainian Shield through the territory of the DDD, and also for estimation of perspectives of the oil-and-gas-bearing capacity and some solid minerals of the northern edge territory.

Keywords: Mihajlovsko-Belgorod suture zone, northern edge of the DDD, geophysical anomaly, Burlutsk syncline, a Kursk series, a tectonic fault.

В. Омельченко, гол. геолог,

Дніпропетровська геофізична експедиція "Дніпрогеофізика" ДГП "Укргеофізика",

вул. Геофізична, 1, м. Дніпропетровськ, 49054, Україна,

E-mail: dpge@ukr.net;

П. Пігулевський, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.

Інститут геофізики НАН України,

вул. Геофізична, 1, м. Дніпропетровськ, 49054, Україна,

E-mail: pigulev@ua.fm

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА МИХАЙЛІВСЬКО-БІЛГОРОДСЬКОЇ ШОВНОЇ ЗОНИ В МЕЖАХ ПІВНІЧНОГО БОРТУ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Розглянуто головні риси геологічної будови української частини Михайлівсько-Білгородської шовної зони (МБШЗ) Воронезького кристалічного масиву (ВКМ) за результатами якісної та кількісної інтерпретації гравітаційного й магнітного полів, вивчення керну нафтогазових свердловин. МБШЗ на території України протягується в межах північного борту Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) і Дніпровського грабену на відстань понад 140 км при переважній ширині 3-5 км і приурочена до однойменного глибинного розлому мантийного закладення, що розділяє різновікові мегаблоки ВКМ. На терені північного борту зона складається з трьох тектонічних елементів – південно-східного замикання Білгородського синклінію, Бурлуцької та Максальської синкліналей, характер зчленування яких тектонічний. Переважно субширотними розломами, у тому числі, здвигового типу, МБШЗ розбита на частини (блоки). Амплітуда зміщення по здвигах збільшується в напрямку до Дніпровського грабену від 200-500 м до 10 км (?).

Бурлуцька синкліналь є основним елементом МБШЗ на північному борті й має протяжність близько 55 км при ширині 2-5 км. У структурному відношенні, найімовірніше, представляє собою однокрилу синкліналь з крутими кутами падіння шарів (до 75-85°). Розріз синкліналі складений слюдистими, гранат-слюдистими й амфіболовими сланцями з прошарками залізисто-слюдистих кварцитів, які можна віднести до низів курської серії палеопротерозою.

Дані геофізики та буріння вказують на розвиток у шовній зоні: палеопротерозойського рифтового прогину, виповненого утвореннями нижньої частини курської серії; мезоархейського грабеніподібного прогину, виповненого утвореннями олександрівської серії михайлівського комплексу; ранньоархейського сутурного шову, виповненого гіпербазитовими асоціаціями. Різке зменшення ширини МБШЗ у межах північного борту з 19 км у районі Білгородського синклінію до 3-5 км у межах Бурлуцької й Максальської синкліналей, а також відсутність в її палеопротерозойському розрізі всього оскільського комплексу та верхньої частини курської серії, обумовлено, головним чином, істотним збільшенням рівня ерозійного зрізу докембрійських утворень у напрямку до Дніпровського грабену.

Викладені результати досліджень можуть бути використані при кореляції структур ВКМ і Українського щита (УЩ) через територію ДДЗ, а також для оцінки перспектив нафтогазоносності й деяких твердих корисних копалин території північного борту.

Ключові слова: Михайлівсько-Білгородська шовна зона, північний борт ДДЗ, геофізична аномалія, Бурлуцька синкліналь, курська серія, тектонічний розлом.

УДК 550.552.53.553

І. Безродна, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.
E-mail: bezin3@ukr.net;А. Шинкаренко, студ.,
E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська 90, м. Київ, 03022 Україна

ОЦІНКА СТРУКТУРИ ПУСТОТНОГО ПРОСТОРУ НИЗЬКОПОРИСТИХ ПОРІД ЗАРІЧНОЇ ПЛОЩІ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ТА ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

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

Авторами проведено дослідження керну та аналіз матеріалів геофізичних досліджень свердловин (ГДС) свердловини № 3А Зарічної площі Дніпровсько-Донецької западини з метою оцінки перспективності пластів як низькопористих колекторів вуглеводнів на основі вивчення структури їх пустотного простору. Комплекс петрофізичних досліджень газо-, нафто- і водонасичених порід проводився в Петрофізичній лабораторії ННІ "Інститут геології", у тому числі, в умовах змінних тисків. Проведено статистичну обробку густинних, електричних, фільтраційно-ємнісних та акустичних параметрів. Інтерпретацію даних ГДС було здійснено у програмному забезпеченні "Геопошук". База даних каротажних кривих включала результати вимірювань кавернометрії, акустичних, електричних та радіоактивних методів.

Визначення структури пустотного простору за даними ГДС та петрофізики проводилось за оригінальною методикою інверсії даних акустичних досліджень у структуру пустотного простору на основі методів найменших квадратів із використанням методів нелінійної оптимізації та умовних моментів. За стандартним аналізом каротажних даних та матеріалів петрофізики встановлено повну невідповідність висновків: породи за даними ГДС визначено як низькопористі пласти-колектори, що за даними петрофізики не підтвердилось.

Проведений комплексний аналіз результатів досліджень акустичних властивостей в умовах змінних тисків надав можливість якісно визначити особливості структури пустотного простору порід. Авторами було оцінено кількісний розподіл пустот різних форматів для колекції зразків керну та для пластів порід. За даними петрофізичних досліджень було визначено, що розглянуті пісковики у своєму складі практично не мають пустот тріщинного типу; пустотний простір органічно-детритових вапняків складений, в основному, міжзерновими та вторинними пустотами; доломітизовані вапняки, переважно, у своєму складі мають тріщинні пустоти (0,71%-0,95%). За даними ГДС визначено, що у досліджуваному інтервалі свердловини за структурою пустотного простору можуть бути оцінені як перспективні породи-колектори чотири карбонатні пласти з високою тріщиною пористістю.

Встановлено у результаті комплексних досліджень, що даний інтервал свердловини містить ущільнені низькопористі колектори, які представлені переважно тріщинними доломітизованими вапняками.

Перспективою подальших досліджень щодо вивчення порід Зарічної та подібних площ є проведення дослідних робіт з врахуванням анізотропії, які планується провести на базі ННІ "Інститут геології". Результати наведених досліджень можуть бути використані для визначення перспективності порід різного літологічного складу та складності пустотного простору при вивченні їх нафтогазоносності.

Ключові слова: порода-колектор, структура пустотного простору, петрофізика, геофізичні дослідження свердловин.

Постановка проблеми. На сучасному етапі розвитку нафтогазової промисловості основним завданням геолого-геофізичних робіт є пошуки родовищ нафти та газу, складених як традиційними, так і нетрадиційними колекторами. Через значну вичерпаність традиційних джерел вуглеводнів на території України, набуває все більшої актуальності проблема пошуків і розвідки нетрадиційних резервуарів нафти та газу та пов'язаних з ними типів колекторів (газ ущільнених колекторів, сланцевий газ тощо).

Важливого значення зараз набуло вивчення тріщинуватості, кавернозності та кількісна оцінка структури пустотного простору порід нафтогазових комплексів. Окрім того, багато уваги приділяється ємнісним властивостям складнобудованих колекторів нафти та газу, які вивчати традиційними геофізичними методами досить важко. Це пов'язано зі складною структурою пустотного простору та відсутністю надійних методик визначення розподілу пустот різних видів за геофізичними даними.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. На даний час є декілька різних підходів до вивчення низькопористих складнобудованих колекторів: за допомогою даних петрофізичних досліджень зразків керна та методів геофізичних досліджень свердловин.

Важливу інформацію про характер порід-колекторів одержують у процесі буріння при оцінці швидкості проходки, витрат промивної рідини та змін кута нахилу свердловини [11-12]. Серед методів геофізичних досліджень свердловин (ГДС) одними з перших почали використовувати електричні методи. Серед прямих методів себе добре зарекомендував метод двох розчинів, у основі якого лежить вимірювання питомого електричного опору при заповненні свердловини розчинами, що мають різну мінералізацію і, відповідно, різний питомий

опір [7]. Одним з різновидів цього методу є визначення тріщинної пористості порід у свердловинах, що буряться на промивній рідині на вуглеводневій основі. При підході до досліджуваного інтервалу змінюють мінералізацію розчину, а після розкриття інтервалу проводять індукційний каротаж [4]. Для визначення пористості тріщинно-кавернозних порід застосовуються методи гамма-каротажу та нейтронного гамма-каротажу. Критеріями при виділенні колекторів слугують коефіцієнти глинистості та пористості [1]. Важливе місце для оцінки наявності тріщинуватості має й акустичний каротаж – у більшості випадків при його інтерпретації на поздовжніх хвилях відмічається значне затухання амплітуд і зростання інтервального часу пробігу на тріщинуватих ділянках [10]. При інтерпретації даних акустичного широко-смугового каротажу (АКШ) використовується повний хвильовий пакет, що дозволяє окремо визначати коефіцієнти тріщинуватості та кавернозності за даними ефективної стискуваності колектора, матриці та тріщин (каверн) [10, 13].

У роботах С.А. Вижви, Г.Т. Продайводи запропоновано модель складнобудованого колектора, числовий метод розрахунків ефективних пружних сталей колекторів зі спектром хаотично орієнтованих пустот різних форматів. Також багато для вивчення складнобудованих колекторів за даними ГДС зробили Я.Н. Басін, Б.Ю. Вендельштейн, К.Р. Девіс, О.М. Карпенко, В.М. Курганський, В.А. Новгорова, В.І. Петерсілье та ін.

Петрофізичні дослідження відіграють не менш важливу роль при вивченні низькопористих складнобудованих колекторів. Прямі методи, які використовуються для кількісної оцінки структури пустотного простору та вивчення властивостей складнобудованих колекторів, це – растрова електронна мікроскопія та оптична мікроскопія, методи напівпроникної мембрани, ртутної та вод-

ної порометрії, капіляриметричних досліджень із використанням центрифугування, рентгенівської мікротомографії [10] тощо. Всі названі методи безпосередньо вивчають пустотний простір, але більшість з них є достатньо складними в реалізації, крім того, вони не дають оцінки інтегральних ємнісних характеристик колекторів.

Серед опосередкованих методів найбільш інформативними є акустичні, що базуються на дослідженні залежностей швидкостей поширення пружних хвиль від ємності пустотного простору, форми окремих пустот, орієнтації мікротріщин тощо. Комплексування перофізичних досліджень дає змогу вивчити структуру пустотного простору, дослідити фізичні властивості зразків, поведінку електричних та акустичних параметрів в умовах високих тисків і температур, які моделюють пластові умови тощо. Результати опосередкованого вивчення фізичних властивостей порід-колекторів на зразках керна, структури їхнього пустотного простору висвітлено в роботах багатьох дослідників: Г.М. Авчяна, І.М. Безродної, Б.Ю. Вендельштейна, С.А. Вижви, В.М. Дахнова, В.М. Добриніна, С.С. Ітенберга, М.Ю. Нестеренка, Г.Т. Продайводи, Г.А. Шнурмана та ін. Для їх досліджень застосовувалися акустичні методи вимірювання швидкостей розповсюдження пружних хвиль і затухання як в атмосферних умовах, так і в змодельованих пластових умовах. Встановлено кореляційну залежність між коефіцієнтом пористості та інтервальним часом пробігу пружних хвиль у колекторах порового типу, кореляційні залежності між іншими параметрами порід та вплив змінного об'ємного тиску й температури на параметри породи. Однак, внесок різних типів пористості в загальну практично є складною проблемою, найбільші перспективи у цьому напрямку пов'язуються авторами з комбінуванням даних ГДС та петрофізики.

Цілі та задачі роботи. Авторами проведені дослідження керна та матеріалів ГДС свердловини № 3А Зарічної площі Дніпровсько-Донецької западини з метою оцінки перспективності пластів як низькопористих колекторів вуглеводнів на основі вивчення структури їх пустотного простору.

Для цього було поставлено такі задачі:

1. Проведення комплексу петрофізичних досліджень зразків керна, обробка та аналіз отриманих даних;
2. Обробка та інтерпретація каротажних даних для інтервалів відбору зразків керна;
3. Кількісна оцінка структури пустотного простору пластів за даними ГДС та петрофізики;
4. Оцінка внеску пористості різного типу в загальну для кожного зразка та інтервалу досліджень;
5. Виявлення ймовірних низькопористих колекторів серед досліджуваних зразків та інтервалів.

Колекція зразків. У даній роботі для дослідження було обрано зразки Зарічної площі (південний борт Дніпровсько-Донецької западини) зі свердловини № 3А (інтервал глибин 3010-3022 м). Представлені зразки переважно пісковиками та вапняками. При літолого-петрографічному вивченні зразків було проведено макро- й мікропетрографічні дослідження, які включали в себе визначення текстурно-структурних характеристик породи та її мінералогічного складу. Усі експериментальні дослідження проводилися в лабораторіях ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Вивчення структури пустотного простору було проведено за даними петрофізичних досліджень та за результатами інтерпретації даних ГДС по свердловині Зарічна 3А (інтервал 3007,4-3030 м).

Методика досліджень. Зв'язки між ємнісно-фільтраційними характеристиками та даними свердловинних і польових геофізичних методів є доволі складними та потребують ретельного вивчення.

Основою для вивчення цих зв'язків є комплекс лабораторних петрофізичних досліджень. Комплекс проведених експериментальних лабораторних досліджень виконувався на стандартній та оригінальній апаратурі Петрофізичної лабораторії ННІ "Інститут геології" [5] та включав визначення таких параметрів гірських порід:

- 1) група густинних властивостей: об'ємна густина газо-, нафто- та водонасичених порід;
- 2) група фільтраційно-ємнісних властивостей: коефіцієнт відкритої пористості газо-, нафто- та водонасичених порід, коефіцієнт залишкового водонасичення, коефіцієнт абсолютної газопроникності;
- 3) група акустичних і пружних властивостей: швидкості поширення поздовжніх хвиль газо-, нафто- та водонасичених порід;
- 4) група електричних властивостей: питомий електричний опір газо-, нафто- та водонасичених порід.

Загалом проведено чотири цикли вимірювання: після екстрагування зразків у хлороформі, спиртобензольній суміші, насичення розчином NaCl та газом [6].

Одними з найінформативніших параметрів для визначення петрофізичних властивостей гірських порід є питомий електричний опір та швидкість поширення пружних хвиль, які визначалися не лише в атмосферних умовах, а й в умовах змінного гідростатичного тиску. Для експериментальних досліджень в умовах високих тисків використовувалася оригінальна установка. Процес лабораторного дослідження проходив при збільшенні тиску від 1 до 60 МПа та зворотню при його зменшенні до 1 МПа [2].

Для виконання поставлених у роботі задач було виконано обробку даних ГДС для інтервалу 3007,4-3030 м свердловини № 3А Зарічної площі у програмному забезпеченні "Геопашук". База даних каротажних кривих включала результати вимірювань таких методів: кавернометрія, акустичний каротаж (АК), метод самочинної поляризації, радіоактивний каротаж – гамма-каротаж (ГК), нейтронний гамма-каротаж (НГК) та гамма-гамма каротаж густинний (ГГКг), електричний каротаж набором градієнт-, потенціал- та мікропотенціал зондами, боковий каротаж (БК), мікробоковий каротаж (МБК). Інтерпретація матеріалів ГДС була проведена згідно з загальноприйнятими методиками в системі "Геопашук".

Визначення структури пустотного простору за даними ГДС та петрофізики виконувалось за оригінальною методикою, розробленою на кафедрі геофізики ННІ "Інститут геології" [3], за якою проводилась інверсія даних акустичних досліджень в структуру пустотного простору на основі методів найменших квадратів із використанням методів нелінійної оптимізації та умовних моментів [2].

Результати досліджень. У результаті інтерпретації даних ГДС інтервалу глибин свердловини Зарічна 3А (3007,4-3030 м) геологічний розріз було розчленовано на шари, визначено пористість пластів та проінтерпретовано зі створенням літологічної колонки. Найбільш інформативними було визначено дані БК, МКЗ, НГК, які стали основою виділення прошарків (табл. 1). За каротажними кривими більшості методів розріз складнодіференційований. Це може бути пов'язано з кавернозністю стінок свердловини. За стандартною інтерпретацією даних ГДС встановлено низьку пористість порід (6,77-11,15%), але пласти-колектори впевнено виділені не були.

Таблиця 1

Параметри пластів для інтервалу 3007,4-3030 м свердловини Зарічна 3А

№	Глибина покрівлі, м	Глибина підшви, м	ΔT за АК, 10^{-6} с/м	Густина за ГГКг, кг/м ³	K_n , %	$K_{гн}$, %
1	3007,4	3008,7	225,7	2510	6,77	13,76
2	3008,7	3010,7	234	2640	9,29	15,63
3	3010,7	3012,7	232,6	2550	10,28	20,75
4	3012,7	3014,9	237,8	2590	11,15	19,29
5	3014,9	3016,7	231,7	2620	6,62	21,08
6	3016,7	3018,7	229,7	2620	9,42	12,11
7	3018,7	3021,9	258,4	2550	10,42	47,77
8	3021,9	3024,5	236	2580	8,21	20,25
9	3024,5	3027,1	233,6	2590	10,55	26,59
10	3027,1	3029,3	232,7	2530	8,76	18,88
11	3029,3	3030	235,9	2470	8,44	24,68

За наведеним комплексом петрофізичних досліджень було отримано такі результати для екстрагованих та насичених моделлю пластової води (мінералізована вода) та нафти (гас) зразків за такими групами параметрів:

- густина екстрагованих та насичених зразків (в межах 2430-3120 кг/м³); для карбонатних порід значення вищі, ніж для теригенних;
- коефіцієнт відкритої пористості – від 1 до 8% для різних зразків; для пісковиків характерні більші коефіцієнти пористості, ніж для вапняків;
- абсолютна газопроникність в межах 0,01-57 фм²,
- швидкість поздовжніх хвиль змінюється від 3000 до 4500 м/с для пісковиків та від 3600 до 5400 м/с для вапняків; при насиченні пустот моделлю пластової води V_p зростає в середньому на 1130 м/с, а при насиченні моделлю нафти – на 1090 м/с;
- електричні параметри: значення питомого електричного опору змінюються в межах $2,4 \cdot 10^2$ – $3,5 \cdot 10^5$ Ом·м для порід після екстрагування та $3,6$ – $63,7$ Ом·м для зразків, насичених моделлю пластової води; параметр пористості змінювався від 36 636 відн. од.

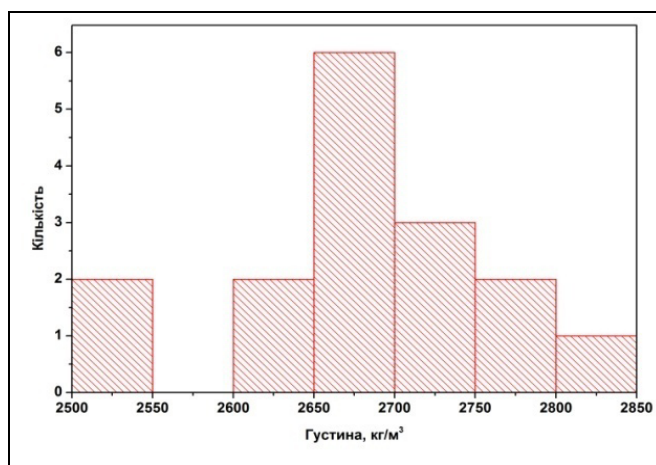
Авторами досліджувалися гістограми розподілу значень петрофізичних параметрів газо-, водо- та нафто-насичених зразків різного літологічного складу, за якими можна було якісно виділити окремі групи порід (приклад наведений на рис. 1а). Але такий аналіз не характеризує виділені групи порід за геологічними та колекторськими ознаками.

Авторами було проведено статистичні дослідження та пошуки кореляційних залежностей між різними влас-

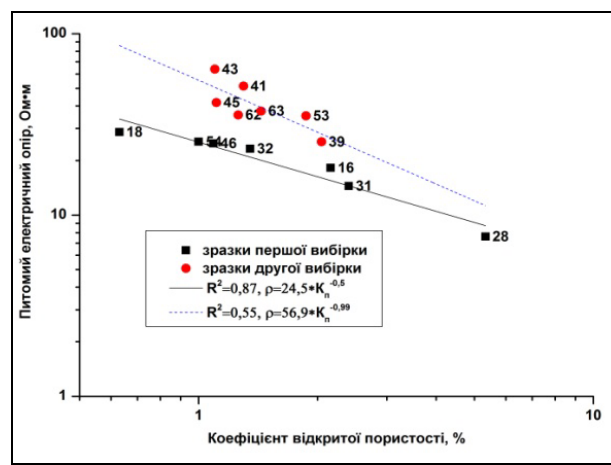
тивостями гірських порід. За отриманими результатами було проведено кластерний аналіз параметрів усіх зразків та розділення їх на групи (приклад виділення двох вибірок для зразків вапняків наведений на рис. 1б).

Залежності між групами параметрів можна охарактеризувати таким чином:

1. Залежність між густиною та пористістю для усіх груп зразків апроксимується гіперболічною функцією з величиною достовірності апроксимації (R^2) для пісковиків – 0,65, для вапняків – 0,88;
2. Абсолютна газова проникність лінійно залежить від коефіцієнта відкритої пористості з R^2 для пісковиків – 0,95, для вапняків – 0,54 та 0,94;
3. Для швидкості поздовжніх хвиль та густини характерна лінійна залежність, а із коефіцієнтом відкритої пористості для швидкості характерна обернена лінійна або гіперболічна залежність з R^2 для пісковиків – 0,41, для вапняків – 0,56 та 0,84;
5. Логарифм питомого електричного опору пов'язаний з густиною лінійною залежністю з додатним коефіцієнтом кореляції, а з коефіцієнтом пористості – лінійною залежністю з від'ємним коефіцієнтом кореляції (з R^2 для пісковиків – 0,64 і 0,55, для вапняків – 0,55 та 0,87);
6. Між питомим електричним опором та швидкістю поздовжніх хвиль було встановлено пряму лінійну залежність з R^2 для пісковиків 0,84, для вапняків – 0,5 та 0,9;
7. Між параметром насичення та коефіцієнтом водонасичення – гіперболічна залежність з R^2 для вапняків 0,89.



а



б

Рис. 1. Приклад виділення вибірок серед зразків вапняків, насичених розчином NaCl:

а – гістограма розподілу зразків вапняків за густиною,

б – на основі дослідження залежності електричного опору від коефіцієнта відкритої пористості

Зразки вапняків за результатами кластерного аналізу було розділено на дві підвибірki, що значно підви-

щило значення коефіцієнтів кореляції між багатьма параметрами. Проте, літологічно та геохімічно між ними

ніякої різниці встановлено не було. Тому був зроблений висновок, що зразки були виділені за комплексом властивостей, які попередньо встановити не вдалося, і, скоріше за все, основним фактором, що викликав їх розділення, є особливості структури пустотного простору.

Для якісної оцінки структури пустотного простору зразків керну в пластових умовах був проведений аналіз швидкості поздовжніх хвиль та електричного опору залежно від прикладеного до них тиску. Аналіз зміни швидкості пружних хвиль та електричного опору зі зміною гідростатичного тиску надав можливість зробити

висновки про зміни структури пустотного простору зразків під час змін тисків, якісно оцінити наявність пустот різних форматів, зокрема, – ізометричних та тріщин, а також у деяких випадках – встановити наявність кількох систем тріщин у зразках або зміну типу їх пористості на певному етапі стискування. Встановлено, що зразки однакового літологічного складу можуть мати різну структуру пустотного простору, що ілюструвалося різними типами кривих стискування та тискового розвантаження зразків (рис. 2).

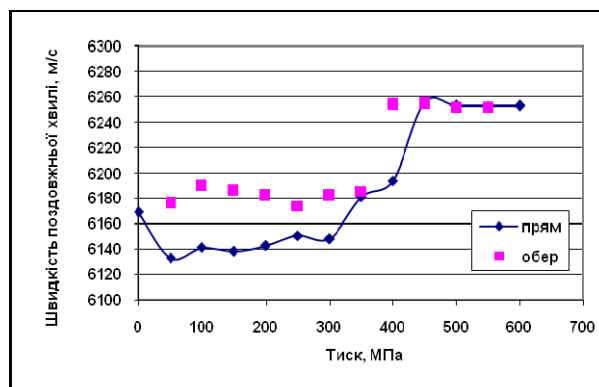
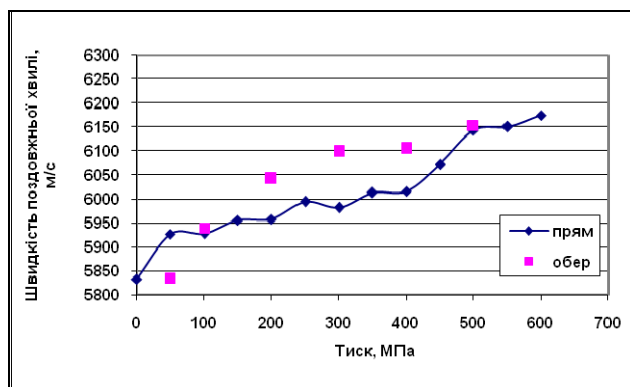


Рис. 2. Залежність швидкостей пружних хвиль від гідростатичного тиску (прямий та обернений хід) для зразків вапняків: а – зразок № 18а, б – зразок № 24

Для кількісної оцінки структури пустотного простору було використано дані вивчення швидкості поздовжніх хвиль та коефіцієнту відкритої пористості на зразках керну та дані геофізичних досліджень свердловин – АК, НГК, ГГКг, ГК тощо.

За результатами обробки наявної петрофізичної інформації та використання оригінального програмного забезпечення [2-3, 5], для колекції зразків було кількісно визначено структуру їх пустотного простору (рис. 3). Встановлено, що розглянуті пісковики у своєму складі практично не мають пустот тріщинного типу, тільки в двох зразках, № 12 та 55, коефіцієнт тріщинної порис-

тості ($K_{п\text{ тріщ}}$) складає 0,85% та 0,75% відповідно (формат пустот 0,000849). Пустотний простір органогенно-детритових вапняків складений тільки міжзерновими (формат пор 0,9) та перехідними вторинними (формат пустот 0,5) пустотами. Доломітизовані вапняки, крім двох зразків (№ 43 та 58), у своєму складі мають тріщинні пустоти у кількості від 0,63% до 1,05%, навіть при наявності низької загальної пористості. Таким чином, можна стверджувати, що з колекції низькопористих зразків Зарічної площі (інтервал глибин 3010-3022 м) можна вважати ущільненими колекторами тільки доломітизовані вапняки та деякі пісковики.

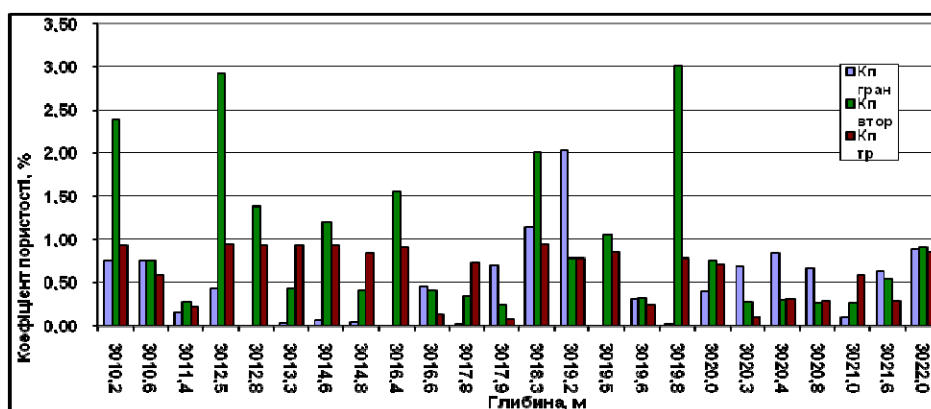


Рис. 3. Визначення структури пустотного простору зразків Зарічної площі за петрофізичними даними

За каротажними даними також було проведено оцінку структури пустотного простору для досліджуваного інтервалу глибин свердловини Зарічна 3А (3007,4-3030 м). За результатами обробки даних каротажу, в поплатовому режимі було обчислено криві значень коефіцієнтів глинистості (за даними ГК) та пористості (за даними АК і НГК), а за даними АК було визначено швидкість пружних хвиль. Загальна пористість порід досліджуваного інтервалу ($K_{п\text{ заг}}$) коливається в межах 6,62-11,15%. У результаті обробки отриманих даних в

оригінальному програмному забезпеченні встановлено (рис. 4.), що у розрізі загалом переважаючими у пластах є гранулярна ($K_{п\text{ гран}}$) та вторинна ($K_{п\text{ втор}}$) пористість.

Вторинна пористість більша за гранулярну в інтервалах 3008,7-3010,7 м, 3010,7-3012,7 м, 3014,9-3016,7 м, 3021,9-3024,5 м, 3024,5-3027,1 м, 3027,1-3029,3 м, 3029,3-3030 м. Тріщинна пористість присутня у всіх пластах, крім 3014,9-3016,7 м, і становить більше, ніж 0,5%, що є цікавим для подальшого дослідження з урахуванням впливу глинистості на наявного розподілу пустот.

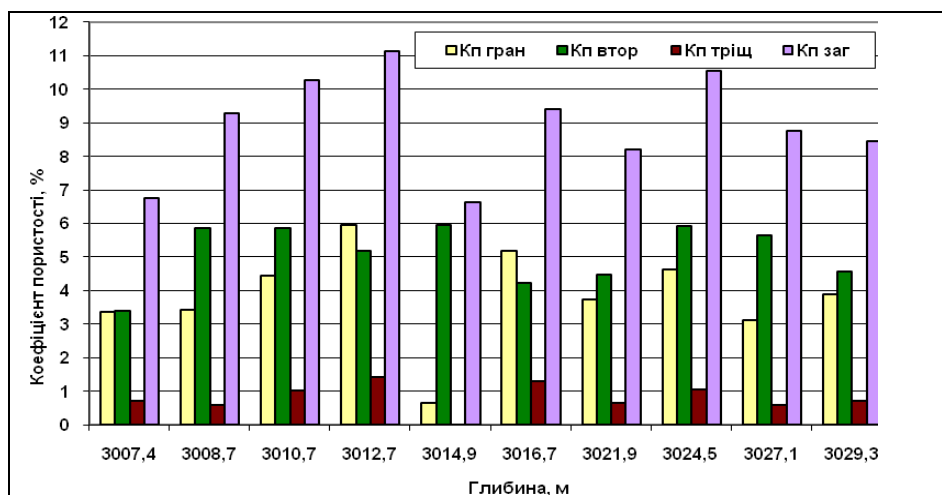


Рис. 4. Визначення структури пустотного простору свердловини 3А Зарічної площі за каротажними даними

Встановлено, що за каротажними даними наявні інтервали з доволі високою тріщиною пористістю, зокрема, інтервали: 3010,7-3012,7 м, 3012,7-3014,9 м, 3016,7-3021,9 м та 3024,5-3027,1 м. Літологічно перші три відповідають вапнякам, а останній – глинистому пісковику. Ці інтервали за структурою пустотного простору за достатньої проникності можуть бути оцінені як перспективні породи-колектори.

Висновки та перспективи розвитку напрямку. У роботі були проведені дослідження та аналіз мінералогічних, петрофізичних та геофізичних властивостей зразків та пластів Зарічної площі південного борту ДДЗ (інтервал – 3007,4-3030 м), які потенційно можуть бути перспективними як низькопористі колектори нафти та газу. Досліджені породи літологічно представлені двома групами – вапняками різного складу та пісковиками.

За стандартним аналізом каротажних даних та даних петрофізики встановлено повну невідповідність висновків: за даними петрофізики породи не можуть бути визнані як перспективні при пошуках нафти та газу, тоді як за даними ГДС пласти вапняків та деяких пісковиків інтерпретуються як низькопористі колектори, але, в свою чергу, перспективність їх кількісно не визначається.

Проведений комплексний аналіз результатів досліджень акустичних властивостей в умовах змінних тисків, в атмосферних умовах надав можливість якісно визначити особливості структури пустотного простору порід.

На основі оригінальної методики визначення структури пустотного простору під час аналізу результатів як петрофізичних досліджень (швидкість поздовжніх хвиль, коефіцієнт пористості, густина), так і даних ГДС (АК, НГК, ГГК_г), було оцінено кількісний розподіл пустот різних форматів для колекції зразків керну та для пластів порід в інтервалі 3007,4-3030 м свердловини Зарічна 3А Зарічної площі.

За даними петрофізичних досліджень було визначено, що розглянуті пісковики у своєму складі практично не мають пустот тріщинного типу ($K_{п\text{ тріщ}}$ складає менше за 0,5%). Пустотний простір органогенно-детритових вапняків складений, в основному, міжзерновими та вторинними пустотами. Доломітизовані вапняки переважно у своєму складі мають тріщинні пустоти у кількості від 0,71% до 0,95%, навіть за наявності низької загальної пористості. Таким чином, можна стверджувати, що з колекції низькопористих зразків Зарічної площі (інтервал глибин 3010-3022 м) можна вважати ущільненими колекторами тільки, переважно, доломітизовані вапняки.

За даними ГДС встановлено, що у досліджуваному інтервалі свердловини за структурою пустотного простору пласти з доволі високою тріщиною пористістю

(3010,7-3012,7 м, 3012,7-3014,9 м, 3016,7-3021,9 м та 3024,5-3027,1 м) за достатньої проникності можуть бути оцінені як перспективні породи-колектори.

Отже, у результаті комплексних досліджень було визначено, що даний інтервал Зарічної площі містить ущільнені низькопористі колектори, які представлені, переважно, тріщинними доломітизованими вапняками.

Перспективою подальших досліджень за даною тематикою порід Зарічної та подібних площ є проведення дослідних робіт з урахуванням анізотропії. Вимірювання акустичних властивостей порід на зразках куборомбодекаєдрів додатково дасть можливість визначити як акустичну, так і пружну анізотропію на основі розрахунку повної матриці пружних сталей, що більш повно розкриє природу подібних порід та дасть можливість більш надійно трактувати перспективність ущільнених порід-колекторів у цілому. Результати представлених досліджень можуть бути використані для визначення перспективності порід різного літологічного складу та складності пустотного простору при вивченні їх нафтогазоносності.

Список використаних джерел

1. Аракчеев Н.Т., Бондарь В.В., Могилевич М.В., (1981). Способ определения пористости трещинно-кавернозных карбонатных пород. А.с. 635843. Бюл. № 11.
2. Аракчеев Н.Т., Бондарь В.В., Могилевич М.В., (1981). Способ определения пористости трещинно-кавернозных карбонатных пород. А.с. 635843. Бюл. 11. (In Russian).
3. Безродна І.М., (2014). Оцінка структури пустотного простору карбонатних порід за результатами акустичних досліджень в умовах змінного тиску. – Вісник НГУ, 3. – С. 21-25.
4. Безродна І.М., (2014). Оцінка структури пустотного простору карбонатних порід за результатами акустичних досліджень в умовах змінного тиску. – Вісник НГУ, 3. – С. 21-25. (In Ukrainian).
5. Безродна І.М., (2013). Прогноз продуктивності порід-колекторів нафти і газу за результатами інверсії акустичних даних ГДС або петрофізики. Нетрадиційні джерела вуглеводнів в Україні (пошуки, розвідка, перспективи): Матер. міжнар. наук. конф. – К. – С. 83-85.
6. Безродна І.М., (2013). Prohnoz produktyvnosti porid-kolektoriv nafty i hazu za rezul'tatamy inversiyi akustychnykh danykh HDS abo petrofizyky. Netradytsiyni dzhерela vuhlevodniv v Ukraini (poshuky, rozvidka, perspektivy): Materialy Mizhnarodnoyi naukovoyi konferentsiyi. – Kyiv. – P. 83-85. (In Ukrainian).
7. Боярчук А.Ф., Шнурман Г.А., Брайловский А.Л., Гольдберг И.С., (1987). Способ определения трещинной пористости пород. А.с. 1350643. Бюл. № 41.
8. Боярчук А.Ф., Шнурман Г.А., Брайловский А.Л., Гольдберг И.С., (1987). Способ определения трещинной пористости пород. А.с. 1350643. Бюл. 41. (In Russian).
9. Вижва С.А., Безродна І.М. та ін., (2011). Комплексні геолого-петрофізичні дослідження складнопобудованих порід-колекторів східного схилу Львівського палеозойського прогину: Звіт з НДР. – К. – 594 с.
10. Vyzhva S.A., Bezrodna I.M. et al., (2011). Kompleksni neolohopetrofizychni doslidzhennya skladnopobudovanykh porid-kolektoriv skhidnoho skhyly Lvivskoho paleozoyskoho prohynu: Zvit z NDR. – Kyiv. – 594 p. (In Ukrainian).
11. Вижва С.А., Онищук І.І. та ін., (2008). Комплексні детальні петрофізичні та геохімічні дослідження керну інтервалу 3010,0-3022,3 м пошукової свердловини № 3а Зарічної площі: Звіт з НДР. К.

Vyzhva S.A., Onyshchuk I.I. et al., (2008). Kompleksni detalni petrofizichni ta heokhimichni doslidzhennya kernu intervalu 3010,0-3022,3 m poshukovoyi sverdlovyny № 3a Zarichnoyi ploschi: Zvit z NDR. Kyiv. (In Ukrainian).

7. Дахнов В.Н., (1975). Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. – М. – 343 с.

Dahnov V.N., (1975). Geofizicheskie metody opredeleniya kolektorskih svoystv i neftegazonasysheniya gornyh porod. – Moscow. – 343 p. (In Russian).

8. Добрынин М.М., (1991). Изучение сложных карбонатных коллекторов. – Геология нефти и газа, 5. – С. 30-34.

Dobrynin M.M., (1991). Izuchenie slozhnyh karbonatnyh kolektorov. – Geologiya nefiti i gaza, 5. – P. 30-34. (In Russian).

9. Еременко Н.М., Муравьева Ю.А., (2012). Применение методов рентгеновской микротомографии для определения пористости в керне скважин. – Нефтегазовая геология. Теория и практика, 7, 3.

Eremenko N.M., Muravyeva Yu.A., (2012). Primenenie metodov rentgenovskoy mikrotomografii dlya opredeleniya poristosti v kerne skvazhin. – Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika, 7, 3. (In Russian).

10. Ивакин Б.Н., Карус Е.В., Кузнецов О.Л., (1978). Акустический метод исследования скважин. – М. – 320 с.

Ivakin B.N., Karus E.V., Kuznetsov O.L., (1978). Akusticheskij metod issledovaniya skvazhin. – Moscow. – 320 p. (In Russian).

11. Котяхов В.И., (1977). Физика нефтяных и газовых коллекторов. – М. – 287 с.

Kotjahov V.I., (1977). Fizika neftyanyh i gazovyh kolektorov. – Moscow. – 287 p. (In Russian).

12. Лукьянов Э.Е., (1979). Исследование скважин в процессе бурения. – М. – 248 с.

Lukyanov Ye.E., (1979). Issledovanie skvazhin v processe burenija. – Moscow. – 248 p. (In Russian).

13. Schön J.H., (2011). Physical properties of rocks. – 494 p.

Надійшла до редколегії 23.03.15

I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol), Senior Scientist

E-mail: bezin3@ukr.net;

A. Shynkarenko, Student

E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

ESTIMATION OF VOID SPACE STRUCTURE OF ZARICHNA AREA POOR-POROUS ROCKS BASED ON PETROPHYSICAL AND GEOPHYSICAL STUDIES

The authors have conducted the investigation of rock samples and well logging data for the layers of Zarichna 3A well (located in Zarichna area of Dnieper-Donets basin) in order to estimate their prospectivity as poor-porous reservoirs of oil and gas on the basis of their void space structure studies. A set of petrophysical studies of gas-, oil- and water-saturated rocks was conducted at the petrophysical lab of the Institute of Geology including investigations under the alternating pressure conditions. Statistical analysis of density, electrical, filtration and storage, acoustic properties was done. Geophysical well logging data interpretation was performed using "Geopoisik" software. The database of well logs included the results of caliper, acoustic, electrical and radioactive logging.

Assessment of void space structure on the basis of well logging and petrophysical data was conducted using the original method of inversion of acoustic investigations data into the structure of void space. This method is based on the least square method with use of both nonlinear optimization and conditional moment methods. During the standard analysis of petrophysical and geophysical well logging data total mismatch of conclusions was found: rocks determined as poor-porous reservoirs on the basis of well logging data did not show the same result for the petrophysical studies.

Complex analysis of results of the acoustic properties measurements under the alternating pressure conditions made possible the qualitative analysis of rocks' void space structure.

Authors have made quantitative assessment of distribution of voids of different formats for the collection of core samples and rock layers. According to the petrophysical investigations data, it was found that void space of studied sandstones almost does not contain fracture-like voids, the void space of organogenic-detrital limestones consists mostly of granular and secondary voids, dolomite limestones include mostly fracture-like voids (0.71% - 0.95%). From the geophysical well logging data it was revealed that among the studied rock layers of well there are four carbonate layers which can be defined as perspective reservoir rocks with high fracture porosity. As a result of complex investigations it was found that studied interval of the well contains compacted poor-porous reservoirs presented mostly by fractured dolomite limestone.

The perspective for the future studies of Zarichna area samples and similar areas is to extend current investigations by including anisotropy data which are planned to be measured in the Institute of Geology. The results of this work can be used for the determination of prospectivity of rocks with different lithology and complexity of void space during their petroleum potential studies.

Keywords: Reservoir rock, void space structure, petrophysics, geophysical well logging.

И. Безродная, канд. геол. наук, ст. науч. сотруд.

E-mail: bezin3@ukr.net;

A. Шинкаренко, студ.

E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ОЦЕНКА СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА НИЗКОПОРИСТЫХ ПОРОД ЗАРЕЧНОЙ ПЛОЩАДИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Авторами проведены исследования керна и анализ материалов геофизических исследований скважин (ГИС) скважины № 3А Заречной площади Днепровско-Донецкой впадины с целью оценки перспективности пластов как низкопористых коллекторов углеводородов на основе изучения структуры их пустотного пространства. Комплекс петрофизических исследований газо-, нефте- и водонасыщенных пород проводился в Петрофизической лаборатории УНИ "Институт геологии", в том числе, в условиях переменных давлений. Выполнена статистическая обработка плотностных, электрических, фильтрационно-емкостных и акустических параметров. Интерпретация данных ГИС была осуществлена с помощью программного обеспечения "Геопойск". База данных каротажных кривых включала результаты измерений кавернометрии, акустических, электрических и радиоактивных методов. Определение структуры пустотного пространства по данным ГИС и петрофизики проводилось по оригинальной методике инверсии данных акустических исследований в структуру пустотного пространства на основе методов наименьших квадратов с использованием методов нелинейной оптимизации и условных моментов.

По стандартному анализу каротажных данных и материалов петрофизики установлено полное несоответствие выводов: породы по данным ГИС определены как низкопористые коллекторы, что по данным петрофизики не подтвердилось.

Проведенный комплексный анализ результатов исследований акустических свойств в условиях переменных давлений предоставил возможность качественно определить особенности структуры пустотного пространства пород. Авторами было оценено количественное распределение пустот различных форматов для коллекции образцов керна и для пластов пород. По данным петрофизических исследований было определено, что рассмотренные песчаники в своем составе практически не имеют пустот трещинного типа; пустотное пространство органогенно-детритовых известняков состоит, в основном, из межзерновых и вторичных пустот; доломитизированные известняки, преимущественно, в своем составе имеют трещинные пустоты (0,71%-0,95%). По данным ГИС определено, что в исследованном интервале скважины по структуре пустотного пространства могут быть оценены как перспективные породы-коллекторы четыре карбонатных пласта с высокой трещинной пористостью.

Установлено в результате комплексных исследований, что данный интервал скважины содержит уплотненные низкопористые коллекторы, которые представлены, преимущественно, трещинными доломитизированными известняками.

Перспективой дальнейших исследований по изучению пород Заречной и подобных площадей является проведение исследовательских работ с учетом анизотропии, которые планируется провести на базе УНИ "Институт геологии". Результаты представленных исследований могут быть использованы для определения перспективности пород различного литологического состава и сложности пустотного пространства при изучении их нефтегазонасыщенности.

Ключевые слова: порода-коллектор, структура пустотного пространства, петрофизика, геофизические исследования скважин.

УДК 550.832.5

М. Бондаренко, канд. геол. наук, докторант;
В. Кулик, канд. фіз.-мат. наук, пров. наук. співроб.
E-mail: vkulyk@igph.kiev.ua
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,
пр. Акад. Палладіна, 32, м. Київ-142, 03680, Україна

ВИЗНАЧЕННЯ ПОРИСТОСТІ ТА КОЕФІЦІЄНТА ГАЗОНАСИЧЕНОСТІ КОЛЕКТОРІВ ЗАЛЕЖНО ВІД ТЕРМОБАРИЧНИХ УМОВ (РТ-УМОВ) ЗАЛЯГАННЯ

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

Пористість колекторів газу може бути визначена за допомогою комплексу методів радіоактивного каротажу (РК) як середнє арифметичне значення позірних пористостей за густинним гамма-гамма каротажем (ГГК) і за нейтрон-нейтронним каротажем (ННК). Показано, що вагові множники усереднення залежать від термобаричних умов залягання пластів (у першу чергу, від пластового тиску) через густину та водневий індекс газу, а також від літотипу колектора.

Запропоновано спосіб визначення коефіцієнта газонасиченості як величини, пропорційної відношенню різниці позірних пористостей за ГГК і ННК до істинної пористості за комплексом РК з фактором пропорційності, розрахованим аналогічно вказаним ваговим множникам. Виконано оцінку залежності досліджуваних параметрів від термобаричних умов залягання пластів до глибин ~8 км; наведено приклади впливу аномально високих пластових тисків для газових покладів Дніпровсько-Донецької западини.

Ефективність та інформативність розроблених підходів продемонстровано на прикладі метановугільної обсадженої свердловини (Донбас). Виконано оцінку літотипу пластів, виділено газонасичені колектори, визначено їхню істинну пористість і коефіцієнт газонасиченості.

Ключові слова: газовий колектор, комплекс нейтрон-нейтронного й гамма-гамма каротажу, пористість і вагові множники усереднення, коефіцієнт газонасиченості та фактор пропорційності, термобаричні умови.

Загальна постановка проблеми. Пористість, характер насичення, коефіцієнт газонасиченості відносяться до основних петрофізичних параметрів газових колекторів. Універсальними методами визначення параметрів нетрадиційних і традиційних газових колекторів як у необсаджених, так і в обсаджених свердловинах, є методи радіоактивного каротажу (РК). Достатньо розвинутими та ефективними методами РК є нейтрон-нейтронний каротаж (ННК), густинний гамма-гамма каротаж (ГГК), гамма-каротаж (ГК) [3]. Особливості застосування цих методів РК для визначення параметрів газових колекторів розглянуто в [3, 6, 10-11].

Дослідження газонасичених гірських порід у обсаджених свердловинах набуває все більшого значення. Це пов'язано із завданнями ревізії свердловин старого фонду, контролю газонасичення в процесі розробки, моніторингу свердловин підземних сховищ газу, а також з необхідністю термінової обсадки свердловин при бурінні в ускладнених геологічних умовах. Останнє має місце, зокрема, при дослідженні метановугільних розрізів Донбасу та Львівсько-Волинського басейну, при пошуку вуглеводнів на великих глибинах (6-8 км), до освоєння яких приступили в Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ).

У необсаджених свердловинах важливе значення має отримання пористості газових колекторів при наявності зони проникнення фільтрату промивальної рідини; цю задачу можна розв'язати, як показано в [11], ком-

плексом ННК+ГГК. На основі комплексу РК при певних умовах можлива також кількісна оцінка коефіцієнта залишкового газонасичення в ближній зоні [6].

Дана робота присвячена визначенню на основі комплексу РК коефіцієнтів пористості й газонасиченості колекторів з урахуванням впливу термобаричних умов залягання (РТ-умов). У зв'язку зі збільшенням глибини промислового видобування газу, дослідження впливу РТ-умов на визначення параметрів газових колекторів методами РК є актуальною задачею. Ще одним фактором актуальності є зв'язок газових покладів з аномально високими пластовими тисками, що спостерігається, зокрема, в ДДЗ [4-5, 8].

Традиційні й нетрадиційні газові колектори. Під газовими породами-колекторами будемо розуміти породи, що містять вільний (не зв'язаний і не адсорбований) газ у відкритих, закритих чи змішаних порах (англ. gas reservoir rocks [12]).

Так звані *традиційні колектори* зазвичай мають високу пористість і проникність порівняно з *нетрадиційними колекторами* (табл. 1).

У таблиці, крім даних про пористість і проникність, наведено також дані про максимальні глибини залягання газових колекторів, що є об'єктами промислової розробки чи мають перспективу для цього. На теперішній час доведено нафтогазоносність порід на надвеликих глибинах (до ~11 км) [4, 7].

Таблиця 1

Деякі параметри традиційних і нетрадиційних газових колекторів

Тип газового колектора	Пористість, %	Проникність, мД	Глибина залягання, км	
			США	Україна
Теригенні, карбонатні	~(10-25)	>~10	до ~9	~6,5 (Комишнянське родовище)
Ущільнені пісковики	<~10	<~0,1	до ~5,5	3-5 (Юзівська площа)
Глинисті сланці	<~10	<~0,01	до ~3,5	2-3 (Одеська площа)

На території України до нетрадиційних ресурсів, перспективних для видобутку, відносять газ глинистих сланців (сланцевий газ), газ ущільнених пісковиків, метан вугільних пластів, газ центральнобасейнового типу. До них слід додати тісно пов'язаний з вугільними пластами метан вуглепородних масивів [1]; тут колектори метану знаходяться як в непорушених гірських породах, так і в породах, що зазнали техногенного впливу.

Традиційні колектори містять газ здебільшого у відкритих порах і здатні віддавати його після розкриття пласта за рахунок природного пластового тиску. Пористість нетрадиційних колекторів, значною мірою, є закритою й тому для видобування газу з глинистих сланців і щільних пісковиків необхідне застосування спеціальних технологій (горизонтальне буріння, гідророзрив пласта тощо).

У метановугільних масивах над старими шахтними виробками тріщинувата пористість утворюється під дією техногенних і природних факторів. Зокрема, в результаті зрушення гірських порід над шахтними виробками закритих, законсервованих і діючих шахт Донбасу утворюються так звані техногенні колектори метану. Крім того, міграційні потоки вільного метану з вугленосних відкладів та, можливо, інших джерел можуть акумулюватися й у непорушених колекторах, за своїми властивостями близьких до традиційних [1].

Петрофізична модель. Для дослідження принципів аспектів визначення пористості й коефіцієнта газонасиченості нами прийнято таку найпростішу петрофізичну модель породи-колектора.

Порода складається з твердої фази і пор. Тверда фаза мономінеральна (кварц, кальцит, доломіт), без глинистої компоненти. Пори породи заповнені прісною водою та газом (CH_4) у різних пропорціях. Відносний об'єм газу в порах характеризується коефіцієнтом газонасиченості, який може змінюватись від 0 (вода) до 1 (повне газонасичення). Загальна пористість може бути відкритою, закритою, змішаною.

Пористість газових колекторів за ННК. Пористість за ННК тісно пов'язана зі вмістом водню в гірській породі. Для отримання пористості за ННК (нейтронної пористості), $k_{\text{н}}^{\text{nn}}$, будують градувальну залежність показань приладу ННК від водонасиченої пористості чистої породи (наприклад, неглинистого вапняку) при заданих свердловинних і технічних умовах вимірювань.

У газових колекторах кількість ядер водню в одиниці об'єму зменшується, й при інтерпретації показань приладу ННК за "водонасиченою" градувальною залежністю отримують позірне значення пористості $k_{\text{н}}^{\text{nn}}$, яке є заниженим, порівняно з істинною пористістю.

Відносний водневміст (водневий індекс (ВІ), ω) пористої газоводонасиченої неглинистої породи виражається через водневий індекс води ω_w і газу ω_g :

$$\omega = \omega_w k_{\text{н}} (1 - S_g) + \omega_g k_{\text{н}} S_g, \quad (1)$$

де $k_{\text{н}}$ – істинна пористість газового колектора; S_g – коефіцієнт газонасиченості; ВІ прісної води $\omega_w = 1$; ВІ газу (метану) $\omega_g = 2,25 \delta_g / \delta_w$ (δ_g – густина газу в порах, δ_w – густина води).

Водневий індекс газонасиченої породи можна наближено розглядати як позірну пористість за ННК, тобто $\omega \approx k_{\text{н}}^{\text{nn}}$. Тоді з виразу (1) випливає, що

$$k_{\text{н}}^{\text{nn}} = k_{\text{н}} - \Delta k_{\text{н}}^{\text{nn}}, \quad \Delta k_{\text{н}}^{\text{nn}} = (\omega_w - \omega_g) k_{\text{н}} S_g. \quad (2)$$

Згідно з (2), для газових колекторів позірна пористість за ННК менша за істинну пористість на величину $\Delta k_{\text{н}}^{\text{nn}}$. У випадку повністю водонасиченої породи ($S_g = 0$) позірна пористість за ННК стає істинною: $k_{\text{н}}^{\text{nn}} = k_{\text{н}}$. При повному газонасиченні ($S_g = 1$), позірна пористість за ННК приймає мінімальне значення: $k_{\text{н}}^{\text{nn}} = \omega_g k_{\text{н}}$.

Пористість газових колекторів за ГГК. Результати густинного ГГК визначаються електронною густиною породи, яка, в свою чергу, тісно пов'язана з об'ємною густиною δ . Загальна пористість за ГГК для водонасиченого колектора виражається через параметри густини:

$$k_{\text{н}}^{\text{гг}} = (\delta_s - \delta^{\text{гг}}) / (\delta_s - \delta_w), \quad (3)$$

де δ_s – густина твердої фази породи; $\delta^{\text{гг}}$ – густина породи-колектора за ГГК, яку отримують із градувальної залежності приладу ГГК або за відповідними палетками.

Для газоводонасиченої породи об'ємна густина δ дорівнює:

$$\delta = \delta_s (1 - k_{\text{н}}) + \delta_w k_{\text{н}} (1 - S_g) + \delta_g k_{\text{н}} S_g. \quad (4)$$

Враховуючи, що $\delta^{\text{гг}} \approx \delta$, і підставляючи (4) у (3), отримаємо вираз для позірної пористості за ГГК для газоводонасичених колекторів:

$$k_{\text{н}}^{\text{гг}} = k_{\text{н}} + \Delta k_{\text{н}}^{\text{гг}}, \quad \Delta k_{\text{н}}^{\text{гг}} = (\Delta_g - 1) k_{\text{н}} S_g, \\ \Delta_g = (\delta_s - \delta_g) / (\delta_s - \delta_w). \quad (5)$$

Згідно з виразами (5), для газових колекторів позірна пористість за ГГК більша за істинну пористість на величину $\Delta k_{\text{н}}^{\text{гг}}$. У випадку повністю водонасиченої породи позірна пористість за ГГК стає істинною: $k_{\text{н}}^{\text{гг}} = k_{\text{н}}$. При повному газонасиченні позірна пористість за ННК приймає максимальне значення: $k_{\text{н}}^{\text{гг}} = \Delta_g k_{\text{н}}$.

Істинна пористість газових колекторів за комплексом РК. Оскільки в газових колекторах пористість за ННК занижена, порівняно з істинною, за рахунок меншого вмісту водню, а за ГГК – завищена за рахунок зменшення загальної густини породи, то визначити істинну пористість газового колектора індивідуальними методами РК неможливо. Для отримання істинної пористості необхідне застосування комплексу РК.

Істинну пористість $k_{\text{н}}$ газонасичених пластів можна визначити як середнє арифметичне зважене значення позірних пористостей за ГГК і ННК з відповідними ваговими множниками α_i ($i = 1, 2$), які є дійсними невід'ємними числами, меншими за 1, і нормовані так, що їх сума дорівнює 1:

$$k_{\text{н}} = \alpha_1 k_{\text{н}}^{\text{гг}} + \alpha_2 k_{\text{н}}^{\text{nn}}, \quad \alpha_1 + \alpha_2 = 1. \quad (6)$$

Формула (6) при $\alpha_1 \approx 0,65$, $\alpha_2 \approx 0,35$ була отримана нами емпіричним шляхом на прикладі приповерхневої зони аерації (див. [6]) і використана для визначення сукупності параметрів газоносних колекторів. Пізніше виявилось, що в патентах [10-11] запропоновано той самий спосіб (6) визначення пористості газових колекторів, при цьому в патенті [10] конкретні значення вагових множників α_i ($\alpha_1 \approx 0,55$, $\alpha_2 \approx 0,45$) отримано за даними експериментальних вимірювань, а в патенті [11] конкретні значення α_i ($\alpha_1 \approx 0,70$, $\alpha_2 \approx 0,30$) оцінено за допомогою процедури підгонки з використанням методу найменших квадратів.

Таким чином, отримані емпірично вагові множники α_i в усіх трьох патентах помітно розрізняються між собою й приймаються як константи для всього досліджуваного інтервалу глибин свердловинного розрізу. Виникає задача виконати теоретичну оцінку справжнього значення вагових множників α_i у формулі (6) і їх можливу зміну залежно від термобаричних умов проведення каротажу та літотипу колектора.

Шляхом нескладних викладок з рівнянь (2), (5) і (6) можна встановити, що

$$\alpha_1 = \Delta k_{\text{н}}^{\text{nn}} / \Delta k_{\text{н}}, \quad \alpha_2 = \Delta k_{\text{н}}^{\text{гг}} / \Delta k_{\text{н}}; \\ \Delta k_{\text{н}} = k_{\text{н}}^{\text{гг}} - k_{\text{н}}^{\text{nn}} = \Delta k_{\text{н}}^{\text{гг}} + \Delta k_{\text{н}}^{\text{nn}}. \quad (7)$$

Використовуючи співвідношення (2), (5) і (7), легко отримати такі значення вагових множників α_i :

$$\alpha_1 = (1 - \omega_g) / (\Delta_g - \omega_g), \quad \alpha_2 = (\Delta_g - 1) / (\Delta_g - \omega_g). \quad (8)$$

Отже, вагові множники, що використовуються при отриманні істинної пористості за формулою (6), залежать від густин твердої фази, води та газу в порах колектора, а також від водневого індексу газу.

Коефіцієнт газонасиченості за комплексом РК. Коефіцієнт газонасиченості, S_g , визначається як відношення об'єму пор, заповнених газом, до повного об'єму пор. Згідно із запропонованим нами способом [6], параметр S_g можна отримати як величину, пропорційну відношенню різниці позірних пористостей за ГГК і за ННК до визначеної за формулою (6) істинної пористості:

$$S_g = \beta \Delta k_n / k_n, \quad \beta = 1 / (\Delta \delta - \omega_g). \quad (9)$$

У виразі (9) фактор пропорційності β , що залежить від параметрів густини (див. (5)) і водневого індексу газу, отримано аналогічно (8).

Вплив термобаричних умов на параметри пористості й газонасиченості. Зі збільшенням глибини залягання газових пластів-колекторів кількість водню в одиниці об'єму газу зростає (іншими словами, зростання пластового тиску веде до збільшення водневого індексу газу), збільшується також густина газу. Відповідно, PT -умови впливають на вимірювані позірні пористості за ННК і ГГК, а також на обчислювані значення вагових множників α_i при визначенні істинної пористості газових колекторів за формулою (6) і на фактор β при визначенні коефіцієнту газонасиченості за формулою (9).

Пластовий тиск – це тиск рідини або газу в порах водоносних чи нафтогазоносних пластів. Нормальним пластовим тиском вважається гідростатичний тиск, який утворюється стовпом води певної густини й висотою від устя свердловини до досліджуваного пласта. Умовний гідростатичний тиск створюється стовпом води густиною 1 г/см^3 . Геобаричний градієнт (ГБГ), що відповідає умовному гідростатичному тиску, складає 10 МПа/км [5].

У більшості покладів вуглеводнів пластовий тиск близький до умовного гідростатичного тиску. Однак, практично в усіх регіонах світу, особливо з освоєнням

глибинних газових покладів, фіксуються прояви аномально високих пластових тисків (АВПТ). Нижня межа АВПТ визначається густиною пластових вод, яка при максимальній мінералізації досягає $\sim 1,3 \text{ г/см}^3$. Верхньою межею АВПТ вважають гірський тиск, що чинить порода середньої густини $\sim 2,3\text{--}2,4 \text{ г/см}^3$. Таким чином, геобаричний градієнт, що відповідає АВПТ, лежить у межах $\sim 13\text{--}24 \text{ МПа/км}$ [4-5, 7-9].

Для геологічних розрізів, що представлені різноманітними осадовими породами, характерний середній геотермічний градієнт (ГТГ) $\sim 30^\circ\text{C/км}$.

Густину газу у виразах (5), (8) і (9) розраховано на основі узагальненого рівняння Клапейрона з коефіцієнтом стисливості, що враховує відмінність реального газу від ідеального. Слід також відмітити, що для метану критична температура складає мінус $82,5^\circ\text{C}$ [2]; вище цієї температури газ не зріджується за будь-якого тиску. Таким чином, метан у надрах може бути присутній лише в газовій фазі.

На рис. 1 наведено залежності вагових множників α_i і фактора пропорційності β від глибини залягання пластів основних літотипів. Розрахунок виконано для умовного гідростатичного тиску й середнього геотермічного градієнта.

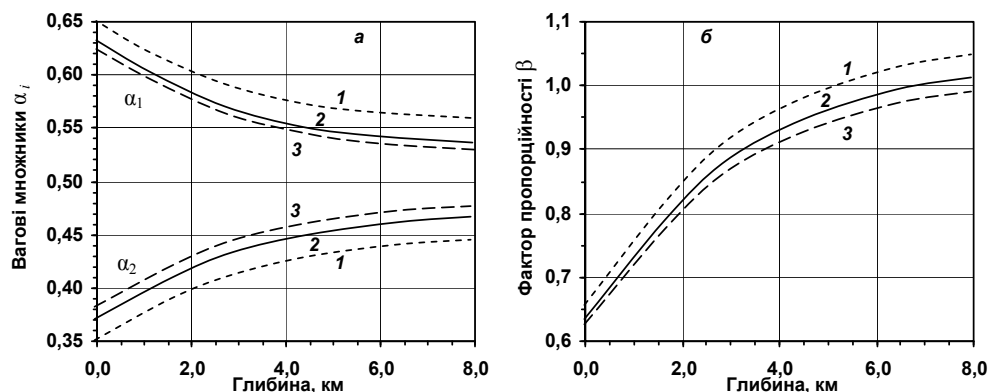


Рис. 1. Залежність від глибини залягання газових колекторів:

а – вагових множників α_i для визначення пористості; б – фактора β для визначення коефіцієнта газонасиченості. Шифр кривих: 1 – доломіт, 2 – вапняк, 3 – пісковик

Із рис. 1 видно, що параметри α_i і β найбільш істотно змінюються до глибини $\sim 4 \text{ км}$, а далі залежність від PT -умов значно послаблюється.

На рис. 2 для пісковика порівняно вплив умовного гідростатичного тиску та гірського тиску (при максима-

льному ГБГ – 24 МПа/км) на ваговий множник α_1 і фактор пропорційності β . Також тут наведено розрахунок величин α_1 і β для прикладів АВПТ у газових родовищах ДДЗ і світу.

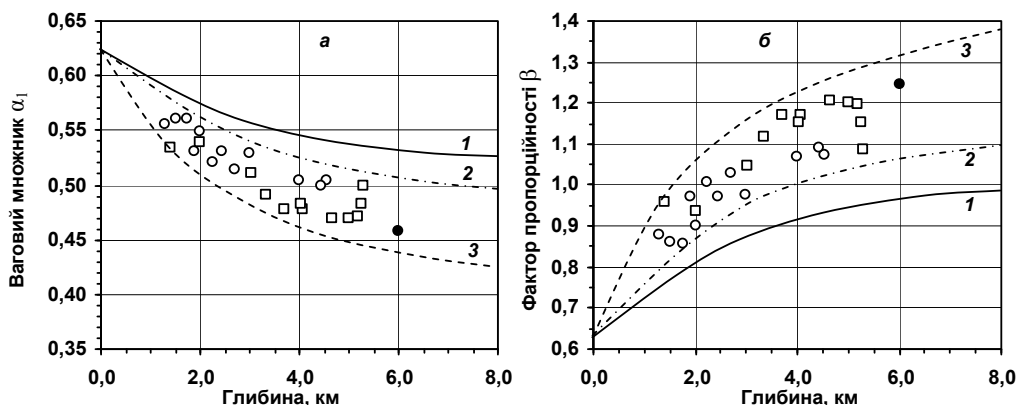


Рис. 2. Залежність від глибини залягання пластів газонасиченого пісковика:

а – вагового множника α_1 ; б – фактора пропорційності β для середнього геотермічного градієнта (30°C/км). Шифр кривих: 1 – гідростатичний тиск (ГБГ – 10 МПа/км), 2 – нижня межа АВПТ (ГБГ – 13 МПа/км), 3 – гірський тиск (ГБГ – 24 МПа/км). Приклади АВПТ: ДДЗ ● [4], ○ [5]; інші □ [7]

Як видно з рис. 1 і 2, вагові множники α_i і фактор пропорційності β , що використовуються при визначенні істинної пористості газових пластів і їх коефіцієнта газонасиченості за комплексом ГГК+ННК, істотно залежать від термобаричних умов через зміну з глибиною густини та водневого індексу газу, а також від літотипу колектора. При гідростатичному тиску вагові множники α_i зі збільшенням глибини наближаються до величини 0,5 (рис. 1). З рис. 2 видно, що збільшення ГБГ веде до більш різкої зміни вагових множників α_i і коефіцієнта пропорційності β .

Таким чином, як видно з формул (8) і (9) та рис. 1 і 2, у розглянутому наближенні вагові множники α_i і фактор пропорційності β мають такі властивості:

- істотно залежать від термобаричних умов залягання пласта (в основному, від пластового тиску) через зміну густини газу δ_g і водневого індексу газу ω_g ;
- залежать від літології (через густину твердої фази δ_s);
- не залежать від пористості та коефіцієнта газонасиченості породи;
- не залежать від технічних і метрологічних характеристик конкретних приладів ГГК і ННК, а також від характеристик свердловини (діаметр, обсадка тощо).

Приклад визначення параметрів газових колекторів. На рис. 3 наведено результати радіоактивного каротажу в обсаджений метановугільній свердловині (Донбас, 2013 р). Вимірювання виконані співробітниками Інституту геофізики НАН України (ІГФ) разом з каротажниками Луганської експедиції з використанням приладів ГГК і ННК, створеними в ІГФ.

За комплексом РК, з урахуванням апріорних даних, виконано оцінку літологічних особливостей досліджуваного розрізу. На основі каротажних даних і відповідних градувальних залежностей було визначено пористість за ГГК і ННК (з урахуванням глинистості за ГК). Критерієм газонасичення порід є розходження Δk_n (7) між значеннями пористості за ГГК і пористості за ННК вздовж свердловинного розрізу: в газонасичених інтервалах виміряні значення k_{nn}^{yy} і k_{nn}^{nn} є позірними й розходяться, а в інтервалах повного водонасичення практично співпадають. З використанням підходу (6) розраховано істинну пористість газонасичених пластів (діаграма 6). Згідно з формулами (9) оцінено коефіцієнт газонасиченості колекторів (діаграма 7).

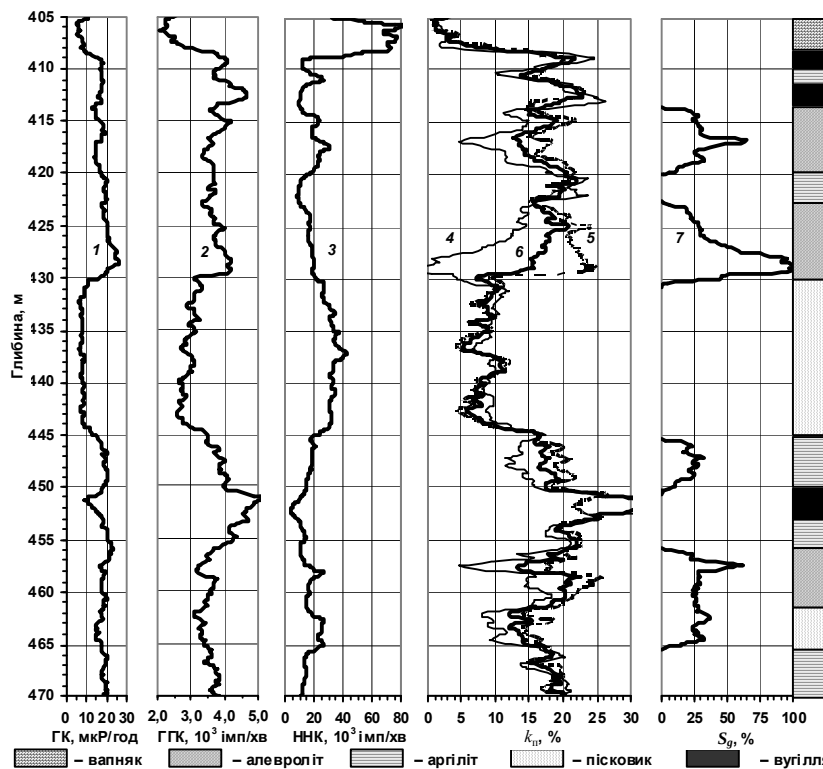


Рис. 3. Метановугільна свердловина Самсонівська ($d_{св} = 132$ мм, $d_{кол} = 108$ мм):

1 – гамма-каротаж (ГК), 2 – гамма-гамма каротаж (ГГК), 3 – нейтрон-нейтронний каротаж (ННК); пористість: 4 – за ННК+ГК, 5 – за ГГК, 6 – за комплексом РК; 7 – газонасиченість за комплексом РК

Як видно з рис. 3, газонасиченими виявились пласти алевроліту, аргіліту й пісковика. Наприклад, істинна пористість пласта в інтервалі 423–429 м складає ~17%, а коефіцієнт газонасиченості доходить до 100%.

Висновки. Проблема визначення параметрів традиційних і нетрадиційних колекторів газу принципово не може бути вирішена окремими (індивідуальними) методами каротажу й потребує комплексних підходів. Одним з таких підходів є використання комплексу методів радіоактивного каротажу (ГГК, ННК, ГК).

Вказаний комплекс РК дозволяє, зокрема, визначати істинну пористість газових колекторів як середнє арифметичне зважене значення виміряних позірних

пористостей за ГГК і ННК з ваговими множниками, отриманими теоретично. Останні залежать від термобаричних умов залягання пластів (у першу чергу, від пластового тиску) через зміну густини та водневого індексу газу, а також від літотипу колектора.

Інший важливий параметр, коефіцієнт газонасиченості, можна отримати як величину, пропорційну відношенню різниці виміряних позірних пористостей за ГГК і ННК до визначеної істинної пористості з фактором пропорційності, розрахованим аналогічно ваговим множникам.

У розглянутому наближенні вказані вагові множники та фактор пропорційності не залежать від конкретних значень пористості й коефіцієнта газонасиченості, а

також від технічних і метрологічних характеристик приладів ГГК і ННК та свердловинних умов вимірювань. Показано істотну залежність досліджуваних параметрів від гідростатичного й гірського тиску, наведено розрахунок впливу аномально високих пластових тисків для газових родовищ ДДЗ.

Ефективність розроблених підходів продемонстровано на прикладі метановугільної обсадженої свердловини (без зони проникнення фільтрату промивальної рідини).

У цілому, дослідження газових колекторів комплексом методів РК є, в принциповому плані, перспективним напрямком з огляду на універсальність і високу інформативність та заслуговує на подальший розвиток.

Список використаних джерел

1. Анциферов А.В., Голубев А.А., Канин В.А. и др., (2010). Газоносность и ресурсы метана угольных бассейнов Украины: Монография в 3 т. – Донецк: Вебер.
2. Antsiferov A.V., Golubev A.A., Kanin V.A. et al., (2010). Gas-bearing capacity and methane resources of coal basins of Ukraine [Gazonosnost i resursy metana ugolnykh basseyinov Ukrainy]. Monograph in 3 vols. – Donetsk, Veber Publ. (In Russian).
3. Гиматудинов Ш.К., (1971). Физика нефтяного и газового пласта. – М.: Недра. – 312 с.
4. Gimatudinov Sh.K., (1971). Physics of oil and gas reservoir [Fizika neftyanogo i gazovogo plasta]. – Moscow, Nedra Publ. – 312 p. (In Russian).
5. Интерпретация результатов геофизических исследований нефтяных и газовых скважин: Справочник. Под ред. В.М. Добрынина, (1988). – М.: Недра. – 476 с.
6. Interpretation of results of logging of oil and gas wells [Interpretatsiya rezultatov geofizicheskikh issledovaniy neftyanykh i gazovukh skvazhin]. Handbook. Edited by V.M. Dobrynin, (1988). – Moscow, Nedra Publ. – 476 p. (In Russian).
7. Лукин А.Е., (2014). Углеводородный потенциал больших глубин и перспективы его освоения в Украине. – Геофизический журнал, 36, 4. – С. 3–21.
8. Lukin A.E., (2014). Hydrocarbon potential of large depths and the prospects of its development in Ukraine [Uglevodorodnyy potentsial bolshikh glubin i perspektivy ego osvoeniya v Ukraine]. Geophysical journal – Geofizicheskii zhurnal, 36(4). – P. 3-21. (In Russian).
9. Мелик-Пашаев В.С., Халимов Э.М., Серегина В.Н., (1983). Аномально высокие пластовые давления на нефтяных и газовых месторождениях. – М.: Недра. – 181 с.

Melik-Pashaev V.S., Khalimov E.M., Seregina V.N., (1983). Abnormal formation pressures in oil and gas deposits [Anomally vysokie plastovye davleniya na neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniyakh]. – Moscow, Nedra Publ. – 181 p. (In Russian).

6. Пат. на винахід 106560 Україна. Спосіб визначення параметрів газонасних колекторів / Кулик В.В., Бондаренко М.С., Кривонос О.М.; заявник і патентовласник ІГФ НАНУ, (2014). № а201308901; заявл. 16.07.13.; опубл. 10.09.14. Бюл. № 17.

Kulyk V.V., Bondarenko M.S., Kryvonos O.M., (2014). Method of determination of gas-bearing reservoirs parameters [Sposib vyznachennya parametriv gazonosnykh kolektoriv]. Patent UA, no. 106560. (In Ukrainian).

7. Петренко В.И., Хорошилова Л.В., Сaitов Р.Ф., (2004). Термобарические параметры залежей углеводородов и их влияние на газодинамический массоперенос. Сб. науч. трудов Сев.-Кавк. гос. техн. ун-та. Серия "Естествознание", 1, 7.

Petrenko V.I., Khoroshilova L.V., Saitov R.F., (2004). Thermobaric parameters of hydrocarbon deposits and their effect on the gas-phase mass transfer [Termobaricheskie parametry zalezhey uglevodorodov i ikh vliyaniye na gazofaznyy masso-perenos]. Proc. of the North Caucasus State Technical University. A series of "Natural science" – Sbornik nauchnykh trudov Severo-Kavkazskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta. Seriya "Estestvoznaniye", 1(7). (In Russian).

8. Современное состояние исследований газа центральнобассейнового типа в Днепро-Донецкой впадине / Кабышев Ю., Вакарчук С., Стрыжак В. и др., (2011). – Геолог Украины, 2. – С. 120–124.

Kabyshev Yu., Vakarchuk S., Stryzhak V. et al., (2011). The current state of research of basin-center gas in the Dnieper-Donets depression [Sovremennoe sostoyaniye issledovaniy gaza tsentralnobasseyinovogo tipa v Dneprovsko-Donetskoj vpadine]. Geologist of Ukraine – Geolog Ukrainy, 2. – P. 120-124. (In Russian).

9. Фенин Г.И., (2010). Аномальные пластовые давления в зонах углеводородоаккумуляции нефтегазовых бассейнов. Нефтегазовая геология. Теория и практика, 5, 4.

Fenin G.I., (2010). Abnormal formation pressures in zones of hydrocarbon accumulation of oil and gas basins [Anomallye plastovye davleniya v zonakh uglevodorodonakopleniya neftegazonosnykh basseyinov]. Oil and gas geology. Theory and practice. – Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika, 5(4). (In Russian).

10. Alger R.P., Dewal J.T., (1969). Combined sidewall neutron porosity gamma-gamma tool. Patent US, no. 3453433.

11. DasGupta U., (1997). Method for determining porosity in an invaded gas reservoir. Patent US, no. 5684299.

12. Gas Reservoir. Encyclopedia Britannica. Available at: www.britannica.com/EBchecked/topic/226468/gas-reservoir.

Надійшла до редколегії 15.06.15

M. Bondarenko, Cand. Sci. (Geol.), Postdoctoral Student;

V. Kulyk, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Leading Research Associate

E-mail: vkulyk@igph.kiev.ua

Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine

32 Palladin ave., Kyiv-142, 03680 Ukraine

DETERMINATION OF POROSITY AND GAS SATURATION FACTOR OF RESERVOIRS IN ACCORDANCE WITH PT-CONDITIONS OF OCCURRENCE

The porosity of the gas reservoir can be determined using a complex of radioactivity logging (RL) as the weighted arithmetic average of the apparent porosities from density log (DL) and neutron-neutron log (NNL). It is shown that the weight factors of averaging depend on the thermobarometric conditions of beds occurrence (primarily from the formation pressure). Weight factors depend on the density and the hydrogen index of gas, and also depend on lithological properties.

A method for determination of gas saturation factor is proposed. Gas saturation factor is proportional to the ratio of the difference between apparent porosities of DL and NNL to the true porosity of the RL, with proportionality factor calculated similarly to weight factors of averaging. The parameters under investigation were estimated depending on the temperature and pressure conditions of beds occurrence to a depth of 8 km. Examples of the effect of abnormally high formation pressures for gas deposits of the Dnieper-Donets Depression are given.

The effectiveness and informativeness of the developed approaches are demonstrated on an example of methane-coaled cased well (Donets basin). Formation lithology is estimated, gas-saturated reservoirs are resolved, true porosity and gas saturation factor of reservoirs are determined.

Keywords: gas reservoir, complex of neutron logging and density logging, porosity and weight factors of averaging, gas saturation factor and proportionality factor, thermobarometric conditions.

М. Бондаренко, канд. геол. наук, докторант;

В. Кулик, канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.

E-mail: vkulyk@igph.kiev.ua,

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,

пр. Палладина, 32, Киев-142, 03680, Украина

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРИСТОСТИ И КОЭФФИЦИЕНТА ГАЗОНАСЫЩЕННОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ (РТ-УСЛОВИЙ) ЗАЛЕГАНИЯ

Пористость коллекторов газа может быть определена с помощью комплекса методов радиоактивного каротажа (РК) как среднее арифметическое взвешенное значение кажущихся пористостей по плотностному гамма-гамма каротажу (ГГК) и по нейтрон-нейтронному каротажу (ННК). Показано, что весовые множители усреднения зависят от термобарических условий залегания пластов (в первую очередь, от пластового давления) через плотность и водородный индекс газа, а также от литологии коллектора.

Предложен способ определения коэффициента газонасыщенности как величины, пропорциональной отношению разницы кажущихся пористостей по ГГК и ННК к истинной пористости по комплексу РК с фактором пропорциональности, рассчитанным аналогично указанным весовым множителям. Выполнена оценка зависимости исследуемых параметров от термобарических условий залегания пластов (РТ-условий) до глубин ~8 км; приведены примеры влияния аномально высоких пластовых давлений для газовых залежей ДДВ.

Эффективность и информативность разработанных подходов продемонстрированы на примере метановугльной обсаженной скважины (Донбасс). Выполнена оценка литологии пластов, выделены газонасыщенные коллекторы, определены их истинная пористость и коэффициент газонасыщенности.

Ключевые слова: газовый коллектор, комплекс нейтрон-нейтронного и гамма-гамма каротажа, пористость и весовые множители усреднения, коэффициент газонасыщенности и фактор пропорциональности, термобарические условия.

УДК 550.83:386.1

К. Бондар, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: ks_bondar@ukr.net

ЯКІСНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ МАГНІТНИХ КАРТ І ПОШУК АРХЕОЛОГІЧНИХ ОБ'ЄКТІВ НА ПАМ'ЯТКАХ ПІЗНЬОРИМСЬКОГО ЧАСУ

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

На підставі багаторічного досвіду археолого-геофізичних досліджень, підтверджених розкопками, викладено основні принципи та критерії якісної інтерпретації даних магнітної розвідки пам'яток пізньоримського часу. Проаналізовано досвід високоточних магнітних зйомок на поселеннях і могильниках II – першої половини V ст н. е., розташованих у широких географічних межах – від Буковини до Лівобережжя Дніпра.

Магнітні дослідження проводились на чотирьох поселеннях і чотирьох могильниках черняхівської культури, серед яких поселення й могильник Комарів (Чернівецька обл.), поселення Малополовецьке-2А (Київська обл.), могильник Червоне-2 (Київська обл.), могильник Легедзине (Черкаська обл.), поселення Дмитрівка-3 (Полтавська обл.), поселення й могильник Війтенки-1 (Харківська обл.).

Карти локальних аномалій магнітної індукції ділянок складено за результатами польових вимірювань цезієвими магнітометрами з роздільною здатністю 0,001 нТл. Після обробки й обрахування аномальних значень магнітної індукції виконувалася інтерполяція до регулярної мережі 0,25х0,25 м. При виділенні типів магнітних аномалій, джерелами яких можуть виступати археологічні об'єкти, враховувалися такі критерії: розміри, інтенсивність, знак/знакозміненість, розташування негативної частини знакозміненної аномалії відносно магнітної півночі.

Виходячи з накопиченого досвіду магнітометрії пам'яток пізньоримського часу, при інтерпретації магнітних карт слід зосередитись на пошуку магнітних аномалій кількох визначених типів. На поселенні "археологічними" можуть бути визнані слабкі (2...15 нТл) позитивні аномалії площею понад 1 м². Такі аномалії формуються переважно над неглибокими житлами – напівземлянками й землянками, а також над більш масивними наземними житлами, перекритими шаром ґрунту з потужністю більше 1,5 м (наприклад, внаслідок наміву ґрунту зі схилу). Також до "поселенських" відносяться знакозмінені аномалії, позитивна частина яких ізометрична й має площу до 4 м². Інтенсивність таких аномалій може становити від 5 до 100 нТл і більше, а негативна частина завжди знаходиться з північного боку. Такі аномалії формуються над печами та горнами.

З досвіду магнітної зйомки черняхівських могильників з упевненістю вдається виділити лише аномалії, пов'язані з глибокими, "князівськими", похованнями-інгумаціями. Такі аномалії мають інтенсивність до 7 нТл і площу 3...8 м². Вони формуються завдяки різниці намагніченостей матеріалу заповнення ями й оточуючої материнської породи.

Ключові слова: магнітна індукція, археологічний об'єкт, пізньоримський час, черняхівська культура, аномалія, поселення, могильник.

Вступ. Геофізичні методи пошуків і розвідки археологічних пам'яток різних хронологічних періодів набули надзвичайно широкого застосування в світі й невпинно завоюють популярність в Україні [8, 17, 18, 20, 21]. Зокрема, при вивченні пам'яток пізньоримського часу існує можливість швидкого отримання інформації про структуру поселень і могильників, застосовувши високоточну магнітну зйомку [3-5]. Цей геофізичний метод дозволяє скласти значно повніше уявлення про життя й господарську діяльність носіїв черняхівської археологічної культури на підставі масових просторових даних.

Для фахівців-археологів надзвичайно привабливою є можливість зосередити наявні ресурси на розкопках і дослідженні саме тих об'єктів, які несуть максимум актуальної інформації. У цьому зв'язку з'явилася необхідність відпрацювання загальних геофізичних критеріїв-

ознак характерних археологічних об'єктів пізньоримського часу на підставі накопичених даних попередніх археологічних та геофізичних досліджень.

Геофізична вивченість пам'яток пізньоримського часу. За період з 2006 по 2014 рр. археолого-геофізичною групою Київського національного університету імені Тараса Шевченка магнітні дослідження проведено на чотирьох поселеннях і чотирьох могильниках пізньоримського часу черняхівської археологічної культури, серед яких поселення й могильник Комарів (Чернівецька обл.), поселення Малополовецьке-2А (Київська обл.), могильник Червоне-2 (Київська обл.), могильник Легедзине (Черкаська обл.), поселення Дмитрівка-3 (Полтавська обл.), поселення й могильник Війтенки-1 (Харківська обл.) (рис. 1).

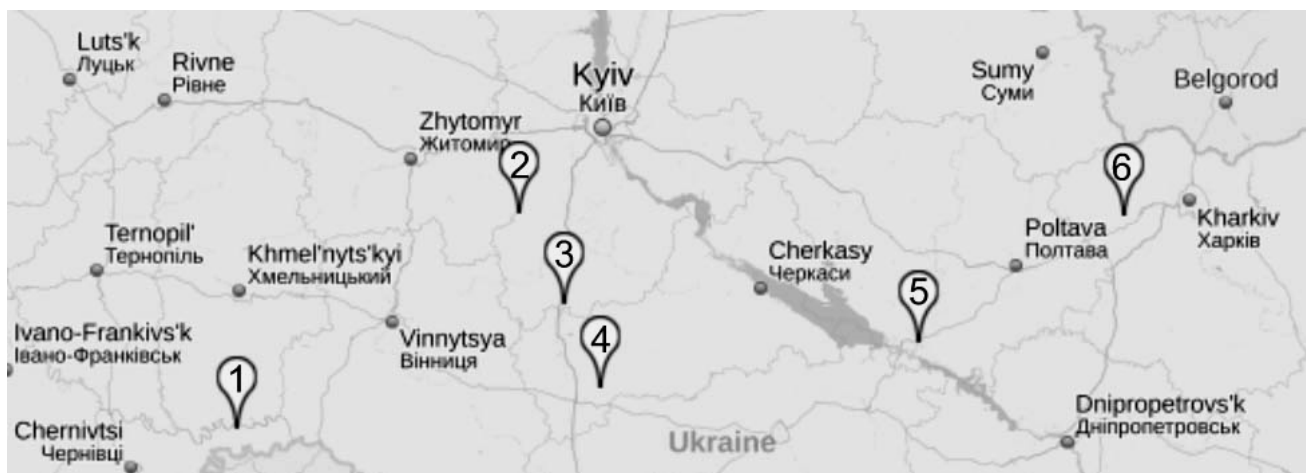


Рис. 1. Схема розташування археологічних пам'яток пізньоримського часу, досліджених геофізичними методами: 1 – Комарів, 2 – Малополовецьке-2А, 3 – Червоне-2, 4 – Легедзине, 5 – Дмитрівка-3, 6 – Війтенки-1

Багатошарове поселення Малополовецьке-2А розташоване між селами Малополовецьке та Яхни Фастівського р-ну Київської обл. Виявлене у 1991 р. Р.Г. Шишкіним. Досліджувалося з 1992 по 2010 рр. експедиціями Фастівського державного краєзнавчого музею й Українського національного педагогічного університету ім. М. Драгоманова (керівник – канд. іст. наук С.Д. Лисенко). З об'єктів, що належать до черняхівської культури, на поселенні досліджено гончарний горн і наземне житло, знайдене в результаті магнітних досліджень [4, 7, 9]. Загальна площа, покрита магнітною зйомкою, становила 1,4 га (14000 м²).

Поселення III-IV ст н. е. біля с. Комарів (Кельменецький р-н, Чернівецька обл.) знайдене у 1950 р. Розкопки проводилися у 1956-1957, 1962, 1965, 1969 рр. під керівництвом проф. М.Ю. Смішка (Львів). У 1974 р. на пам'ятці працювала Ю.Л. Щапова (Москва). З 2012 р. розкопки на поселенні проводяться Комарівською археологічною експедицією Інституту археології НАН України (ІА НАН України) та ДП НДЦ "Рятівна археологічна служба" під керівництвом О.В. Петраускаса. Досліджені об'єкти мали різний характер – виробничий та житловий. Серед них – напівземлянки, будівля з кам'яним фундаментом, вогнища, господарчі ями, піч для виготовлення скла й гончарні горни [14]. Магнітною зйомкою покрита площа 3,7 га (37000 м²). На могильнику, відкритому у 2012 р., досліджено три інгумації [15], магнітну зйомку виконано на площі 0,25 га (2500 м²).

Могильник біля с. Легедзине Тальнівського р-ну Черкаської обл. був відкритий у 2008 р співробітниками Черняхівського загону Трипільської експедиції ІА НАН України недалеко від великого поселення черняхівської культури. За період з 2008 по 2010 рр. було досліджено площу 378 м², розкопано 57 поховань, з них 32 кремації, 25 інгумацій [12-13]. Загальна площа магнітної зйомки становить 0,33 га (3300 м²).

Могильник черняхівської культури Червоне-2 знаходиться у 1,5 км на південь від центру с. Червоне й у 4 км на захід від с. Юрківка Ставищанського р-ну Київської обл. Могильник розташований на правому західному схилі западини, що впадає у долину р. Торець. Був відкритий у 1984 р. [2], у 2006, 2008-10, 2012 рр. могильник досліджувався спільною експедицією Інституту археології НАН України й Інституту історичної освіти Національного педагогічного університету ім. М.П. Драгоманова під керівництвом канд. іст. наук О.В. Петраускаса та канд. іст. наук Р.Г. Шишкіна. За цей період досліджено 60 поховань, у тому числі 16 кремацій і 44 інгумації [16]. Ділянка, покрита магнітною зйомкою, являла собою дві смуги довжинами 150 м та 70 м, що хрестоподібно перетинаються. Смуги пролягали через передбачувану площу могильника й мали ширину 10 м.

Поселення Дмитрівка-3 розташоване на відстані 1,2 км від с. Дмитрівка Полтавської обл. недалеко від м. Комсомольськ. Воно розташоване на розі, що знаходиться над старицею Псла. Досліджувалося у 2003-2010 рр. Комсомольською ранньослов'янською археологічною експедицією Комсомольського краєзнавчого музею та Інституту археології НАН України під керівництвом Ю.Ю. Башкатова. В ході археологічних розкопок на поселенні відкрито два будівельних горизонти пізньоримського часу. До верхнього належать чотири наземні споруди, парне кам'яне вогнище й залишки зернової ями. Нижній горизонт представлений трьома заглибленими житлами, одне з яких мало піч-комин і дві зернові ями грушеподібної форми [1]. Загальна площа магнітної зйомки на пам'ятці склала 2,1 га (21000 м²).

Археологічний комплекс Війтенки-1 датується пізньоримським часом і початком епохи Великого пересе-

лення народів, знаходиться на території Валківського р-ну Харківської обл. Складається з поселення й могильника. Дослідження комплексу з 2004 р. проводить Германо-Слов'янська археологічна експедиція Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна [10-11]. На поселенні вивчено залишки наземних споруд черняхівської культури у вигляді скупчень кераміки та глиняної обмазки, залишків металургійних горнів. На ділянці Б поселення виконано магнітну зйомку на площі 2,48 га (24800 м²) [5]. З метою встановлення меж могильника навколо його розкопаної площі була відзнята смуга шириною 20 м (0,65 га).

Методика магнітних досліджень, застосована на пізньоримських пам'ятках, була, фактично, однакова. Територія пам'ятки розбивалася на планшети з розмірами не більше 50х50 м. З поверхневого шару ґрунту проводилася виборка металевого сміття за допомогою металодетекторів.

Магнітна зйомка виконана за допомогою установки на базі двох цезієвих магнітометрів ПКМ-1 (Геологоразведка, РФ), закріплених на ранцевій підвісці. Висота розташування датчиків над поверхнею ґрунту становила 0,4 м. Датчиками з роздільною здатністю 0,001 нТл вимірювався модуль індукції геомагнітного поля. Вимірювання проводилися в русі, при цьому оператор міг рухатись по профілях "змійкою" або в одному напрямку. Відстань між профілями зйомки – 0,5 м, між пікетами в автоматичному режимі (10 відліків за секунду) ~0,15 м.

При обробці даних польових вимірювань, локальну (аномальну) складову (В_а) обраховано шляхом віднімання від спостережених значень медіанного значення по профілю або сплайн-апроксимації. При візуалізації даних, тобто при складанні карт аномалій магнітної індукції, виконувалась інтерполяція по мережі значень до регулярної мережі 0,25х0,25 м.

За описаною методикою досліджено всі пам'ятки, крім поселення Малополовецьке-2А, де відстань між профілями зйомки становила 0,75 м, мережа інтерпольованих значень В_а для побудови карти мала розмір комірки 0,5х0,5 м.

Кarti В_а поселень представлено в монохромній палітрі кольорів від білого до чорного в інтервалі -/+5 нТл (рис. 2, 3). Кarti В_а могильників розфарбовано в інтервалі -/+2 нТл (рис. 4).

Критерії археологічної ідентифікації магнітних аномалій. Головними об'єктами магнітометричних пошуків і картування є залишки окремих стародавніх жител або інших споруд з подібними розмірами – землянок, вимосток, великих господарських ям і т.п., а також менших об'єктів – залишків печей, гончарних горнів, поховань і т.п. Кожному з таких об'єктів відповідає "одиниця" магнітометричної інформації – локальна магнітна аномалія [8].

З точки зору геофізики, всі археологічні об'єкти можна розглядати як фізичні тіла, які характеризуються певними фізичними властивостями, мають кінцевий розмір і певне положення в просторі. Археологічні об'єкти виступають джерелами геофізичних аномалій, які, в свою чергу, можуть бути класифіковані за певними ознаками.

При виділенні типів магнітних аномалій, джерелами яких можуть виступати археологічні об'єкти, необхідно враховувати такі критерії: 1 – розміри; 2 – інтенсивність; 3 – знак/знакозмінність; 4 – розташування негативної частини знакозмінної аномалії відносно магнітної півночі.

Характеристика досліджених археологічних об'єктів та відповідних їм магнітних аномалій. Племена черняхівської культури (III – перша половина V ст н. е.) залишили цілі серії неукріплених **поселень** довжиною від 500 м до 2 км і 60-200 м шириною на перших надза-

плавних терасах річок [6]. На черняхівських поселеннях виявлено й досліджено такі основні типи житлових та господарських споруд: наземні дерево-каркасні й напів-землянки стовпової або зрубної конструкції. Для обігріву осель облаштовувалися відкриті вогнища, глинобитні печі та печі-кам'янки. Споруди можуть створювати по-

зитивні магнітні аномалії середніх розмірів та інтенсивності. Крім жител, на поселеннях відкрито наземні та заглиблені в землю господарські будівлі, зокрема, ями-погреби. За межами жител виявлено також залишки літніх печей та вогнищ, які мали би створювати невеликі за площею позитивні та знакозмінні аномалії.

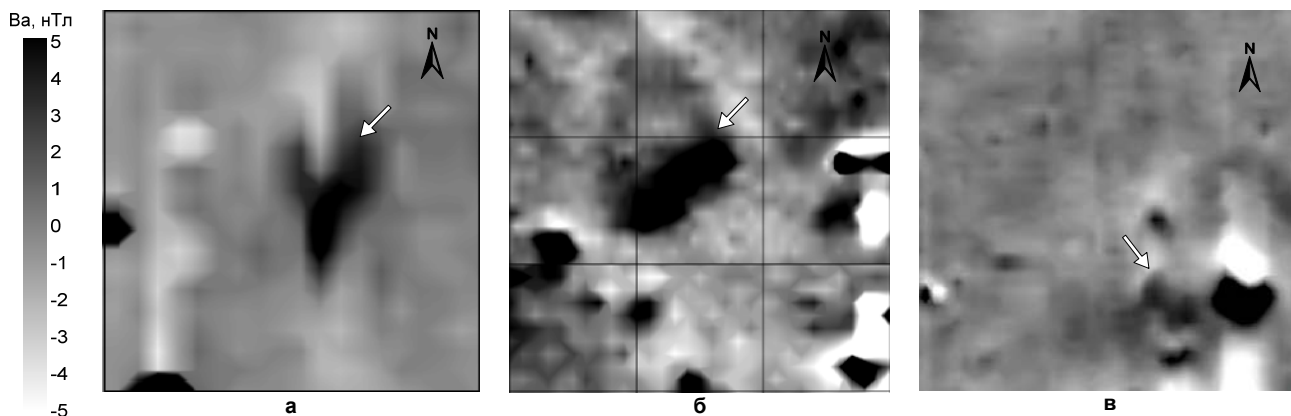


Рис. 2. Аномалії магнітної індукції, пов'язані з житлами й спорудами черняхівської культури:
а – поселення Малополовецьке-2А, фрагмент карти 10х10 м; б – поселення Комарів, фрагмент карти 30х30 м;
в – поселення Війтенки-1, фрагмент карти 20х20 м

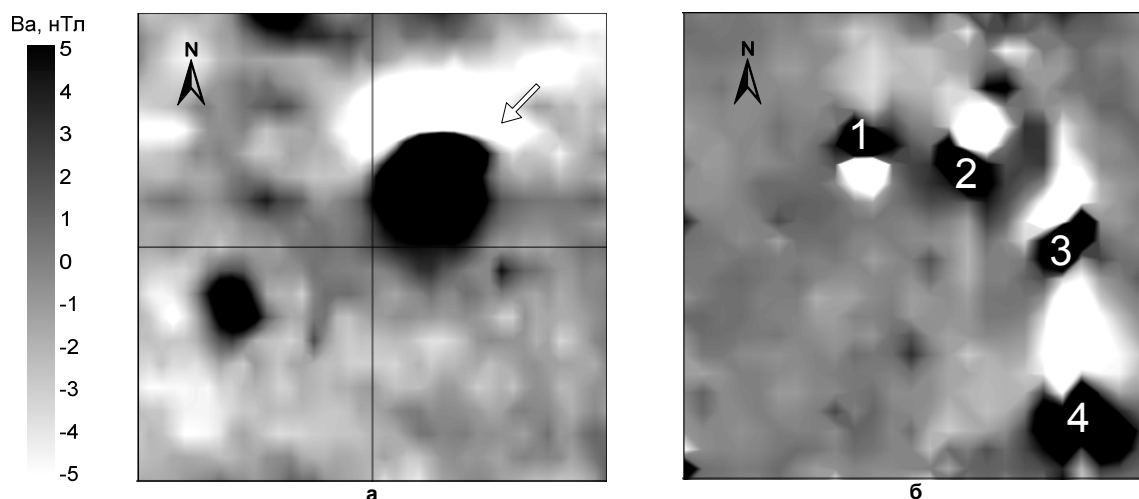


Рис. 3. Аномалії магнітної індукції, пов'язані з гончарними горнами та виробничими комплексами:
а – поселення Комарів, фрагмент карти 10х10 м; б – поселення Війтенки-1, фрагмент карти 10х10 м,
цифрами позначено окремі аномалії, пояснення в тексті

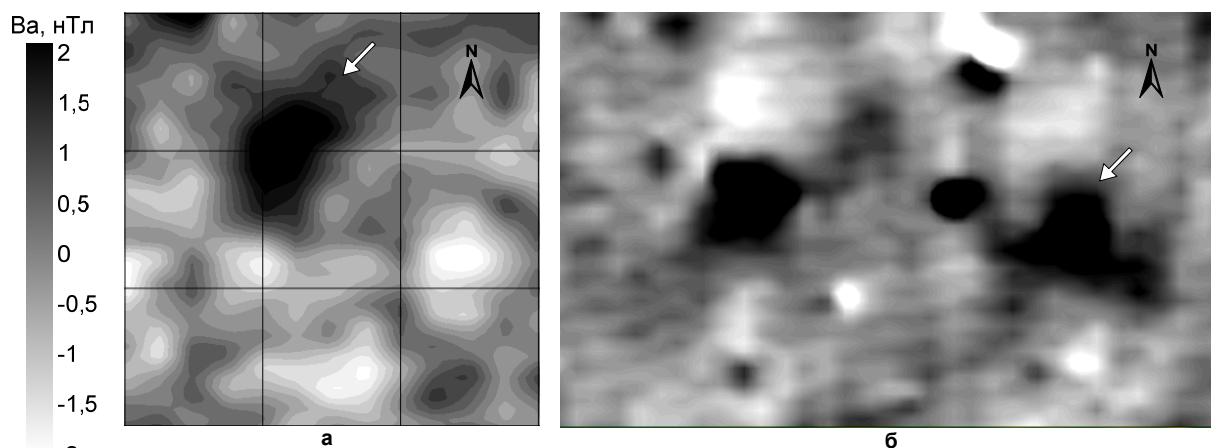


Рис. 4. Аномалії магнітної індукції, пов'язані з глибокими похованнями-інгумаціями:
а – могильник Червоне, фрагмент карти 6х6 м, б – могильник Війтенки-1, фрагмент карти 10х16 м

Магнітні аномалії від **давніх жител** отримали археологічне підтвердження, зокрема, на поселеннях Малополовецьке-2А і Комарів (рис. 2).

На поселенні Малополовецьке-2А під позитивною аномалією з інтенсивністю до 14 нТл знайдене житло черняхівської культури з дещо заглибленою підлогою

(рис. 2а) [4]. Площа об'єкта близько 28 м^2 ($6,8 \times 3,5 - 4,5 \text{ м}$). Глибина підлоги $0,45-0,5 \text{ м}$ від сучасної поверхні. Зверху об'єкт був перекритий горизонтальним завалом сильно обпаленої обмазки від зруйнованої західної, північної та східної стін. На багатьох шматках обмазки чітко простежуються відбитки від стовпів і жердин дерев'яного каркасу. Збереглися підвалини західної, південної й північної стін.

Житло, знайдене у 2013 р на поселенні Комарів на місці позитивної аномалії площею 30 м^2 з максимальною інтенсивністю 12 нТл , являло собою напівземлянку з піччю-кам'янкою (рис. 2б) [15]. Поруч із житлом, досліджено декілька стовпових і господарських ям. Аномалій, подібних розкопаній, на ділянці геофізичних спостережень виявлено більше десятка, що є підставою для виділення житлової частини поселення.

Наземна глинобитна споруда, відкрита на поселенні Війтенки-1 на місці позитивної аномалії площею близько 9 м^2 (рис. 2в), представлена чотирма щільними скупченнями шматків обмазки, двома вимостками, скупченням грузил та камінням. Зафіксована на рівні $0,25/0,3 \text{ м}$ від денної поверхні, нижні рівні вимосток знаходяться на глибині $0,57/0,69 \text{ м}$. Імовірно, об'єкт являв собою легку споруду каркасно-плетневої конструкції (М.В. Любичев, усне повідомлення).

Аномалії типу споруд спостерігаються також на поселенні Дмитрівка-3, однак на момент написання статті вони ще не розкопувались.

Збурення магнітного поля над давніми житлами й будівлями виникають завдяки підвищеній намагніченості заповнення котловану споруди порівняно з материнською породою. Заповнення зазвичай містить гумусований матеріал зі шматками глиняної обмазки, битої кераміки, залишками печей та іншими матеріалами, які містять порівняно велику кількість магнітних мінералів.

На багатьох давніх поселеннях зафіксовано залишки **залізоборних домниць і гончарних горнів** [6], інтенсивність відповідних аномалій може перевищувати 100 нТл , негативна частина яскраво виражена й знаходиться з північного боку об'єкта [5, 8, 15].

Яскравими прикладами таких об'єктів виступають горни з Комарова й Війтенків-1 (рис. 3).

Гончарний горн на поселенні Комарів досліджений на місці знакозмінної аномалії з діаметром позитивної частини понад 5 м та інтенсивністю до 95 нТл (рис. 3а). Після зачистки на глибині $0,25-0,30 \text{ м}$ зафіксований верх горна у вигляді масиву обпаленої глини округлої форми, діаметром близько $1,0-1,2 \text{ м}$. З південного боку простежувалися контури передгорнової ями розмірами $3,0 \times 3,4 \text{ м}$. Теплотехнічна споруда майже повністю збереглася. Горн мав двоярусну конструкцію зі зрізаною конічною топковою камерою.

Археологічними дослідженнями скупчення магнітних аномалій на ділянці Б поселення Війтенки-1 (рис. 3б) виявлено залишки наземних споруд черняхівської культури у вигляді скупчень кераміки та глиняної обмазки, горнів. Дві найбільші аномалії на ділянці відповідають залишкам горнів (аномалії 2 і 4 на рис. 3б). При дослідженні аномалії 2 було виявлено скупчення великих осколків артилерійського набою часів Другої світової війни, аномалія 1 утворилася від фрагменту сучасного металу.

Аномалія 2 має інтенсивність до 40 нТл , під нею зафіксовано залишки споруди з куполом з основою у вигляді майданчика з обпаленої глини типу горна. Верхній рівень зафіксований на глибині $0,15-0,17 \text{ м}$, розміри $1,22 \times 0,86 \text{ м}$. Горн є джерелом аномалії 4, яка має площу близько 4 м^2 , інтенсивність – до 35 нТл . У плані конструкція горна має округлу форму, діаметром у верхній частині $1,8 \times 1,1 \text{ м}$, у

районі розподільного блоку $1,2 \times 1,25 \text{ м}$ і в нижній частині $1,55 \times 1,6 \text{ м}$. Навколо обпалених стінок горна простежувався потужний шар прокалу яскраво помаранчевого або коричневого кольору, на глибині $0,6 \text{ м}$ досягав потужності $10-20 \text{ см}$. Рівень дна біля топкового пристрою – $2,13 \text{ м}$ від рівня сучасної поверхні.

Аномалії типу горнів виявлені на всіх трьох досліджених поселеннях (на Дмитрівці-3 аномалії менш інтенсивні та мають менші розміри – до 2 м^2 , що дозволяє припускати менш масивні конструкції, можливо – печі). У Комарові й Війтенах-1 кількість передбачуваних горнів – більше десятка, цей факт відкриває можливості для дискусії про існування виробничих центрів у пізньоримський час [5].

Аномальний магнітний ефект над горнами формується завдяки потужній термозалишковій намагніченості, що виникає у спорудах з глини під впливом високих температур.

Поховальний обряд черняхівської археологічної культури пізньоримського часу представлений різними видами **кремацій** в урнах (теоретично, вони можуть створювати дрібні знакозмінні аномалії) та без урн, і ямними **інгумаціями** з речами й без інвентарю, які залягають, зазвичай, на глибині до 2 м . Неглибокі трупопокладення, що залягають у межах гумусового горизонту ґрунту, можуть створювати магнітні аномалії тільки при наявності значної кількості поховального інвентаря. Глибокі могили можуть створювати слабкі позитивні аномалії, інтенсивність яких тим вища, чим глибше поховання. Такі аномалії утворюються внаслідок різниці намагніченостей материнської породи й заповнення ями. На черняхівських могильниках зустрічаються кенотафи, які можуть давати дрібні знакозмінні аномалії.

На рис. 4а показана аномалія, зафіксована на могильнику Червоне-2. Вона характеризується досить великою площею та інтенсивністю 3 нТл . Відповідне їй поховання № 42 відрізняється від більшості інших глибиною поховальної ями, яка досягала $2,68 \text{ м}$ від сучасної денної поверхні. Темна пляма заповнення ями чітко проявилася на глибині $1,25 \text{ м}$. Такі глибокі поховальні ями характерні для так званих "княжих" поховань, відомих на інших могильниках черняхівської культури [3].

Кілька подібних аномалій зафіксовано також на могильнику Війтенки-1. На фрагменті магнітної карти на рис. 4б наведено дві з них. На місці аномалії, на яку вказує стрілка, на глибині $0,79 \text{ м}$ було зафіксовано пляму поховальної ями овальної форми (поховання № 198). Розміри ями: довжина – $2,6 \text{ м}$, середня ширина – $1,44 \text{ м}$, глибина від сучасної поверхні – $1,59-1,65 \text{ м}$. Заповнення було чорного кольору із вкрапленнями перепаленої гончарної кераміки, фрагментами вугілля. Кістяк зруйнований у давнину, серед кісток знаходилися фрагменти гончарної кераміки (М.В. Любичев, усне повідомлення).

Археологічними дослідженнями на могильнику Леґезине виявлено велику кількість кремацій. Хоча магнітна карта могильника рясніє дрібними аномаліями, достовірно показати їх зв'язок з кремаціями поки не вдалося. Проблема в сильній засміченості приповерхневого шару дрібним металевим сміттям, що спотворює карту магнітного поля [3]. Схожа ситуація з кремаціями спостерігається й на інших могильниках.

Таким чином, геофізичний пошук ґрунтового могильника пізньоримського часу видається надзвичайно складним завданням. Розв'язання його можливе за певних сприятливих умов, наприклад, при упорядкованому розташуванні групи глибоких поховань-інгумацій, що добре розпізнаються на магнітних картах.

Висновки. Виходячи з накопиченого досвіду магнітометрії пам'яток пізньоримського часу черняхівської археологічної культури, при якісній інтерпретації карт аномалій магнітної індукції слід зосередитися на виділенні тих аномалій, які з найбільшою імовірністю відповідають найбільш інформативним археологічним об'єктам (житлам і спорудам, пічам, горнам, похованням). Це аномалії кількох певних типів.

На поселенні "археологічними" можуть бути визнані слабкі (2-15 нТл) позитивні аномалії площею понад 1 м². Такі аномалії формуються над неглибокими житлами – напівземлянками й землянками, а також над більш масивними наземними спорудами, перекритими шаром ґрунту більше 1,5 м (наприклад, внаслідок намиву ґрунту зі схилу). Також подібні аномалії можуть бути пов'язані з невеликими виносними вогнищами. Ще одне можливе джерело – піч або горн, що залягає глибше 2,5 м. При застосованні методики зйомки такі аномалії підсікаються мінімум двома профілями й хоча б 6-ма точками в кожному профілі.

Також до "поселенських" відносяться знакозміні аномалії, позитивна частина яких ізометрична та має площу до 4 м². Інтенсивність таких аномалій може становити від 5 до 100 нТл і більше, а негативна частина завжди знаходиться з північного боку. Такі аномалії формуються над теплотехнічними спорудами – печами й горнами.

З досвіду магнітної зйомки черняхівських могильників з упевненістю вдається виділити тільки аномалії, пов'язані з глибокими, "князівськими", похованнями-інгумаціями. Такі аномалії мають інтенсивність до 7 нТл і площу 3-8 м². Вони формуються завдяки різниці намагніченості матеріалу заповнення ями й материнської породи (песу). Теоретично, ультрадетальною магнітною зйомкою мають фіксуватися поховання-кремації в керамічних горщиках. Отримано обнадійливі результати лабораторних досліджень намагніченості фрагментів кераміки з кремацій, вдруге перепалених у похоронному багатті [3, 19]. Однак, у польовій практиці надійно виділяти такі аномалії поки не вдається, насамперед тому, що пошукові ділянки недостатньо ретельно очищуються від дрібного металевих сміття перед зйомкою. "Сміттеві" аномалії легко сплутати з кремаціями.

Список використаних джерел

1. Башкатов Ю.Ю., (2010). Памятники черняховской культуры юга Среднего Поднепровья. Германия-Сарматия. – Калининград: Курск, 215-238.
2. Башкатов Ю.Ю., (2010). Monuments of Chernyakhiv culture in the South of Middle Dnieper [Pamyatniki chernyakhovskoy kultury yuga Srednego Podneprovya]. Germany-Sarmatia. – Kaliningrad, Kursk, 215-238 (In Russian).
3. Березанская С.С., Вангородская О.Г., Косарева А.А., (1984). Отчет о работе Ставищанского отряда Лесостепной Правобережной экспедиции ИА НАН УССР в 1984 г. НА ИА НАН Украины, 1984/35а.
4. Berzanskaya S.S., Vangorodskaya O.G., Kosaryova A.A., (1984). Report on working of Stavishche team of Forest-Steppe Right-bank expedition IA NAS USSR in 1984 [Otychot o rabote Stavishchanskogo otryada Lesostepnoj Pravoberezhnoy ekspeditsii]. Scientific archive of the Institute of Archaeology of National academy of sciences of Ukraine, 1984/35a. (In Russian).
5. Бондарь К.М., Вирило И.В., Диденко С.В. и др., (2010). Эффективность высокоточной магниторазведки при исследовании могильников черняховской культуры III – начала V вв. Лесостепной зоны Украины. Археология и геоинформатика. М., 6 (электрон. изд.).
6. Bondar K.M., Virshylo I.V., Didenko S.V. et al., (2010). Effectiveness of high-resolution magnetometry on Chernyakhiv culture cemeteries from III – beginning of V cent. in Forest-Steppe of Ukraine [Effektivnost vysokotochnoy magnitorazvedki pri issledovanii mogilnikov chernyakhovskoy kultury III – nachala V vv. Lesostepnoj zony Ukrainy]. Proc. 5th Inter. Workshop "Archaeology and Geoinformatics" - Trudy Pyatogo kruglogo stola "Arkheologiya i geoinformatika", Moscow, Inst. Of Archeology RAN, 6. CD. (In Russian).
7. Бондарь К.М., Вирило И.В., Лысенко С.Д., Диденко С.В., (2008). Что скрывается под магнитными аномалиями? Итоги работ на поселении Малополовецкое-2А в 2007 г. Археология и геоинформатика. М., 5 (электрон. изд.).
8. Bondar K.M., Virshylo I.V., Lysenko S.D., Didenko S.V., (2008). What is buried under magnetic anomalies? Results from settlement Malopolocvsoe-2A in 2007.

[Chto skryvaetsya pod magnitnymi anomaliami? Itogi rabot na poselenii Malopolocvsoe-2A v 2007 g.]. Proc. 4th Inter. Workshop "Archaeology and Geoinformatics" - Trudy Chetvertogo kruglogo stola "Arkheologiya i geoinformatika", Moscow, Inst. Of Archeology RAN, 5. CD. (In Russian).

9. Бондарь К.М., Любичев М.В., Соловьев Н.А., Диденко С.В., (2012). Пространственная структура поселения поздне римского времени Войтенки по геофизическим данным. Археология и геоинформатика. М., 7 (электрон. изд.).

10. Bondar K.M., Lyubichev M.V., Solov'ev N.A., Didenko S.V., (2012). Space structure of Late Roman settlement Voitenki from geophysical measurements [Prostranstvennaya struktura poseleniya pozdnerimskogo vremeni Voytenki po geofizicheskim dannym]. Proc. Inter. Conf. "Archaeology and Geoinformatics" - Trudy Pervoy Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii "Arkheologiya i geoinformatika", Moscow, Inst. Of Archeology RAN, 7. CD. (In Russian).

11. Винокур И.С., Телегин Д.Я., (2005). Археология Украины: Пidruchnik dlya studentiv istoricheskoy spetsialnostey VNZ. Вид. 2, доповн. і перероб. Тернопіль, 348 с.

12. Vynokur I.S., Telegin D.Ya., (2005). Archaeology of Ukraine: Handbook for students of historical specialties [Arheologiya Ukrainy: Pidruchnyk dlya studentiv istoricheskoy spetsialnostey VNZ]. Ed. 2. Ternopil, 348 p. (In Ukrainian).

13. Готун І.А., Лисенко С.Д., Петраускас О.В., Шишкін Р.Г., (2002). Археологічна карта Київщини. Фастівський район. К., 2002.

14. Gotun I.A., Lysenko S.D., Petrauskas O.V., Shishkin R.G., (2002). Archaeological map of Kyiv region. Fastiv district [Arheologichna karta Kyivshchyny. Fastivskiy rayon]. Kyiv. (In Ukrainian).

15. Кошелев І.М., (2004). Магнітна розвідка археологічних пам'яток. К., 337 р.

16. Koshelyev I.M., (2004). Magnitna rozvidka arheologichnykh pam'yatok [Magnetic prospecting of archaeological monuments]. Kyiv, 337 p. (In Ukrainian).

17. Лысенко С.Д., Бондарь К.М., Вирило И.В. и др., (2009). Комплексные археологические и магнитометрические исследования поселения Малополовецкое-2А в 2007 г. АДУ 2006-2007 pp. К., 202-207.

18. Lysenko S.D., Bondar K.M., Virshylo I.V. et al., (2009). Complex archaeological and magnetic studies on Malopolocvsoe-2A settlement in 2007 [Kompleksnye arheologicheskie i magnitometricheskie issledovaniya poseleniya Malopolocvsoe-2A v 2007 g.]. Archaeological researches in Ukraine in 2006-2007 yrs. - Arheologichni doslidzhennya v Ukraini u 2006-2007 rokah, Kyiv, 202-207. (In Russian).

19. Любичев М.В., (2011). Наземные сооружения на поселении черняховской культуры Войтенки (по материалам раскопок 2004—2009 гг.). АДУ, 6, 111-120.

20. Lyubichev M.V., (2011). Onground buildings on Chernyakhiv culture settlement Voitenki-1 (results of excavations in 2004-2009 yrs) [Nazemnye sooruzheniya na poselenii chernyakhovskoy kultury Voitenki (po materialam raskopok 2004-2009 gg.)]. ADIU, 6, 111-120 (In Russian).

21. Любичев М.В., (2006). О постройках на селище черняховской культуры Войтенки 1 (по раскопкам 2004-2005 годов). АЛЛУ, 2, 79-89.

22. Lyubichev M.V., (2006). About buildings on Chernyakhiv culture settlement Voitenki-1 (results of excavations in 2004-2005 yrs) [O postroykah na selishche chernyakhovskoy kultury Voitenki 1 (po raskopkam 2004-2005 godov)]. ALLU, 2, 79-89. (In Russian).

23. Магомедов Б.В., Диденко С.В., (2009). Могильник черняховской культуры у с. Легедзино. Работы 2008-2009 гг. / Крц В.А., Корвин-Пiotrovskiy А.Г., Менотти Ф. и др. Трипольское поселение-гигант Тальянки. Исследования 2009 г. К., 56-92.

24. Magomedov B.V., Didenko S.V. (2009). Chernyakhiv culture cemetery near Legedzyne. Excavations of 2008-2009 yrs [Mogilynyk chernyakhovskoy kultury u sela Legedzino. Raboty 2008-2009 gg.]. In: Kruts V.A., Korvin-Piotrovsky A.G., Menotti F. et al. Giant settlement of Trypillia culture Talyanki. Studies of 2009 [Tripolskoe poselenije-gigant Tal'yanki. Issledovaniya 2009 g.]. Kyiv, 56-92 (In Russian).

25. Магомедов Б.В., Диденко С.В., Кожемяченко В.Б., (2010). Могильник черняховской культуры у с. Легедзино. Работы 2010 г. / Крц В.А., Корвин-Пiotrovskiy А.Г., Менотти Ф. и др. Трипольское поселение-гигант Тальянки. Исследования 2010 г. К., 32-93.

26. Magomedov B.V., Didenko S.V., Kozhemyachenko V.B., (2010). Chernyakhiv culture cemetery near Legedzyne. Excavations in 2010 [Mogilynyk chernyakhovskoy kultury u sela Legedzino. Raboty 2010 g.]. In: Kruts V.A., Korvin-Piotrovsky A.G., Menotti F. et al. Giant settlement of Trypillia culture Talyanki. Studies of 2010 [Tripolskoe poselenije-gigant Tal'yanki. Issledovaniya 2010 g.]. Kyiv, 32-93. (In Russian).

27. Петраускас О.В., Коваль О.А., Авраменко М.О., (2013). Розкопки могильника черняхівської культури Червоне-2 на Київщині у 2012 р. АДУ 2012, Київ: Луцьк, 207-208.

28. Petrauskas O.V., Koval O.A., Avramenko M.O., (2013). Excavations on Chernyakhiv culture cemetery Chervone-2 in Kyiv region in 2012 [Rozkopky mogilynyka chernyakhivskoy kultury Chervone-2 na Kyivshchyni u 2012 r.]. Archaeological researches in Ukraine in 2012 - Arheologichni doslidzhennya v Ukraini u 2012 r., Kyiv, Lutsk, 207-208. (In Ukrainian).

29. Петраускас О.В., Коваль О.А., Авраменко М.О. та ін., (2013). Короткий звіт про дослідження поселення та могильника черняхівської культури біля с. Комарів у 2013 р. [Електрон. ресурс. — Режим доступу: http://komariv.in.ua/files/zvit_komariv-2013.pdf].

30. Petrauskas O.V., Koval O.A., Avramenko M.O. et al., (2013). Short report on researches on Chernyakhiv culture settlement and cemetery near Komariv in 2013 [Korotkyj zvit pro doslidzhennya poselennya ta mogilynyka

chernyakhivskoji kultury bila s. Komarova u 2013 g.]. [http://komariv.in.ua/files/zvit_komariv-2013.pdf]. (In Ukrainian).

16. Петраускас О.В., Шишкін Р.Г., Бабенко Р.В., (2009). Розкопки могильника черняхівської культури Червоне-2 на Київщині у 2006 р. АДУ 2006-2007 pp. К., 25-28.

Petrauskas O.V., Shyshkin R.G., Babenko R.V., (2009). Excavations on Chernyakhiv culture cemetery Chervone-2 in Kyiv region in 2006 [Rozkopky mogyl'nyka chernyakhivskoji kultury Chervone-2 na Kyivshchyni u 2006 r.]. Archaeological researches in Ukraine in 2006-2007 yrs - Arheologichni doslidzhennya v Ukraini u 2006-2007 rokah, Kyiv, 25-28. (In Ukrainian).

17. Becker H., Fassbinder J.W.E., (1999). Magnetometry of a Scythian settlement in Siberia near Cich in the Baraba Steppe 1999. 3rd International Conf. on Archaeol. Prospection, 168-172.

18. Campana S., Piro S. (2009). Seeing the unseen. Geophysics and Landscape Archaeology. London, Taylor and Francis Group, 330 p.

K. Bondar, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: ks_bondar@ukr.net

19. Pap I., Bondar K., (2014). On magnetic susceptibility of soils and pottery from Vitenky settlement. XIIIth International Conf. on Geoinformatics. Theoretical and Applied Aspects (12-15 May 2014, Kiev, Ukraine [CD]). (in Ukrainian).

20. Rassmann K., Ohlrau R., Hofmann R., Mischka C., Burdo N., Videjko M., Muller J., (2014). High precision Tripolye settlement plans, demographic estimations and settlement organization. Journal of Neolithic Archaeology, 16, 63-95 [doi 10.12766/jna.2014.3].

21. Zollner H., Makhortyk S., Orluk M., Ullrich B., (2007). Results from a geophysical Prospection of the skythian Settlement of Belsk. Computer Applications and Quantitative Methods in Archeology. Berlin, 2-6 April. Layers of Perception. Program and Abstracts, Berlin, 43.

Надійшла до редколегії 16.02.15

QUALITATIVE INTERPRETATION OF MAGNETIC MAPS AND GEOPHYSICAL SURVEYING OF LATE ROMAN SITES

Many years of experience in geophysical survey on archaeological sites confirmed by excavation results led us to develop the basic principles and criteria for qualitative interpretation of magnetic anomalies on Late Roman sites. Data have been obtained from high-resolution magnetic surveys of settlements and burial grounds dating back to the 2nd – first half of the 5th century AD across a wide geographic range – from Bukovyna to the Left bank of the Dnieper.

Magnetic studies were conducted on four settlements and four burial grounds belonging to the Chernyakhiv culture, including the Komariv burial ground and settlement site (Chernivtsi region), the Malopolovetske-2A settlement site (Kyiv region), the Chervone-2 burial ground (Kyiv region), the Legedzyne burial ground (Cherkassy region), the Dmytrivka-3 settlement site (Poltava region) and the Vitenky-1 burial ground and settlement site (Kharkiv region).

Maps of induced magnetic anomalies were produced based on the results of field measurements using cesium magnetometers with 0.001 nT resolution. Processing and calculation of magnetic field anomalies were followed by generating a regular mesh (0.25x0.25 m).

The types of magnetic anomalies associated with archaeological sites are determined by the following factors: size, intensity, positive/negative/alternating character, and the location of the negative part of an alternating anomaly relative to magnetic north.

The results of measurements and excavations on the Late Roman sites show that it is feasible to focus on a few types of magnetic anomalies when interpreting magnetic maps. Archaeological artefacts may account for weak (2...15 nT) positive anomalies covering areas of over 1 m² on a settlement site. These tend to form over shallow housing – dugouts, as well as over massive ground dwellings, covered with a minimum of 1.5 m-thick layer of soil (e.g. due to soil deposited from the slope). Alternating anomalies with the positive part having an isometric shape and covering an area of 4 m² are also common on Late Roman settlement sites. The intensity of these anomalies can range from 5 to 100 nT or more, with the negative part always located on the north side. Such anomalies tend to form over furnaces and kilns.

Magnetic surveys on Late Roman burial sites only yielded reliable data on the anomalies associated with deep ground "princely" inhumation burials. The corresponding anomalies have intensity of up to 7 nT and cover areas of 3...8 m². These form due to a difference in magnetization of the material filling the pit and that of the surrounding parent rock.

Keywords: magnetic induction, archaeological artefact, Late Roman time, Chernyakhiv culture, anomaly, settlement, burial ground.

K. Бондарь, канд. геол. наук, ст. науч. сотрудник,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
E-mail: ks_bondar@ukr.net

КАЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАГНИТНЫХ КАРТ И ПОИСК АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА ПАМЯТНИКАХ ПОЗДНЕРИМСКОГО ВРЕМЕНИ

На основании многолетнего опыта археолого-геофизических исследований, подтвержденных раскопками, изложены основные принципы и критерии качественной интерпретации данных магнитной разведки памятников поздне римского времени. Проанализирован опыт высокоточных магнитных съемок на поселениях и могильниках II – первой половины V в н. э., расположенных в широких географических пределах – от Буковины до Левобережья Днепра.

Магнитные исследования проводились на четырех поселениях и четырех могильниках черняховской культуры, среди которых поселение и могильник Комаров (Черновицкая обл.), поселение Малополовецкое-2А (Киевская обл.), могильник Червоне-2 (Киевская обл.), могильник Легедзино (Черкасская обл.), поселение Дмитровка-3 (Полтавская обл.), поселения и могильник Войтенки-1 (Харьковская обл.).

Карты локальных аномалий магнитной индукции участков составлены по результатам полевых измерений цезиевыми магнитометрами с разрешением 0,001 нТл. После обработки и вычисления аномальных значений магнитной индукции выполнялась интерполяция до регулярной сети значений 0,25x0,25 м.

При выделении типов магнитных аномалий, источниками которых могут выступать археологические объекты, учитывались следующие критерии: размеры, интенсивность, знак/знакопеременность, расположение негативной части знакопеременной аномалии относительно магнитного севера.

Исходя из накопленного опыта магнитометрии памятников поздне римского времени, при интерпретации магнитных карт следует сосредоточиться на поиске магнитных аномалий нескольких определенных типов. На поселениях "археологическими" могут быть признаны слабые (2...15 нТл) положительные аномалии площадью более 1 м². Такие аномалии формируются преимущественно над неглубокими жилищами – полуземлянками и землянками, а также над более массивными наземными жилищами, перекрытыми слоем почвы мощностью более 1,5 м (например, в результате намыва грунта со склона). Также к "поселенческим" относятся знакопеременные аномалии, положительная часть которых изометрична по форме и имеет площадь до 4 м². Интенсивность таких аномалий может составлять от 5 до 100 нТл и более, а отрицательная часть всегда находится с северной стороны. Такие аномалии формируются над печами и горнами.

По опыту магнитных исследований черняховских могильников с уверенностью удается выделить лишь аномалии, связанные с глубокими, "княжескими", захоронениями-ингумациями. Такие аномалии имеют интенсивность до 7 нТл и площадь 3...8 м². Они формируются благодаря разнице намагниченности материала заполнения ямы и вмещающей материнской породы.

Ключевые слова: магнитная индукция, археологический объект, поздне римское время, черняховская культура, аномалия, поселение, могильник.

УДК 550.382.3

О. Меньшов, канд. геол. наук, докторант
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: menshov.o@ukr.net

МАГНІТНА СПРИЙНЯТЛИВІСТЬ ПІВДЕННИХ ЧОРНОЗЕМІВ УКРАЇНИ НА ПРИКЛАДІ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. П.О. Міненком)

Важливою складовою сучасних геолого-геофізичних досліджень з метою розв'язання фундаментальних та прикладних завдань є вивчення ґрунтового покриву. Беручи до уваги впровадження нового Закону України про вищу освіту, норми якого регламентують об'єднання низки наукових напрямків у єдині науки про Землю, комплексний підхід до вишукування у геології, географії, ґрунтознавстві, геофізиці є надзвичайно актуальним завданням. Дослідження проводилися на узбережжі Чорного моря, поблизу селища Санжейка Одеської області, на території, що представлена степовою ділянкою поза аграрним обробітком. Ландшафт рівнинний з високим обривом у напрямку берега моря. Найбільш типовими ґрунтами території є чорноземи південні (Haplic Chernozems за міжнародною класифікацією WRB). Методика робіт включала рекогносцирувальні ґрунтознавчі дослідження, визначення об'ємної магнітної сприйнятливості у польових умовах, відбір колекції зразків для подальших лабораторних досліджень. У магнітометричній лабораторії було виміряно питому магнітну сприйнятливості χ , частотну залежність магнітної сприйнятливості χ_{fd} . Результати показали, що магнітна сприйнятливості верхнього гумусового горизонту А складає $80-100 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, при ущільненні структури ґрунту за рахунок існування польових доріг $\chi=130-180 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. У той же час глинисті вимиті дороги характеризуються величинами $\chi=50-70 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, що свідчить про заміну верхнього гумусового горизонту на перехідний горизонт В. Це є ознакою ерозійних процесів у ґрунтах, що у свою чергу підтверджується вивченням магнітної сприйнятливості у ґрунтовому розрізі. У його межах ідентифіковано подібний перехідний горизонт В на глибині 40-70 см з магнітною сприйнятливостю $70-80 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. На глибині більше за 80 см залягає підстилаючий материнський горизонт С, який складається суглинистою породою, його $\chi=30-40 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Визначено, що за магнітною сприйнятливостю досліджені південні чорноземні ґрунти є одними з найбільш магнітних в Україні. У структурі цих ґрунтів можуть міститися дрібнозернисті окислені частинки магнетиту, а також магнетит педогенного походження. Частотно залежна магнітна сприйнятливості χ_{fd} складає 4-10%. Це свідчить про наявність суперпарамагнітних зерен серед магнетиків у ґрунтах і переважання педогенного характеру магнетизму, техногенне забруднення відсутнє. Південні чорноземи за рахунок високого ступеню магнетизму слід досліджувати при проведенні магніторозвідувальних робіт та моніторингу екологічного стану довкілля з метою розробки оптимальної економічно обґрунтованої методики та підвищення однозначності інтерпретації результатів. На прикладі дослідної території визначено ерозійну ділянку, яка є магнітоконтрасним об'єктом. Для більш точної інтерпретації отриманої інформації щодо магнітних параметрів ґрунтів з метою оцінки ерозії ґрунтового покриву слід залучати детальні дані про тип магнітних мінералів, концентрації та розмір їх зерен, стабільність магнетиків, площадний розподіл величин магнітної сприйнятливості. Важливим є комплексування магнітних методів з агрономічною оцінкою ризиків розвитку ерозійних процесів у межах продуктивних земель.

Ключові слова: магнітна сприйнятливості, магнетизм ґрунтів, ерозія ґрунтів, чорноземи південні, Haplic Chernozems.

Вступ. Важливою складовою сучасних геолого-геофізичних досліджень з метою розв'язання фундаментальних та прикладних завдань є вивчення ґрунтового покриву. Беручи до уваги впровадження нового Закону України про вищу освіту, норми якого регламентують об'єднання низки напрямків у єдині науки про Землю, комплексний підхід до вишукування у геології, географії, ґрунтознавстві, геофізиці не викликає жодних сумнівів. За даними Європейського Геологічного Союзу (EGU), який об'єднує одну із найбільших геологічних спільнот світу, у його складі другим за величиною підрозділом у 2015 р став Підрозділ Ґрунтознавців [10]. На останній генеральній асамблеї EGU, яка пройшла у квітні 2015 р у Відні, відзначено, що дослідження ґрунтового покриву є ключем до розуміння більшості геологічних процесів, що відбуваються на Землі, а власне ландшафти та характерні для них ґрунти найчастіше несуть необхідну для дослідників інформацію [1].

Одним із інструментів для вивчення та аналізу ґрунтів є геофізика. При цьому високу інформативність демонструють магнітні методи дослідження ґрунтового покриву. Упродовж останніх десятиріч нами було досліджено основні типи ґрунтів України, охарактеризовано їх магнітні властивості згідно з ландшафтними та ґрунтово-кліматичними умовами розповсюдження [18]. Наступним кроком при дослідженні магнетизму ґрунтів є вивчення його інформативності. Інформативність магнетизму ґрунтів вивчається для використання у природоохоронній справі для визначення забруднення територій внаслідок урбанізації, техногенно-промислового та антропогенного впливу [7]. Крім того, інформативність магнетизму ґрунтів успішно використовується у сільському господарстві для контролю продуктивності земель, їх родючості та виявлення ерозійних процесів

[14]. Новим комплексним підходом для вивчення інформативності магнетизму ґрунтів є екосистемний сервіс ґрунтів [3, 9]. Дане поняття включає визначення комплексного впливу на ґрунти зовнішніх чинників, розрахунок деградації продуктивних земель, економічного та соціального ефекту від антропогенно-техногенної активності. Зокрема, на даний момент в Україні з'явилася нова форма впливу на ґрунтовий покрив, а отже і необхідність запровадження екосистемного сервісу – вплив військових дій [6]. Нарешті, важливим пунктом досліджень ґрунтів є розв'язання геологічних завдань. Мова йде про ультрадетальну магнітометрію ландшафтів, геологічне картування, пошуки корисних копалин, у тому числі вуглеводнів.

В останні роки нами суттєво доповнено фактичну базу матеріалів магнітних досліджень на ділянках ерозійних процесів продуктивних сільськогосподарських угідь на прикладах різних агрокліматичних зон України [17]. Зрозуміло, що для більш однозначної інтерпретації ґрунтознавчих та агрономічних даних, а також визначення у даному комплексі робіт інформативності магнетизму ґрунтів, першочерговою є інформація про магнетизм еталонних незабруднених ґрунтів територій досліджень. З цієї метою перед нами постало завдання уточнення інформації про магнітні властивості південних прибережних ґрунтів України, оскільки наявна база педомагнітної інформації України не містила необхідних даних.

Стан проблеми. В Україні основною базою проведення відповідних науково-дослідних робіт залишається кафедра геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка, зібрано значущу базу результатів магнітних досліджень ґрунтів. Відбувається інтенсифікація партнерського співробітництва у даній сфері із вітчизняними установами, а також поглиблення

міжнародного співробітництва. Дослідження магнетизму ґрунтів за межами України носить міждисциплінарний характер. При цьому останнім часом спостерігається інтенсифікація відповідних науково-дослідних робіт, більш глибоко розглядаються як власне магнітні процеси у середині ґрунтів, так і вплив ґрунтового покриву та його змін на навколишнє середовище і його сталий розвиток. Розглянемо деякі приклади. У міждисциплінарній роботі [15] розглядається зв'язок між магнітними властивостями ґрунтів та вмістом нематодів (види червів) у ґрунтових фракціях. Визначається якість ґрунтів та можливість їх подальшого використання у сільському господарстві на основі визначення магнітних показників.

Комплексні дослідження [19] мали на меті на основі визначення магнітної сприйнятливості, електричного опору та pH ґрунтів картування забруднення у зоні впливу металургійного виробництва Мексики свинцем, арсенієм та кадмієм. Висновки роботи свідчать, що на основі зазначених параметрів можна легко ідентифікувати найбільш небезпечні для здоров'я людини техногенно навантажені території.

У 2008–2011 рр проходили дослідження у рамках Сьомої Рамкової Програми Європейського Союзу FP7 "iSOIL" (Interactions between soil related sciences—Linking geophysics, soil science and digital soil mapping). Частина досліджень, яка стосувалася магнетизму глейових ґрунтів, виконувалася поблизу Рослау, Німеччина, наводиться у роботі [13]. У результаті отримано високі кореляційні зв'язки між магнітними параметрами ґрунтів та вмістом у них важливих для сільського господарства поживних речовин – азоту, вуглецю та сірки.

У роботі [4] розглядається вплив на магнетизм ґрунтового покриву агропромислового вирощування рису протягом тривалого часу. Одним із важливих висновків дослідження стала інформація, що на деградацію продуктивних сільськогосподарських земель, а отже і на зміну величини магнітної сприйнятливості, впливає, у першу чергу, не інтенсивність ведення сільського господарства, а зміна під його впливом вологості верхніх гумусових горизонтів ґрунту. Крім того, відзначається зв'язок між магнітними параметрами та показниками pH і вмісту органічної речовини у ґрунті у роботі [20]. При цьому авторами брався до уваги сучасний вплив процесів урбанізації у місті. Результати показали наявність кореляційних зв'язків (позитивна і негативна кореляція, відсутність кореляції) між магнітними параметрами та зазначеними вище агрономічними показниками.

За результатами досліджень [21] було оцінено вплив на магнітну сприйнятливості і вміст органічної речовини орних ґрунтів процесів іригації із джерел очищених стічних вод або ґрунтових вод. Результати показали, що вміст органічної речовини і значення магнітної сприйнятливості ґрунтів, що зрошувалися стічними водами, збільшилися на 7,1% і 13,5%, відповідно порівняно з сільськогосподарськими землями, що зрошувалися виключно ґрунтовими водами. Автори наполягають на антропогенно-техногенному факторі підвищення магнетизму ґрунтів, що підтверджується величинами відповідних індикативних магнітних параметрів. Отже, магнітна сприйнятливості може використовуватися як експрес-метод для виявлення потенційного забруднення орних земель.

У роботі [2] пропонується використання магнітного методу як ефективного та експресного підходу до визначення ерозії ґрунтів без залучення вартісних фізико-хімічних досліджень. Авторами пропонується нагрівання ґрунтів з подальшим визначенням змін їх магнітних властивостей як показника ерозійних процесів.

Матеріали і методи. Дослідження проводилися на узбережжі Чорного моря, на необроблювальних землях

поблизу селища Санжейка Одеської області. Ландшафт рівнинний, з високим обривом у бік моря. Найбільш типовими ґрунтами території є чорноземи південні (Haplic Chernozems за міжнародною класифікацією WRB). Загалом, чорноземи південні характерні для Причорноморської низовини та південної частини Степового Криму. Вони утворились під ковилово-типчаковими степами в умовах посушливого клімату. Потужність гумусового горизонту в них: 45-60 см. На глибині 180-200 см залягає шар з дрібними кристалами гіпсу. Південні чорноземи відрізняються від чорноземів звичайних, що розповсюджені у межах досліджуваної території у глиб континенту, меншою кількістю гумусу: у верхньому горизонті його вміст становить 3,5-4,5%. Реакція нейтральна. Ґрунти високопродуктивні за умов зрошення [22-23]. Нами було закладено опорний ґрунтовий розріз та ландшафтний перетин (рис. 1).

Методика робіт включала рекогносцирувальні ґрунтознавчі дослідження, визначення об'ємної магнітної сприйнятливості у польових умовах за допомогою капаметру ПИМВ-2 (Геологоразведка, Росія). Було відібрано колекцію зразків для подальших лабораторних досліджень. У Магнітометричній лабораторії при кафедрі геофізики ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка було виміряно питому магнітну сприйнятливості за допомогою лабораторного капаметра KLY (AGICO, Чехія). Крім того, проведено дослідження частотної залежності магнітної сприйнятливості за допомогою двочастотного магнітометра MS2 (Bartington, Великобританія).

Результати. Дослідна ділянка була представлена ландшафтным перетином приберегової частини Чорного моря. Степова ділянка шириною близько 200 м (далі іде забудова) розташовувалася на високому обриві (близько 100 м над рівнем моря). Територія рівнинна, вкрита типовою степовою рослинністю, розрізана мережею ґрунтових доріг. Цікавою особливістю з точки зору дослідження інформативності магнетизму ґрунтового покриву при розв'язанні сільськогосподарських та ґрунтознавчих завдань є ділянки, уражені водною ерозією, поблизу безпосередніх обривів. Розглянемо більш детально зміни магнітної сприйнятливості ґрунтів (рис. 1).

Як видно з рис. 1, ландшафтний перетин складений кількома блоками. Перший блок сформовано власне зональними ґрунтами – чорноземами південними. Це необроблювальні луки без перепаду висот. Ерозійні процеси фактично не спостерігаються, а питома магнітна сприйнятливості знаходиться у межах $80-100 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Другий блок даного ландшафтного перетину складений ґрунтовими дорогами. У даних місцях верхній шар ґрунтового покриву є непорушеним, але ущільненим. Магнітна сприйнятливості зростає у 1,5-2 рази і складає $130-180 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Окремо виділяється частина, що названа "дорога, глина". Особливістю її є наближеність до обриву, де явно відбуваються водно-ерозійні процеси у ґрунтовому покриві. Верхня частина гумусового шару змита, дорога йде по підстилаючим глинам, у порівнянні з описаними вище ґрунтовими дорогами магнітна сприйнятливості падає у 2-3 рази. Навіть порівняно із незміненою польовою частиною, у 1,5 разів. Абсолютні значення питомої магнітної сприйнятливості складають $50-70 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$.

Для коректної інтерпретації наведених матеріалів необхідною є інформація про вертикальний розподіл магнітних характеристик у ґрунтовому розрізі (рис. 2). Розріз було закладено у кінці ландшафтного перетину (пікет 140 м) у безпосередній близькості до обриву з частковим використанням природного відслонення.

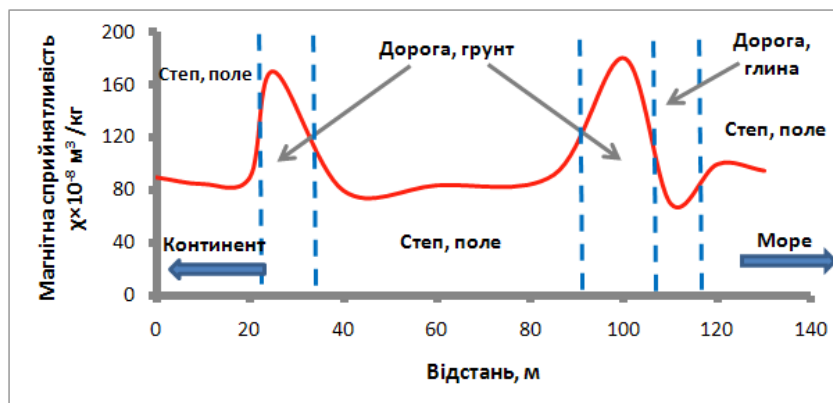


Рис. 1. Магнітна сприйнятливість ґрунтів уздовж ландшафтного перетину дослідної ділянки поблизу селища Санжейка, Одеська обл., Україна

Досліджені нами чорноземи південні у цілому відповідають за своїми ознаками морфологічному опису, що наводиться у роботах [22, 23]. Ґрунтовий розріз складається з таких горизонтів. Верхній гумусовий Н (А) залягає на глибині 0-40 см. Темно-сірого кольору, структура дрібнозерниста, на поверхні спостерігається борошніста присипка. Гумусовий перехідний Н_р (В₁) залягає на глибині 40-70 см, з темно-коричневим відтінком, структура горіхоподібна, деякі агрегати гостро-гранчастої форми, щільний, перехід до підстилаючих порід різкий. Бурувато-палевий щільний горизонт Р_к (В₂) залягає на глибині 70-85 см, по щілинах візуалізується затікання гумусу. Наступний горизонт Р_к (В_С) залягає на глибині 85-130 см, зі значним вмістом карбонатів у вигляді білозірки. Підстилаючий горизонт Р_к (С) на глибині 130-180 см, темно-палевий глинистий лес, на значних глибинах зустрічаються кристали гіпсу. У нашому описі ґрунтового розрізу ми використали дещо спрощену схему і виділили три основні горизонти: А, В, С.

Верхній гумусовий горизонт А має потужність близько 40 см та характеризується високою магнітною сприйнятливістю $80-100 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, відповідною до зафіксованої для незмінених ділянок ландшафтного перетину, що наводиться на рис. 1. Нижче на глибині 40-70 см залягає перехідний горизонт В з магнітною сприйнятливістю $70-80 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. На глибині більше за 80 см чітко ідентифікується підстилаючий материнський горизонт С з магнітною сприйнятливістю $30-40 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, який складається суглинком. Частотно залежна магнітна сприйнятливість χ_{fd} у більшості випадків для верхнього гумусового горизонту перевищує 3-4% і досягає 10%.

Обговорення. Для дослідженого нами верхнього гумусового незміненого горизонту А чорноземів південних дослідженої території характерними є значення магнітної сприйнятливості $80-100 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Такі значення у цілому є найбільш високими для незмінених ґрунтів України. У роботі [11] проаналізовано джерела формування магнетиків у чорноземах України. Відзначається, що таких процесів існує 3: аутогенез, діагенез та розчинення. Фактично, мова йде про педогенний характер магнетизму, літогенний та техногенний (антропогенний). У ряді випадків дані процеси накладаються один на один. Повертаючись до питання вивчення верхнього гумусового горизонту А чорноземів України, відзначимо, що за даними, наведеними у роботі [11], у ньому містяться дрібнозернисті окислені частинки магнетиту, а також магеміт педогенного походження.

З точки зору процесів ерозії, важливою є інформація про магнітну сприйнятливість, що фіксувалася нами для глинистої дороги (рис. 1, $\chi = 70-80 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$) як ділянки можливого змиву. Більш того, подібні значення зафіксовані й у перехідному горизонті В розрізу (рис. 2).

Ґрунтовий аналіз підтвердив схожість даного горизонту та порід, що складають глинисту дорогу. Тому для даного випадку ми з високою точністю ідентифікуємо процес ерозії ґрунтів, що доволі чітко підтверджується значеннями магнітної сприйнятливості при перетині по літералі й, у свою чергу, ілюструється дослідженнями у розрізі. Щоб зрозуміти основні принципи оцінки ерозії ґрунтів на основі дослідження магнітної сприйнятливості, потрібно розглядати цілу групу факторів [12]: тип магнітних мінералів, концентрації та розмір їх зерен, стабільність магнетиків, площинний розподіл величин магнітної сприйнятливості, а також важливо всебічно використовувати доступну агрономічну інформацію.

Проаналізовані нами підстилаючі породи горизонту С ґрунтового розрізу характеризуються більш низькими значеннями магнітної сприйнятливості порівняно з горизонтами А та В. У той же час, це доволі високі значення ($\chi = 30-40 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$) як для підстилаючої породи. Наприклад, для верхнього гумусового горизонту А незмінених чорноземів типових і звичайних лісостепової зони України $\chi = 30-50 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ [18].

Переходячи до питання інформативності досліджених нами ґрунтів при проведенні магніторозвідувальних робіт, зауважимо, що настільки високомагнітні ґрунти можуть справляти суттєвий вплив на структуру локальних аномальних магнітних полів. Для порівняння при магнітометричних дослідженнях територій покладів вуглеводнів у ряді випадків незмінні ґрунти характеризуються значеннями магнітної сприйнятливості лише у $20-40 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, але у той же час фіксуються підвищення магнітних параметрів саме в околі вуглеводневих покладів, що імовірно може пов'язуватися із впливом флюїду [16].

За умови дослідження можливого забруднення територій з подібними високими магнітними значеннями еталонних ґрунтів, останні слід детально вивчати, адже ступінь їх магнетизму також є подібним до інших ґрунтових відмін, що зазнали техногенного й антропогенного впливу. У роботі [5] відзначається важливість розрізняти техногенний і педогенний характер магнетизму ґрунтів. Саме для цього необхідною є інформація про еталонні незмінні ґрунти територій досліджень та їх магнітні параметри. Зауважимо, що магнітні аналізи дозволяють швидко та ефективно розділяти походження магнетиків у структурі ґрунтів на основі дослідження, наприклад, найбільш експресного параметру частотної залежності магнітної сприйнятливості [8]. У нашому випадку, χ_{fd} вища за 3-4%, найчастіше близько 10%. Це свідчить про наявність суперпарамагнітних зерен серед магнетиків у ґрунтах, а отже, про превалування педогенного харатру магнетизму без значущого техногенного та антропогенного впливів.

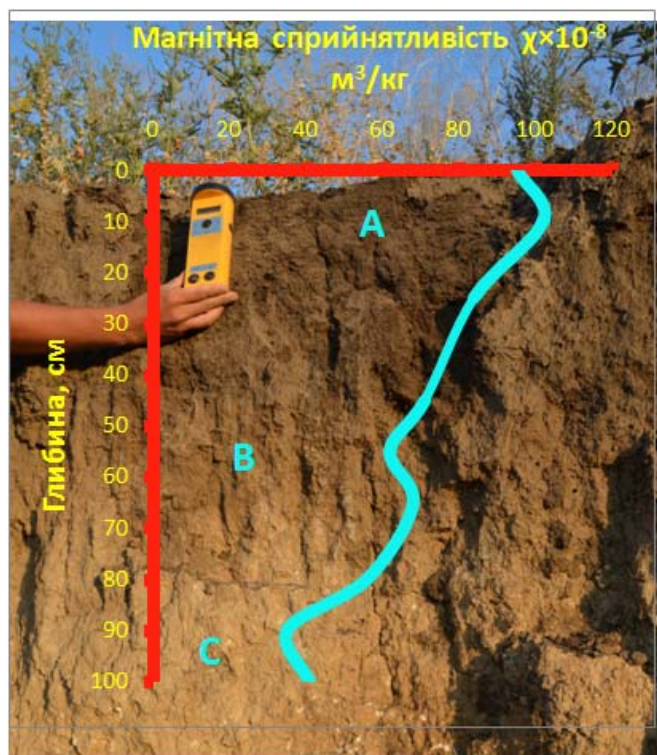


Рис. 2. Магнітна сприйнятливість чорноземів південних та підстилаючих горизонтів уздовж ґрунтового розрізу дослідної ділянки поблизу селища Санжейка, Одеська обл., Україна

Висновки. Дослідження південних незмінених чорноземів показали, що магнітна сприйнятливість верхнього гумусового горизонту А складає $80-100 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, при ущільненні структури ґрунту доріг $\chi = 130-180 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. У той же час, глинисті дороги характеризуються величинами $\chi = 50-70 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, фактично, у даних місцях на поверхню виходить перехідний горизонт В, що може свідчити про ерозійні процеси у ґрунтах. Це підтверджується й дослідженням магнітної сприйнятливості у ґрунтовому розрізі, де ідентифіковано подібний перехідний горизонт В на глибині 40-70 см з магнітною сприйнятливістю $70-80 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. На глибині більше за 80 см розташовано підстилаючий материнський горизонт С, який складається суглинистою породою, його $\chi = 30-40 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$.

Визначено, що за магнітною сприйнятливістю досліджені південні чорноземи є одними з найбільш магнітних в Україні. За отриманими раніше даними у структурі цих ґрунтів можуть міститися дрібнозернисті окислені частинки магнетиту, а також магеміт педогенного походження. Частотно залежна магнітна сприйнятливість χ_{fd} вища за 3-4%, найчастіше, близька до 10%. Це свідчить про наявність суперпарамагнітних зерен серед магнетиків у ґрунтах, а отже, про превалювання педогенного характеру магнетизму без значущого техногенного та антропогенного впливів. Південні чорноземи за рахунок високої магнітності слід детально досліджувати при проведенні магніторозвідувальних робіт та моніторингу екологічного стану довкілля.

На прикладі дослідної території визначено ерозійну ділянку, яка є магнітоконтрастним об'єктом. Для більш однозначної інтерпретації результатів магнітних досліджень з метою оцінки ерозії шару ґрунтового покриву слід залучати інформацію про тип магнітних мінералів, концентрації та розмір їх зерен, стабільність магнетиків, площадний розподіл величин магнітної сприйнятливості. Важливим є комплексування магнітних методів з агрономічною оцінкою ризиків розвитку ерозійних процесів у межах продуктивних земель.

Список використаних джерел

1. Abd-Elmabod S. K., Jordán A., Fleskens L., Van der Ploeg P., Muñoz-Rojas M., Anaya-Romero M., Van der Salm R. J., De la Rosa D., (2015). Modelling agricultural suitability along soil transects under current conditions and improved scenario of soil factors. *Geophysical Research Abstracts*, 17, EGU2015-1012-2.
2. Armstrong A., Quinton J.N., Maher B.A., (2012). Thermal enhancement of natural magnetism as a tool for tracing eroded soil. *Earth Surf. Process. Landforms*, 37, 1567-1572.
3. Bardgett R., Szukics U., Schermer M., Lavorel S., Lamarque P., Tappeiner U., Turner K., Steinbacher M., (2011). Stakeholder perceptions of grassland ecosystem services in relation to knowledge on soil fertility and biodiversity. *Reg Environ Change*, 11, 791-804.
4. Chen L. M., Zhang G. L., Rossiter D. G., Cao Z. H., (2015). Magnetic depletion and enhancement in the evolution of paddy and non-paddy soil chronosequences. *European Journal of Soil Science*, 66, 5, 886-897.
5. Evans M.E., Heller F., (2003). *Environmental magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics*. International Geophysics series, 86, Elsevier science.
6. Francis R.A., Krishnamurthy K., (2013). Human conflict and ecosystem services: finding the environmental price of warfare. *International Affairs*, 90, 853-869.
7. Furst C., Lorz C., Zirlwagen D., Makesch F., (2010). Testing the Indicative Value of Magnetic Susceptibility Measurements for Concluding on Site Potentials and Risks Provoked by Fly Ash Deposition. *Environmental Management*, 46, 894-907.
8. Gubbins D., Herreroberverra E., (2007). *Encyclopedia of Earth Sciences Series, Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*, Springer.
9. Guerra C., Pinto-Correia T., Metzger M., (2014). Mapping Soil Erosion Prevention Using an Ecosystem Service Modeling Framework for Integrated Land Management and Policy. *Ecosystems*, 17, 878-889.
10. Hendriks C., Stoorvogel J., Claessens L., (2015). Lots of legacy soil data are available, but which data do we need to collect for regional land use analysis?. *Geophysical Research Abstracts*, 17, EGU 2015-905.
11. Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kądziałko-Hofmokr M., Sukhorada A., Bondar K., (2008). Magnetic iron oxides occurring in chernozem soil from Ukraine and Poland as indicators of pedogenic processes. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 52, 255-270.
12. Jordanova D., Jordanova N., Atanasova A., Tsacheva T., Petrov P., (2011). Soil tillage erosion by using magnetism of soils – a case study from Bulgaria. *Environ. Monit. Assess*, 183, 381-394.
13. Jordanova D., Jordanova N., Werban U., (2013). Environmental significance of magnetic properties of Gley soils near Rosslau (Germany). *Environ Earth Sci.*, 69, 1719-1732.
14. Kapička A., Dlouha S., Grison H., Jaksik O., Petrovsky E., Kodesova R., (2013). Magnetic properties of soils - A basis for erosion study at agricultural land in Southern Moravia. 13th International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, 577-584.

15. Lourenço A., Esteves I., Rocha A., Abrantes I., Gomes C., (2015). Relation between magnetic parameters and nematode abundance in agricultural soils of Portugal—a multidisciplinary study in the scope of environmental magnetism. *Environ. Monit. Assess.*, 187:162, DOI 10.1007/s10661-015-4373-1
16. Menshov O., Kuderavets R., Vyzhva S., Chobotok I., Pastushenko T., (2015). Magnetic mapping and soil magnetometry of hydrocarbon prospective areas in western Ukraine. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 59, 1-14.
17. Menshov O., Pereira P., Kruglov O., (2015). Spatial variability of soil magnetic susceptibility in an agricultural field located in Eastern Ukraine. *Geophysical Research Abstracts*, 17, EGU2015-578-2.
18. Menshov O., Sukhorada A., (2010). Magnetic Properties of Ukraine Soils and Their Informational Content. 72th EAGE Conference & Exhibition – Barcelona, Spain, 14-17 June 2010, <http://www.earthdoc.org/detail.php?pubid=39881>.
19. Perez I., Martin F., Zamora R.O., Gutierrez-Ruiz M.E., (2014). Magnetic susceptibility and electrical conductivity as a proxy for evaluating soil contaminated with arsenic, cadmium and lead in a metallurgical area in the San Luis Potosi State, Mexico. *Environ Earth Sci.*, 72, 1521–1531.

20. Yang H., Xiong H., Chen X., Wang Y., Zhang F., (2015). Identifying the influence of urbanization on soil organic matter content and pH from soil magnetic characteristics. *Journal Arid Land*, 7(6), 820-830.
21. Yang P. G., Yang M., Mao R. Z., Byrne J. M., (2015). Impact of Long-Term Irrigation with Treated Sewage on Soil Magnetic Susceptibility and Organic Matter Content in North China. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, 95, 1, 102-107.
22. Вернандер Н.Б., Годлин М.М., Самбур Г.Н., Скорина С.А., (1951). Почвы УССР. К.: Государственное изд-во сельскохозяйственной литературы УССР, 326 с.
23. Vernander N.B., Godlin M.M., Sambur G.N., Skorina S.A., (1951). *Pochvy UkrSSR*. Kiev, p. 326. (In Russian).
23. Шкварук Н.М., Делемчук Н.И., (1976). Почвоведение. К.: Вища школа, 320 с.
- Shkvaruk N.M., Delemchuk N.I., (1976). *Pochvovedenie*. Kiev, *Vyscha shkola*, p. 320. (In Russian).

Надійшла до редколегії 15.05.15

O. Menshov, PhD (in Geology), Postdoctoral Student
Department of Geophysics, Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: menshov.o@ukr.net

MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF THE SOUTHERN CHERNOZEMS OF UKRAINE, CASE STUDY FROM ODESSA REGION

Soil studies are an important component of the present geological and geophysical studies to solve fundamental and applied problems. According to the new Law on Higher Education different fields of research were combined into the Earth Sciences in conformity with the international classification. The integrated approach for investigations in geology, geography, soil science, geophysics is an extremely urgent task now. We studied an area on the Black Sea coast, in the coastal part of the Odessa region, near the Sanzheyka steppe area, which was not subjected to agricultural processing. Landscape conditions are the flat part with the high precipice near the seashore. The soils of this area are classified as southern chernozems (Haplic Chernozems in WRB classification). The methods used include reconnaissance soil science research, bulk magnetic susceptibility measurements in the field, soil sampling for the laboratory analysis. In the magnetometric laboratory we measured mass specific magnetic susceptibility χ , the frequency dependence of the magnetic susceptibility χ_{fd} . The results showed that the magnetic susceptibility of the upper humus horizon A is $80\text{--}100 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. The compacted soil of the field roads presented $\chi = 130\text{--}180 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. At the same time the clay roads with eroded soil are characterized by the values of $\chi = 50\text{--}70 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. This indicates the replacement of the upper humus horizon by transitional horizon B. This confirms the soil erosion processes, which in turn is proved by the magnetic susceptibility study of soil horizons within the soil profile. The transitional horizon B was identified at a depth of 40–70 cm with magnetic susceptibility $70\text{--}80 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. The underlying bedrocks C started from the 80 cm with $\chi = 30\text{--}40 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. The southern chernozems are one of the most magnetic soils in Ukraine. The topsoil of the Ukraine chernozem contains fine-grained oxidized magnetite and maghemite of pedogenic origin. The frequency dependence of the magnetic susceptibility χ_{fd} is 4–10%. This indicates the presence of superparamagnetic grains among the magnetic materials in the soils. Pedogenesis predominates in the studied soils. Soil pollution wasn't identified. Southern chernozems are extremely magnetic and should be investigated during magnetic surveys and environmental monitoring to develop an optimal cost-based methodology and enhance the uniqueness of the interpretation of the results. For example, we identified the area with high erosion risks. This clay road is allocated by the contrast magnetic signal. The detailed information on magnetic minerals, grain size and stability, areal distribution of the magnetic susceptibility should be involved for a more accurate interpretation of the obtained soil magnetic parameters data to assess soil erosion. We need to combine the magnetic methods with agronomic risk assessment of erosion processes within the productive lands.

Key words: magnetic susceptibility, soil magnetism, soil erosion, southern chernozems, Haplic Chernozems.

A. Меньшов, канд. геол. наук, докторант,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Інститут Геології, ул. Васильківська, 90, Київ, Україна, 03022
E-mail: menshov.o@ukr.net

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ЮЖНЫХ ЧЕРНОЗЕМОВ УКРАИНЫ НА ПРИМЕРЕ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

Важной составляющей современных геолого-геофизических исследований с целью решения фундаментальных и прикладных задач является изучение почвенного покрова. Принимая во внимание внедрение нового Закона Украины о высшем образовании, нормы которого регламентируют объединение ряда направлений в единые науки о Земле, комплексный подход к изысканиям в геологии, географии, почвоведении, геофизике является чрезвычайно актуальной задачей. Исследования проводились на побережье Черного моря, вблизи поселка Санжейка Одесской области, на территории, представленной степным участком без аграрной обработки. Ландшафт равнинный, с высоким обрывом в направлении моря. Наиболее типичными почвами территории являются черноземы южные (Haplic Chernozems по международной классификации WRB). Методика работ включала рекогносцировочные почвоведческие исследования, определение объемной магнитной восприимчивости в полевых условиях, отбор коллекции образцов для дальнейших лабораторных исследований. В Магнитометрической лаборатории была измерена удельная магнитная восприимчивость χ , частотно-зависимая магнитная восприимчивость χ_{fd} . Результаты показали, что магнитная восприимчивость верхнего гумусового горизонта A составляет $80\text{--}100 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, при уплотнении структуры почвы грунтовых дорог $\chi = 130\text{--}180 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. В то же время, глинистые смытые дороги характеризуются величинами $\chi = 50\text{--}70 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, что свидетельствует о замене верхнего гумусового горизонта переходным горизонтом B. Это является признаком эрозионных процессов в почвах, что в свою очередь подтверждается изучением магнитной восприимчивости в почвенном разрезе. В его структуре идентифицировано подобный переходный горизонт B на глубине 40–70 см с магнитной восприимчивостью $70\text{--}80 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. На глубине более 80 см залегает подстилающий материнский горизонт C, состоящий из суглинистой породы, его $\chi = 30\text{--}40 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Определено, что по магнитной восприимчивости исследованные южные черноземные почвы являются одними из наиболее магнитных в Украине. В структуре этих почв могут содержаться мелкозернистые окисленные частицы магнетита, а также маггемит педогенного происхождения. Частотно-зависимая магнитная восприимчивость χ_{fd} составляет 4–10%. Это свидетельствует о наличии суперпарамагнитных зерен среди магнетиков в почвах и преобладание педогенного характера магнетизма, при этом загрязнение отсутствует. Южные черноземы за счет высокой степени магнетизма следует исследовать при проведении магниторазведочных работ и мониторинга экологического состояния окружающей среды с целью разработки оптимальной экономической обоснованной методики и повышения однозначности интерпретации результатов. На примере исследованной территории определен эрозионный участок, являющийся магнитокоонтрастным объектом. Для более точной интерпретации полученной информации о магнитных параметрах почв для оценки эрозии почвенного покрова следует привлекать подробные данные о типе магнитных минералов, концентрации и размере их зерен, стабильности магнетиков, площадного распределения величин магнитной восприимчивости. Важным является комплексирование магнитных методов с агрономической оценкой рисков развития эрозионных процессов в пределах продуктивных земель.

Ключевые слова: магнитная восприимчивость, магнетизм почв, эрозия почв, черноземы южные, Haplic Chernozems.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 504 : 556.32 (477.81)

А. Бровко, асп.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська 90, м. Київ, 03022 Україна,
E-mail: nastia.brovko@gmail.com;

Г. Бровко, ст. викладач
ННІ водного господарства та природооблаштування,
Національний університет водного господарства та природокористування,
вул. Приходька, 79, м. Рівне, 33002, Україна,
E-mail: brovko_egr@mail.ru;

О. Кошляков, зав. каф., д-р геол. наук
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська 90, м. Київ, 03022 Україна
E-mail: kosh@univ.kiev.ua

**ОЦІНКА СТІЙКОСТІ СТАНУ ҐРУНТОВИХ ВОД ЯК МЕТОДОЛОГІЧНИЙ ПІДХІД
ПРИ ВИВЧЕННІ ТЕХНОГЕННОГО ВПЛИВУ НА ПІДЗЕМНІ ВОДИ
(НА ПРИКЛАДІ ҐРУНТОВИХ ВОД НА ТЕРИТОРІЇ РІВНЕНСЬКОЇ АЕС)**

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

Мета – оцінити стійкість системи ґрунтових вод на території впливу Рівненської АЕС (РАЕС) до дії техногенного навантаження. При оцінці стійкості системи ґрунтових вод застосовано статистичні методи та методи математико-картографічного моделювання. Охарактеризовано гідродинамічну, гідрогеохімічну та гідрогеотермічну складові системи ґрунтових вод у часі. Оцінено ступінь стійкості ґрунтових вод до техногенного навантаження на території промислових РАЕС. Встановлено, що цей вплив проявляється у вигляді хімічних та температурних змін. Спостерігається підвищення мінералізації ґрунтових вод та їх температури. Наразі, цей вплив носить локальний характер з тенденцією до захоплення все більшої території в часі. Надійність результатів дослідження підтверджено за допомогою двох методологічних підходів – статистичного та математико-картографічного. Стан ґрунтових вод, відповідно до загального екологічного стану, визначено як слабо порушений, а зону екологічного стану – як ризик.

Ключові слова: система ґрунтових вод, стійкість системи, техногенне навантаження, ГПС.

Актуальність дослідження. В умовах техногенного навантаження на навколишнє природне середовище постійно справляється негативний вплив, який спричинює розвиток деградаційних процесів як у природі в цілому, так і в окремих її складових. Наслідком цього є втрата природними системами стійкості та здатності до відновлення. Особливо небезпечним та інтенсивним розвиток цих процесів є на територіях з розвинутою інфраструктурою та промисловістю. Територія дослідження знаходиться в районі впливу Рівненської АЕС (РАЕС), тому тут особливо гостро постає питання оцінки та забезпечення стійкості природних систем.

Оцінка ступеня техногенного впливу на систему ґрунтових вод є визначальною в цьому питанні, адже саме ґрунтові води можна виділити як найбільш чутливу до змін буферну зону. Вона найшвидше реагує на будь-які зміни, спричинені техногенним впливом, і виступає у ролі маркуючого горизонту стосовно напрямку процесів, які відбуваються у підземній гідросфері. Тому далі розглядається суто техногенний вплив на ґрунтові води як систему.

Аналіз останніх досліджень. В умовах постійного нарощування техногенного впливу на довкілля та збільшення площ змінених (техногенних) територій, еколого-геологічні дослідження набувають прикладного спрямування й покликані кількісно оцінити цей вплив на навколишнє середовище в цілому чи на окремі його системи.

Питання оцінки стійкості природних систем до антропогенних та техногенних навантажень у своїх працях порушують П.Г. Шищенко, М.Д. Гродзинський, А.М. Трофімов, А.Л. Рагозін, О.М. Адаменко, О.Є. Кошляков, М.Н. Жуков та ін.

У низці своїх робіт П.Г. Шищенко та М.Д. Гродзинський пропонують визначати величину природних та антропогенних навантажень із застосуванням підходу, розробленого ними на основі теорії надійності, де стійкість системи розглядається з позиції складової надійності [1].

У своїй роботі О.Є. Кошляков одним із підходів до оцінки стійкості природних систем пропонує математико-статистичний, такий, що ґрунтується на порівнянні гістограм розподілу відносних частот показника на різні періоди часу [2].

В.Т. Трофімов та Д.Г. Зилінг [3] ранжують екологічні стани систем порушень з виділенням таких зон екологічного стану системи, як норма, ризик, криза та лихо. Таким чином можна отримати шкалу відповідності окремої природної системи екологічному стану території.

Метою дослідження є оцінка стійкості ґрунтових вод на території РАЕС до техногенного навантаження.

Методика. У широкому розумінні природна система – це клас полігеокомпонентних систем, які виділяються з реального тривимірного фізичного простору як його певний об'єм, у межах якого протягом деякого інтервалу часу природні елементи та процеси, завдяки існуючим між ними та із зовнішнім середовищем відношенням певного типу (генетико-еволюційним, позиційним, речовинно-потоким тощо), упорядковуються у відповідні цим відношенням структури з характерними інваріантами та динамічними змінами [1]. Інваріантність при цьому розглядається як фундаментальна властивість геосистеми. У точних науках інваріант задається як число, але для природних систем доцільніше оцінювати його як інтервальний параметр (діапазон значень), вихід за межі якого свідчить про трансформацію геосистеми у інший тип.

Головною характеристикою стійкої природної системи є її структура. У межах однієї й тієї самої природної системи можна виділити декілька структур. Оскільки не існує загальноприйнятих правил для їх виділення, то в кожному окремому випадку слід орієнтуватись на цілі дослідження. Тому, в нашому випадку, надалі мова буде вестись суто про техногенний вплив на ґрунтові води як природну систему. При підході до виділення структури системи ґрунтових вод з точки зору гідрогеології, у загальному вигляді її можна представити у вигляді схеми (рис. 1):

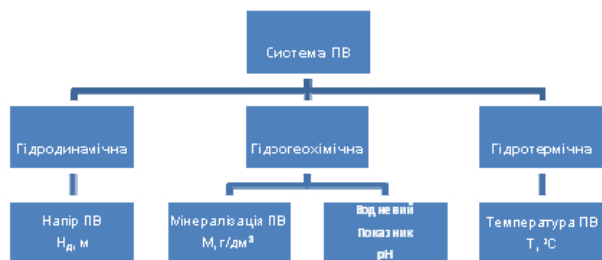


Рис. 1. Структура природної системи ґрунтових вод

При цьому структурні елементи, визначені для кожного структурного компоненту, є одночасно й інваріантами цієї системи.

Для оцінювання стійкості геосистем розроблено багато методів, зокрема, статистичні, графічні, аналітичні. В ході цього дослідження застосовуються статистичний та геоінформаційний підходи.

Статистичний підхід при оцінці ступеня техногенного впливу на ґрунтові води реалізовується на основі методики Шищенко-Гродзинського із застосуванням методу оцінювання показників за частотою подій (відмов, відновлень), основою для якої зазвичай стають результати багаторічних моніторингових досліджень. За умови достатньої репрезентативності вибірки (числа обстежених виділів геосистем), ймовірність інертності геосисте-

ми $p_i(\Delta t)$ та ймовірність виникнення відмови $q_i(\Delta t)$ визначають за співвідношеннями [1]:

$$p_i(\Delta t) = [N - n_i(\Delta t)] / N, \quad (1)$$

$$q_i(\Delta t) = n_i(\Delta t) / n, \quad (2)$$

$$p_i(\Delta t) = 1 - q_i(\Delta t), \quad (3)$$

де $n_i(\Delta t)$ – число геосистем, які протягом часу (Δt) знаходились у стані відмови i -го виду.

Показники інтенсивності відмов і відновлення на момент часу t_i розраховуються за формулами:

$$\lambda(t_i) = \frac{N(t_i) - N(t_{i+1})}{N(t_i) \cdot (t_{i+1} - t_i)}; \quad \mu(t_i) = \frac{n_b(t_{i+1}) - n_b(t_i)}{n(t_i) \cdot (t_{i+1} - t_i)}. \quad (4)$$

Показники щільності відмов і відновлення на момент часу t_i розраховуються, відповідно, за формулами:

$$f(t_i) = \frac{N(t_i) - N(t_{i+1})}{N(t_i) \cdot (t_{i+1} - t_i)}; \quad g(t_i) = \frac{n_b(t_{i+1}) - n_b(t_i)}{n(t_i) \cdot (t_{i+1} - t_i)}. \quad (5)$$

Наведені вище формули доцільно застосовувати за умови великих вибірок. Якщо вибірка невелика, отримані за цими формулами оцінки стану геосистем можуть бути зміщеними від справжніх значень. Тому розрахунки для даних періодичного обстеження геосистеми в такому випадку доцільно проводити за такими формулами:

$$q(t_i) = \frac{\sum_{i=1}^n n(\Delta_i - 0,3)}{[N(t_i) + 0,4]}; \quad (6)$$

$$\lambda(t_i) = \frac{n(\Delta_i)}{(N(t_i) - \sum_{i=1}^i n(\Delta_i) + 0,7) \cdot \left[\left(t_{i+1} + \frac{\Delta_{i+1} \cdot n(\Delta_{i+1})}{n(\Delta_{i+1}) + 1} \right) - \left(t_i + \frac{\Delta_i \cdot n(\Delta_i)}{n(\Delta_i) + 1} \right) \right]}; \quad (7)$$

$$f(t_i) = \frac{[n(\Delta_i)]}{\left\{ (N(t_i) + 0,4) \cdot \left[\left(t_{i+1} + \frac{\Delta_{i+1} \cdot n(\Delta_{i+1})}{n(\Delta_{i+1}) + 1} \right) - \left(t_i + \frac{\Delta_i \cdot n(\Delta_i)}{n(\Delta_i) + 1} \right) \right] \right\}}. \quad (8)$$

Геоінформаційний підхід ґрунтується на математико-картографічному моделюванні розподілу по площі гідродинамічної (H_d), гідрогеохімічної (M , pH) та гідротермічної (T) складових системи підземних вод на різні періоди часу [2].

Враховуючи нерегулярність розподілу по площі точок спостережень, на базі програмного продукту ArcView GIS 3.2a генеруються представницькі вибірки зі значеннями рівня ґрунтових вод (РГВ), їх мінералізації та температури на різні періоди часу. Ця процедура може бути виконана в такій послідовності (рис. 2):



Рис. 2. Схема підготовки даних для застосування програмного продукту ArcView GIS 3.2a

На основі растрових поверхонь можливим є застосування оверлейного аналізу, тобто картографічного накладання, результатом якого є нова растрова поверхня, яка відображає зміни, що відбулись з показником протягом визначеного періоду часу.

Встановлення змін у системі ґрунтових вод та їх величини відбувається шляхом порівняння гістограм розподілу показника для різних періодів часу (з використанням відносних частот). За умови відсутності змін показника протягом різних періодів часу, суми відносних частот гістограм мають бути рівними 1 [2].

Виклад основного матеріалу. Оцінка ступеня техногенного впливу на ґрунтові води від роботи ПАЕС проводилась на основі моніторингових даних із 26 свердловин, розташованих на території проммайданчика. Для аналізу обрано 3 періоди часу:

- 1986 р – початок роботи ПАЕС;
- 1997 р – проміжний період,
- 2014 р – сучасний етап роботи ПАЕС.

Для реалізації статистичного підходу обрано чотири види відмов – мінералізація, pH , температура та РГВ. За нормальних умов функціонування системи її інваріанти знаходяться в межах визначених діапазонів значень. Визначення інваріантних значень відбувалось на основі аналізу фонових значень цих показників на території досліджень. Необхідно звернути увагу на те, що встановлення інваріантів та їхніх діапазонів має суб'єктивний характер і залежить від мети дослідження. При вивченні стійкості ґрунтових вод на території дослідження до виділення інваріантів і встановлення їхніх меж автори теж підійшли суб'єктивно.

Води водоносного комплексу в четвертинних відкладах на території впливу РАЕС ультрапрісні-прісні, що є характерним для ґрунтових вод північної частини Волино-Подільського артезіанського басейну (ВПАБ). Величини їхньої мінералізації коливаються від 0,02 до 0,50 г/дм³. Зважаючи на це, область інваріантних значень для хімічної відмови підземних вод було обмежено діапазоном значень 0,01-0,60 г/дм³.

Щодо кислотності середовища, то на території впливу РАЕС воно визначається як слаболужне з показником рН у окремих свердловинах 10-11. Про вплив кількості атмосферних опадів на кислотність підземних вод як головний фактор у цьому випадку стверджувати недоцільно, оскільки збільшення рН відбувається не на всій площі дослідження, а локально. До того ж, причиною цього також може бути потрапляння до підземних вод хімічних сполук з ґрунту. Тому діапазон інваріантних значень для рН-зміни прийнято в межах 6,0-9,5.

Температура ґрунтових вод тут коливається в межах 9-12°C, а РГВ знаходиться не вище 5 м від земної поверхні. Величини залягання РГВ на території дослідження знаходяться в межах, дозволених будівельними нормами, що виключає можливість їхнього виходу за межі інваріантних значень. Тому статистична оцінка цього показника в подальшому не виконувалась.

Показники стійкості геосистеми розраховувались для трьох періодів часу й відображають величину тех-

ногенного впливу протягом досліджуваного часу та на окремі періоди. В межах дослідження стійкість системи ґрунтових вод оцінювалась на основі показників імовірності виникнення відмови i -го $q(\Delta t)$, інтенсивності відмови i -го виду $\lambda(\Delta t)$ та щільності відмов i -го виду $f(\Delta t)$.

Математико-картографічне моделювання проводилось для тих самих показників і на ті самі періоди часу. За умови знаходження величин РГВ у межах інваріантних значень, проведено математико-картографічне моделювання з метою виявити напрямки їхніх змін. Оцінка коливання РГВ дозволила встановити, що РГВ не піднімається вище, ніж на 5 м до денної поверхні, а на периферії проммайданчика він встановлюється на глибинах 15-25 м. Станом на 2014 р, у північно-західній частині проммайданчика РГВ зник купол ґрунтових вод, який утворився там одразу після запуску електростанції. Паралельно із тим, формування й ріст у часі такого купола спостерігається у центральній і східній його частинах з початком будівництва та запуску 4-го реактора (рис. 3).

У результаті виконаних розрахунків встановлено, що протягом тривалого періоду експлуатації РАЕС (28 років) стан ґрунтових вод у межах проммайданчика зазнав значних змін, що підтверджено дослідженнями із застосуванням різних методологічних підходів. При цьому, різниця в результатах оцінки змін стану при застосуванні статистичного та геоінформаційного підходів не перевищує 17% (табл. 1).

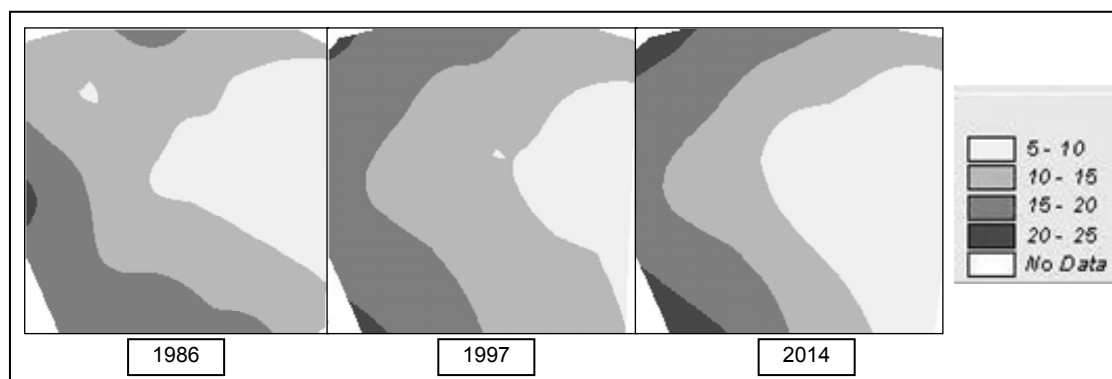


Рис. 3. Картограма глибини залягання ґрунтових вод на території проммайданчика РАЕС

Таблиця 1

Зміни гідрогеологічних показників ґрунтових вод на території проммайданчика РАЕС
внаслідок дії техногенного навантаження

Показник	Методологічний підхід	Зміни показника, %		
		Рік		
		1986	1997	2104
Мінералізація	статистичний	86	75	48
	геоінформаційний	-	95	85
Температура	статистичний	90	84	76
	геоінформаційний	-	94	88
рН	статистичний	97	90	59
	геоінформаційний	-	75	91

В обох випадках за шкалою відповідності ґрунтових вод екологічному стану території (згідно з В.Т. Трофімовим та Д.Г. Зилінгом [3]) він визначається як слабо-порушений, а зона екологічного стану – як ризик.

Висновки. За період з 1986 р по 2014 р відбулось погіршення стану ґрунтових вод, а отже, й екологічного стану геологічного середовища в цілому.

Техногенний вплив на ґрунтові води відбувається у вигляді хімічних та температурних змін. Наразі, такий вплив носить локальний характер з тенденцією до захоплення більшої частини території в часі, що підтверджено розрахунками на різні періоди.

За даними моніторингових досліджень встановлено, що найбільше хімічне та теплове забруднення ґрунтових вод відбувається в районі градієнтів електростанції. Тут, у окремих свердловинах, величина мінералізації станом на 2014 р сягає 4,0 г/дм³, а вміст сульфатів – 2,0 г/дм³. Кислотність водного середовища має мінливий характер зі зміною показника рН від 4 до 11,5. Гідротермальний стан також неоднаковий і, при фонових значеннях температури води від 10,5 до 12,0°C, у окремих свердловинах вона підвищується до 22,5-24,0°C.

Що стосується гідродинамічного стану ґрунтових вод, то його можна назвати відносно стабільним. Коливання РГВ тут відбувається в межах, дозволених будів-

вельними нормами. Після запуску РАЕС, у північно-західній частині проммайданчика внаслідок значних водних втрат із гідротехнічних споруд утворився купол ґрунтових вод, який з роками зменшувався у розмірі й у 2014 р практично зник. Паралельно із тим, утворення такого купола розпочалось у центральній та північно-східній частині проммайданчика в процесі будівництва й подальшої експлуатації 4-го реактора. Тут спостерігається розростання купола, площа поширення якого у 2014 р становить вже близько 0,5 км².

На решті території сезонні та багаторічні коливання РГВ залежать від кількості атмосферних опадів. Після екранування днищ та бокових стінок гідротехнічних споруд, втрати із них якщо й є, то вони не значні. Їхній вплив, швидше, виявляється у хімізмі ґрунтових вод.

Список використаних джерел

1. Гродзинський М.Д., (1995). Стійкість геосистем до антропогенних навантажень. К.: Лікей, 233 с.
- Grodzynskij M.D., (1995). Geosystem's resistance to anthropogenic loads [Stijikist geosystem do antropogennyh navantazhen]. Kyiv, Likej, 233 p. (In Ukrainian).

A. Brovko, Postgraduate Student
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: nastia.brovko@gmail.com;
G. Brovko, Senior Lecturer
Institute of Water Management and Nature Resources Use
National University of Water management and Nature Resources Use
79 Prykhodka Str., Rivne, 33002 Ukraine
E-mail: brovko_egr@mail.ru;
O. Koshlyakov, Head of Department, Dr. Sci. (Geol.)
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: kosh@univ.kiev.ua

ESTIMATION OF GEOSYSTEM STABILITY AS A METHODOLOGICAL APPROACH FOR DETERMINATION OF THE TECHNOGENIC IMPACT ON GROUNDWATER (CASE STUDY OF QUATERNARY AQUIFER ON THE TERRITORY OF RIVNE NPP)

The goal of the research is to determine the degree of stability for the Quaternary aquifer against technogenic impacts on the territory of Rivne NPP (Rivne nuclear power plant). When estimating groundwater stability the statistical methods and methods of mathematical and cartographic modeling were applied.

Hydrodynamic, hydrogeochemical and hydrogeothermal components of groundwater system in time were characterized. The degree of groundwater stability to anthropogenic impact was estimated on the Rivne NPP industrial site. It was established that this impact revealed itself in chemical and hydrothermal changes. We observed increase in mineralization and temperature of groundwater. For today this effect is of local character with a tendency to capture more and more territory in the course of time.

Reliability of the results of this research is confirmed by using two methodological approaches, namely, statistical and mathematical cartography. The groundwater condition is defined to be weakly broken in accordance with the general environmental state, and the ecological status of the zone is determined as a risk zone.

Keywords: groundwater system, system's stability, technogenic impact, GIS.

A. Бровко, асп.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна,
E-mail: nastia.brovko@gmail.com;
Г. Бровко, ст. преподаватель
Институт водного хозяйства и природопользования,
Национальный университет водного хозяйства и природопользования,
ул. Приходько, 79, г. Ровно, 33002, Украина,
E-mail: brovko_egr@mail.ru;
А. Кошляков, зав. каф., д-р геол. наук, проф.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна,
E-mail: kosh@univ.kiev.ua

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД КАК МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ (НА ПРИМЕРЕ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ РИВНЕНСКОЙ АЭС)

Цель – оценить степень устойчивости грунтовых вод на территории влияния Ривненской АЭС (РАЭС) к воздействию техногенной нагрузки. При оценке устойчивости грунтовых вод применены статистические методы, а также методы математико-картографического моделирования. Охарактеризованы гидродинамическая, гидрогеохимическая и гидрогеотермическая составляющие системы грунтовых вод во времени. Оценена степень устойчивости грунтовых вод к техногенной нагрузке на территории промплощадки РАЭС. Установлено, что это влияние проявляется в виде химических и температурных изменений. Наблюдается повышение минерализации грунтовых вод и их температуры. На данный момент, это влияние носит локальный характер с тенденцией к захвату все большей территории во времени. Надежность результатов исследования подтверждена с помощью двух методологических подходов – статистического и математико-картографического. Состояние грунтовых вод в соответствии с общим экологическим состоянием определено как слабо нарушенное, а зона экологического состояния – как риск.

Ключевые слова: система грунтовых вод, устойчивость системы, техногенная нагрузка, ГИС.

2. Кошляков О.С., (2011). Моніторинг гідрогеодинамічної складової геологічного середовища урбанізованих територій (на основі ГІС): дисертація на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук : 04.00.05 "Геологічна інформатика". Київ.

Koshlyakov O.E., (2011). Geological environment hydrogeodynamic component monitoring for urban territories (on a GIS basis) [Monitoryng gidrogeodynamichnoyi skladovoyi geologichnogo seredovyssha urbanizovanyh terytorij (na osnovi GIS)]: thesis for the Dr. Sci. degree: 04.00.05 "Geoinformatics" [dysertacija na zdobuttia nauk. stupeniu d-ra geol. nauk : 04.00.05 "Geologichna informatyka"]. Kyiv. (In Ukrainian).

3. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., (2002). Экологическая геология: учебник. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 415 с.

Trofimov V.T., Ziling D.G., (2002). Ecological geology. Moscow, Geoinformmark, 415 p. (In Russian).

4. Шалімов М.О., (2006). Ландшафтна екологія. Конспект лекцій для студентів спеціальності 7.07080 – екологія і охорона навколишнього середовища. Одеса: Наука і техніка, 152 с.

Shalimov M.O., (2006). Landscape Ecology. Conspectus for students of 7.07080 - Ecology and Environment Protection [Landschaftna ekologiya. Konspekt lekcij dlya studentiv specialnosti 7.07080 – ekologiya i okhrona navkolyshnogo seredovyssha]. Odesa: Science and technique - Nauka i tehnika, 152 p. (In Ukrainian).

5. Sanz D., Kastano S., Gomez-Alday J.J., (2012). GIS applied to the Hydrogeologic Characterization – Examples to Mancha Oriental Aquifer (SE Spain). Application of Geographic Information Systems, 197-218.

Надійшла до редколегії 21.04.15

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.3 (519.21)

Z. Vyzhva, Prof.

E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net;

K. Fedorenko, Postgraduate Student

E-mail: slims_mentol@mail.ru;

A. Vyzhva, Postgraduate Student

E-mail: motomustanger@ukr.net

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

THE ADVANCED ALGORITHM OF STATISTICAL SIMULATION OF SEISMIC NOISE IN THE MULTIDIMENSIONAL AREA FOR DETERMINATION THE FREQUENCY CHARACTERISTICS OF GEOLOGICAL ENVIRONMENT

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Б.П. Масловим)

The article is devoted to the theory and methods of random process and field statistical simulation on the basis of their spectral decomposition and modified Kotelnikov-Shannon interpolation sums, as well as using these methods in environmental geophysical monitoring. The problem of statistical simulation of the multivariate random fields (homogeneous in time and homogeneous isotropic with respect to the n other variables) is considered for introducing into seismological researches for determination the frequency characteristics of geological environment. Statistical model and advanced numerical algorithm of simulation realizations of such random fields are built on the basis of modified interpolation Kotelnikov-Shannon decompositions for generating the adequate realizations of seismic noise. Real-valued random fields $\xi(t, x)$, $t \in R$, $x \in R^n$, that are homogeneous with respect to time and homogeneous isotropic with respect to spatial variables in the multidimensional space are studied. The problem of approximation of such random fields by random fields with a bounded spectrum is considered. An analogue of the Kotelnikov-Shannon theorem for random fields with a bounded spectrum is presented. Improved estimates of the mean-square approximation of random fields in the space $R \times R^n$ by a model constructed with the help of the spectral decomposition and interpolation Kotelnikov-Shannon formula are obtained. Some procedures for the statistical simulation of realizations of Gaussian random fields with a bounded spectrum that are homogeneous with respect to time and homogeneous isotropic with respect to spatial variables in the multidimensional space are developed. There has been proved theorems on the mean-square approximation of homogeneous in time and homogeneous isotropic with respect to the n other variables random fields by special partial sums. A simulation method was used to formulate an advanced algorithm of numerical simulation by means of this theorems. The spectral analysis methods of generated seismic noise realizations are considered. There have been developed universal methods of statistical simulation (Monte Carlo methods) of multi parameters seismology data for generating of seismic noise on 2D and 3D grids of required detail and regularity.

Keywords: statistical simulation, spectral analyzes, seismic noise.

Introduction. This article describes the problem of improved statistical simulation algorithm for random field realizations with a limited spectrum which depends on time and was set in the multidimensional variables area for implementation into seismological research to determine the frequency characteristics of geological environment under the building sites. The model was built and based on improved estimates of random field mean approximation errors the improved algorithm was formulated by this model for numerical simulation of field realizations that are adequate to realizations of seismogram's noises.

It is a further theoretical generalization solved in papers [5-11] for problems concerning the increase of variables space dimensionality, where random field domain with the limited spectrum is focused. This generalization direction development is important because of necessarily to use the proposed method for statistical modeling of random fields with a limited spectrum that depend on the time and are set in the multidimensional variables area, where was added dimensionality value of one or more influential parameters additionally to the spatial coordinates.

Practically it is important to use the statistical simulation realizations of such random fields for the release of seismic noise dependent on one or more significant parameters and external influence, and to obtain appropriate estimations for the frequency characteristics of three-dimensional geological environment observation area. These estimations should be considered in the construction of different objects to ensure the building's solidity.

As can be seen from the articles ([14, 16-18, 20] and others), models and algorithms for numerical simulation of random processes and fields based on Fourier transform, Fourier-Bessel and series of sinc function (interpolation Kotelnikov-Shannon formula) are relatively recently applying in geological sciences.

The article describes the application prospects of constructed models and algorithms for statistical modeling of random fields based on a decomposition into modified Kotelnikov-Shannon interpolation series for seismic noise research problem, which depend on one or more critical parameters for the purpose of determining the frequency characteristics of the geological environment under the building sites in a single, two- or three-dimensional observation area.

1. The spectral decompositions and modified interpolation Kotelnikov-Shannon series

It is recommended to use the approach is developed on the basis of spectral decomposition of random fields, see [15], and modified Kotelnikov-Shannon theorem for random fields with a bounded spectrum which are homogeneous in time and homogeneous isotropic with respect to the other coordinates for the statistical simulation of observed seismogram's noises which depend on one or several important parameters.

Consider the following results that are proved on the basis of mentioned theory.

1.1 Time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the spatial variables random fields

Consider a real valued mean square continuous random field $\xi(t, x)$, $t \in R$, $x \in R^n$, in $R \times R^n$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the other variables. This means that

1) $E\xi(t, x) = \text{const}$ for all $t \in R$ and $x \in R^n$ (we assume that $E\xi(t, x) = 0$),

2) $E\xi(t, x)\xi(s, y) = B(t-s, p)$ for all $t, s \in R$ and for all $x, y \in R^n$, where $B(\tau, \rho)$ is a correlation function that

depends on the shift of the time $\tau = t - s$ and distance between the vectors and, that is on ρ .

The correlation function of a real valued random field $\xi(t, x)$ in $R \times R^n$ which is homogeneous with respect to time t and homogeneous isotropic with respect to the spatial variables admits the following integral representation, see [15, p. 11], as

$$B(t-s, \rho) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{i(t-s)u} Y_n(\lambda \rho) \Phi(du, d\lambda), \quad (1)$$

where $Y_n(z) = 2^{\frac{n-2}{2}} \Gamma\left(\frac{n}{2}\right) J_{\frac{n-2}{2}}(z) z^{-\frac{n-2}{2}}$ and $\Phi(du, d\lambda)$

is a spatial-temporal spectral measure on Borel sets

$$\xi(t, \rho, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = c_n \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m,n)} S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \int_{-\infty}^{+\infty} e^{iut} \int_0^{+\infty} \frac{J_{\frac{n-2}{2}+m}(\lambda \rho)}{(\lambda \rho)^{\frac{n-2}{2}}} Z_m^l(du, d\lambda), \quad (2)$$

where $(\rho, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ are spherical coordinates of point x , $S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ are orthonormal spherical harmonics of order m , number $h(m, n) = \frac{(2m+n-2)(m+n-3)!}{(n-2)!m!}$ is the number of linearly independent spherical harmonics of order n , $c_n^2 = 2^{n-1} \Gamma\left(\frac{n}{2}\right) \pi^{\frac{n}{2}}$ is a constant and $\{Z_m^l(\cdot)\}$ are sequences of real valued orthogonal random measures on Borel subsets of the set $(-\infty, +\infty) \times [0, +\infty)$ such that

$EZ_m^l(B_1) = 0, EZ_m^l(B_1) Z_p^q(B_2) = \delta_m^p \delta_l^q \Phi(B_1 \cap B_2)$ (3) for all Borel subsets B_1 and B_2 of $R \times R_+$, $m, p = 0, 1, \dots$ and $l, q = 1, 2, \dots, h(m, n)$; here $\Phi(u, \lambda)$ is the spectral function of the random field.

$$\varphi_{m,\gamma}(\rho) = \frac{1}{c_n \rho} \left[(m+n-2) \rho \gamma J_{\frac{m+n-2}{2}}(\gamma \rho) + S_{\frac{n-2}{2}, m+\frac{n-2}{2}}(\gamma \rho) - \gamma \rho J_{\frac{m+n-2}{2}}(\gamma \rho) S_{\frac{n-2}{2}, m+\frac{n-2}{2}}(\gamma \rho) + 2^{\frac{n}{2}} \frac{\Gamma\left(\frac{m+n}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{m}{2}\right)} \right]$$

for $m > 0$, $S_{\mu,\nu}(z)$ is the Lommel function. Let $c_m^{\nu}(z)$ are Gegenbauer polynomials, see [2, p. 177], which are defined in terms of their generating function

$$(1 - 2zt + t^2)^{-\nu} \sum_{m=0}^{\infty} c_m^{\nu}(z) t^m, |t| < |\sqrt{z^2 - 1}|.$$

$$B(t-s, \rho) = B(t-s, |x_1 - x_2|) = c_n^2 \int_0^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m,n)} S_m^l(\theta'_1, \dots, \theta'_{n-2}, \varphi') \times \\ \times S_m^l(\theta''_1, \dots, \theta''_{n-2}, \varphi'') \frac{J_{\frac{n-2}{2}+m}(\gamma \rho_1)}{(\gamma \rho_1)^{\frac{n-2}{2}}} \frac{J_{\frac{n-2}{2}+m}(\gamma \rho_2)}{(\gamma \rho_2)^{\frac{n-2}{2}}} e^{i(t-s)u} \Phi(du, d\lambda), \quad (5)$$

where $x_1 = \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$, $x_2 = \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$.

$$E\xi(t, r, \theta'_1, \dots, \theta'_{n-2}, \varphi') \xi(s, r, \theta''_1, \dots, \theta''_{n-2}, \varphi'') = c_n^2 \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m,n)} S_m^l(\theta'_1, \dots, \theta'_{n-2}, \varphi') \times \\ \times S_m^l(\theta''_1, \dots, \theta''_{n-2}, \varphi'') \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{i(t-s)u} \frac{J_{\frac{n-2}{2}+m}^2(\gamma r)}{(\gamma r)^{n-2}} \Phi(du, d\lambda). \quad (6)$$

$(-\infty, +\infty) \times (0, +\infty)$, $J_n(x)$ is the Bessel function of the first kind of order.

The next statement for the spectral decomposition of such random field in $R \times R^n$ is mentioned in [15, p. 11].

Theorem 1. A mean square continuous random field $\xi(t, x)$ in $R \times R^n$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the other variables admits the following spectral decomposition

Moreover, the spectral measures $Z_m^l(B)$, $m = 0, 1, \dots$, $l = 1, 2, \dots, h(m, n)$, are uniquely determined with probability one by the following relations

$$Z_m^l([\lambda_1, \lambda_2] \times [\gamma_1, \gamma_2]) = \\ = l.i.m. \int_{-T}^T \int_0^{+\infty} \int_{S_n} \left[\frac{e^{-i\lambda_2 t} - e^{-i\lambda_1 t}}{-it [\varphi_{m,\gamma_2}(\rho)]} - \varphi_{m,\gamma_1}(\rho) \right] \times \quad (4)$$

$\times S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \xi(t, \rho, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) dm_n d\rho dt$, where $m_n(\cdot)$ is the Lebesgue measure in a unit sphere S_n of R , $S_m^l(\cdot)$ are orthonormal spherical harmonics of order, and

$$\varphi_{0,\gamma}(\rho) = \frac{1}{c_n} \gamma^{\frac{n}{2}} \rho^{\frac{n-2}{2}} J_{\frac{n}{2}}(\gamma \rho),$$

The correlation function of a mean square continuous random field $\xi(t, x)$ in $R \times R^n$ which is homogeneous with respect to time t and homogeneous isotropic with respect to the other variables admits the following expansion, see [11],

Then follows that spectral coefficients are expressed in terms of the spectral function as

$$b_m(t-s, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{i(t-s)u} \frac{J_{n-2}^2(\lambda r)}{(\lambda r)^{n-2}} \Phi(du, d\lambda) \quad (7)$$

Consider the following decomposition of a mean square continuous random field $\xi(t, x)$ which is homogeneous with respect to time and homogeneous isotropic with respect to the other variables, that is

$$\begin{aligned} \xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \\ = \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m, n)} S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \xi_m^l(t, r), \end{aligned} \quad (8)$$

where

$$\xi_m^l(t, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{i(t-s)u} \frac{J_{n-2}^2(\lambda r)}{(\lambda r)^{n-2}} Z_m^l(du, d\lambda),$$

$$m = 0, 1, \dots; l = 0, 1, \dots, h(m, n).$$

Note that we use in (8) a notation similar to (2).

Since $E\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = 0$ we have

$$E\xi_m^l(t, r) = 0.$$

Theorem 2. If $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ is a random field in $R \times R^n$ which is homogeneous in time and homogeneous isotropic with respect to the spatial variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ then

$$E\xi_m^l(t, r) \xi_q^k(s, r) = \delta_m^q \delta_l^k b_m(t-s, r), \quad (9)$$

where δ_l^k is the Kronecker symbol, $\{b_m(t-s, r)\}$ is a sequence of positive definite kernels in $R \times R_+$ of the form

$$(7) \text{ and such that } \sum_{m=0}^{\infty} h(m, n) b_m(0, r) < \infty.$$

The variance of the random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ is expressed in terms of the spectral coefficients as

$$\begin{aligned} D\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \\ = 2^{n-2} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right) \sum_{m=0}^{\infty} h(m, n) b_m(0, r). \blacksquare \end{aligned} \quad (10)$$

Consider particular cases which have been studied in [6, 8, 10]. Let and $h(0, 2) = 1$, $h(m, 2) = 2$ than the variance of the random field $\xi(t, r, \varphi)$ is expressed in terms of the spectral coefficients as

$$D\xi(t, r, \varphi) = b_0(0, r) + 2 \sum_{m=0}^{\infty} b_m(0, r),$$

$$\text{where } b_0(0, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} J_m(\lambda r) \Phi(du, d\lambda).$$

Let and $h(m, 3) = 2m + 1$ than the variance of the random field $\xi(t, r, \theta, \varphi)$ is expressed in terms of the spectral coefficients as

$$D\xi(t, r, \theta, \varphi) = \pi \sum_{m=0}^{\infty} \left(m + \frac{1}{2}\right) b_m(0, \rho),$$

$$\text{where } b_0(0, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} \frac{J_1^2(\lambda r)}{\lambda r} \Phi(du, d\lambda).$$

Thus the expansion (8) can be used for statistical simulation of random fields in $R \times R^n$ which are homogeneous with respect to time and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ if the spectral function (or correlation function) is specified.

1.2 Time homogeneous random fields with a bounded spectrum

Consider a random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ in $R \times R^n$. We say that $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ is a random field with a bounded spectrum if all its spectral measures $Z_m^l(B)$ in (4) are concentrated in $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}] \times R_+$, $\tilde{\omega} > 0$.

Let $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$, $t \in R$, $r \in R_+$, $\theta_1 \in [0, \pi]$, $i = 1, \dots, n-2$, $\varphi \in [0, 2\pi]$ be a random field in $R \times R^n$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$. Assume that the spectrum $\Phi(U, \Lambda)$ of the field ξ is bounded with respect to time t , $U \subset [-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}]$, $\Lambda \subset R_+$; and let $\Phi(U, \Lambda)$ be concentrated in $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}] \times R_+$.

Let ω be an arbitrary number such that $\omega > \tilde{\omega}$. Put

$$\begin{aligned} \xi_N(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \\ = \sum_{k=-N}^N \xi\left(\frac{k\pi}{\omega}, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi\right) \frac{\sin \omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}{\omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}. \end{aligned} \quad (11)$$

Then the following assertion holds, see [11].

Theorem 3. Let $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ be a random field in $R \times R^n$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$. If the spectrum of $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ is bounded in time t then the mean square approximation with the help of partial sum (11) is such that

$$\begin{aligned} E|\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) - \xi_N(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)|^2 \leq \\ \leq \frac{\gamma^2(t)}{N^2 \left(1 - \frac{\tilde{\omega}}{\omega}\right)^2} 2^{n-2} \Gamma^2 \sum_{m=0}^{\infty} h(m, n) \bar{b}_m(0, r). \end{aligned} \quad (12)$$

where

$$\bar{b}_m(0, r) = \int_{|u| \leq \tilde{\omega}} \int_0^{+\infty} \frac{J_{n-2}^2(\lambda r)}{(\lambda r)^{n-2}} \Phi(du, d\lambda). \quad (13)$$

Corollary. Let $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ be a random field in $R \times R^n$ whose spectrum is bounded in time t . Then $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ admits the following Kotelnikov-Shannon decomposition:

$$\begin{aligned} \xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \\ = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \xi\left(\frac{k\pi}{\omega}, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi\right) \frac{\sin \omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}{\omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}, \end{aligned} \quad (14)$$

where the series on the right hand side of (14) converges in the mean square sense for $\omega > \tilde{\omega}$.

2. The improved mean square estimate for the approximation and advanced procedure for the statistical simulation

The Kotelnikov–Shannon decomposition (14) of random fields in $R \times R^n$ with a bounded spectrum which are time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the other variables it is possible to use for the statistical simulation of such random fields with their defined statistical characteristics. By the simulating is important to improve the estimate of the mean square approximation (12) for using it in the advanced procedure for the numerical simulation realizations of these random

$$\xi_{N,M}(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = c_n \sum_{k=-N}^N \frac{\sin \omega \left(t - \frac{k\pi}{\omega} \right)}{\omega \left(t - \frac{k\pi}{\omega} \right)} \sum_{m=0}^M \sum_{l=1}^{h(m,n)} S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \xi_m^l \left(\frac{k\pi}{\omega}, r \right), \quad (15)$$

where $\xi_m^l \left(\frac{k\pi}{\omega}, r \right), m, p = 0, 1, \dots, M; \quad k, q = -\overline{N}, \overline{N};$

$l, s = 1, \dots, h(m, n)$, is a sequence of Gaussian stochastic processes such that

$$\begin{aligned} E \xi_m^l \left(\frac{k\pi}{\omega}, r \right) &= 0, \quad E \xi_m^l \left(\frac{k\pi}{\omega}, r \right) \xi_p^s \left(\frac{q\pi}{\omega}, r \right) = \\ &= \delta_l^s \delta_p^m \tilde{b}_m \left(\frac{(k-q)\pi}{\omega}, r \right) \dots \dots \dots \end{aligned} \quad (16)$$

It is known that $\{b_m(t-s, r)\}$ is a sequence of positive definite kernels in $R \times R_+$ that can be calculated by means of the spatial-temporal spectrum $\Phi(du, d\lambda)$ of the random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ by expression (13) and such that

satisfies following condition $\sum_{k=-\infty}^{\infty} h(m, n) b_m(0, r) < \infty$.

fields. The variants of such estimates are obtained in the next theorems.

We use partial sum (8) and partial sum of decomposition (14) for a random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ which are time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ to construct a model for such field if its spectrum is bounded with respect to time t and concentrated on an interval $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}] \times R_+$.

The following partial sum is taken as an approximation model of such a random field

For formulating the advanced procedure of numerical simulation the realizations of Gaussian random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ whose spectrum is bounded in it is necessary to derive more improved mean square estimate for the approximation of such random field by its approximation model (15). Such results are deduced in the next theorems.

Theorem 4. *The mean square estimate for the approximation of random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \xi(t, x)$ in $R \times R^n, n \geq 3$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ whose spectrum is bounded in t by its approximation model (15) assumes following expression*

$$E \left| \xi(t, x) - \bar{\xi}_{N,M}(t, x) \right|^2 \leq \frac{\gamma^2(t)}{N^2} \frac{2\tilde{\mu}_0}{\left(1 - \frac{\tilde{\omega}}{\omega}\right)^2} + \frac{2r^{2M+2}}{((M+1)!)^2} \frac{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right) \Gamma\left(\frac{2M+n+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n-1}{2}\right) \Gamma\left(\frac{2M+n+2}{2}\right)} \tilde{\mu}_{2M+2} < \varepsilon, \quad (17)$$

where

$$\gamma(t) = \frac{4 \left(\frac{\omega}{\pi} |t| + 1 \right)}{\pi} \quad (18)$$

$$\tilde{\mu}_k = \int_{-\tilde{\omega}}^{\tilde{\omega}} \int_0^{+\infty} \lambda^k \Phi(du, d\lambda). \quad (19)$$

Using the results from [10] another improved mean square estimate for the approximation of random field

$\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ by the model (15) is obtained. Following theorems 5 and 6 are proved.

Theorem 5. *The mean square estimate for the approximation of random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \xi(t, x)$ in $R \times R^n, n \geq 3$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ whose spectrum is bounded in t by its approximation model (15) is written as follows*

$$E \left| \xi(t, x) - \bar{\xi}_{N,M}(t, x) \right|^2 \leq 2\tilde{\mu}_0 \frac{L_0^2(t) \omega^2}{(\omega - \tau)^2 N^2} + \frac{2r^{2M+2}}{((M+1)!)^2} \frac{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right) \Gamma\left(\frac{2M+n+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n-1}{2}\right) \Gamma\left(\frac{2M+n+2}{2}\right)} \tilde{\mu}_{2M+2} < \varepsilon, \quad (20)$$

where $\omega > \nu = \sup_{u \in \Lambda} |u|$ is an arbitrary number, Λ is an interval $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}]$,

$$L_0(t) = \frac{2}{1 - e^{-\pi}} \left(\frac{2}{\pi} \right) |\sin \omega t|. \quad (21)$$

Theorem 6. *The mean square estimate for the approximation of random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \xi(t, x)$*

in $R \times R^n, n \geq 3$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ whose spectrum is bounded in t by its approximation model (15) admits following expression

$$E|\xi(t, x) - \tilde{\xi}_{N,M}(t, x)|^2 \leq 2\tilde{\mu}_0 \frac{8}{(2N-1)\pi^2} + \frac{2r^{2M+2}}{((M+1)!)^2} \frac{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)\Gamma\left(\frac{2M+n+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n-1}{2}\right)\Gamma\left(\frac{2M+n+2}{2}\right)} \tilde{\mu}_{2M+2} < \varepsilon. \quad (22)$$

The improved mean square estimate for the approximation of a random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ in $R \times R^n, n \geq 3$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ whose spectrum is bounded in t by a model (15) are derived. Thus the lemma 8 [3, p. 117] is used.

Applying previous principles of expansion and thinking as well as to the estimates (17), (20), (22), the similar three mean square estimates for the approximation of a random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ in $R \times R^n, n = 2$ which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to the variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ whose spectrum is bounded in t by a model (15) are obtained as

$$E|\xi(t, x) - \tilde{\xi}_{N,M}(t, x)|^2 \leq \frac{\gamma^2(t)}{N^2} \frac{2\tilde{\mu}_0}{\left(1 - \frac{\tilde{\omega}}{\omega}\right)^2} + \frac{2}{\pi M} \left(\frac{1}{2} r \tilde{\mu}_1 + r^2 \tilde{\mu}_2 \right) < \varepsilon, \quad (23)$$

$$|\xi(t, x) - \tilde{\xi}_{N,M}(t, x)|^2 \leq 2\tilde{\mu}_0 \frac{L_0^2(t) \omega^2}{(\omega - \tau)^2 N^2} + \frac{2}{\pi M} \left(\frac{1}{2} r \tilde{\mu}_1 + r^2 \tilde{\mu}_2 \right) < \varepsilon, \quad (24)$$

$$E|\xi(t, x) - \tilde{\xi}_{N,M}(t, x)|^2 \leq 2\tilde{\mu}_0 \frac{8}{\pi^2 (2N-1)} + \frac{2}{\pi M} \left(\frac{1}{2} r \tilde{\mu}_1 + r^2 \tilde{\mu}_2 \right) < \varepsilon. \quad (25)$$

Where r is a polar radius ω is an arbitrary number such that $\omega > \nu = \sup_{u \in \Lambda} |u|$.

Then the procedure for the statistical simulation the realizations of a Gaussian random field which is time homogeneous and homogeneous isotropic with respect to variables $(r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ can be stated as follows if its spectrum is bounded in t .

The procedure:

1. According to a prescribed accuracy $\varepsilon > 0$, choose positive integer numbers N and M for the model (15) by using one of the following inequalities (23), (24), (25) (in case $n = 2$) and (17), (20), (22) (in case).

2. For a fixed polar radius r , generate values of the Gaussian stochastic processes $\xi_m^l\left(\frac{k\pi}{\omega}, r\right), m = 0, 1, \dots, M; k = -N, N; l = 1, \dots, h(m, n)$, such that satisfy conditions (16).

3. Evaluate the expression in (15) at a given point, by substituting the numbers N and M and values of Gaussian stochastic processes evaluated in steps 1 and 2.

4. Check whether the realization of the stochastic random field $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ in the grid points in area of observation generated in step 3 fits the data of this random field by testing the corresponding statistical characteristics.

3. Practical use of field simulation with space-time correlation function

Different approaches [10] can be applied for practical use of the algorithm and model (18) for numerical simulation of real and homogeneous in time t implementations, that are homogeneous and isotropic with respect to variables $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ on $R \times R^n$ of random fields $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$, which have a limited spectrum and space-time correlation function $B_z(\tau, \rho)$. It should be noted that models of space-time correlation structure are divided into two types: first takes into account the distribution of the spatial and time components and other with no such distribution. Work [7] gives an example of application and most commonly used models, namely

metric model, linear model, model of space-time covariance product and model of product and sum.

Different approach can also be used to simulate space-time correlation that allows classifying the undivided space-time stationary covariance functions. This approach is based on the frequency representation of covariance function.

Practical use example in seismology of developed algorithm and numerical simulation model for real and homogeneous in time t implementations, two-dimensional homogeneous isotropic random fields with a limited spectrum and space-time correlation function $B_z(\tau, \rho)$ by method which divides the spatial and time components with product-sum formula described in [6].

The realization value arrays of random process $\xi(t, \rho, \varphi)$ (ρ, φ – fixed) were simulated as noise seismograms for each observation point on each component: EW, NS, and Z. They give important information about soil vibration properties within the territory of building and operating sites. These properties are also required for design of new antiseismic buildings and constructions, and providing earthquake resistance of existing buildings in order to avoid dangerous resonance effects. Random disturbances from random external factors were removed from the simulated noise seismograms by statistical averaging filters. These disturbances include vibrations caused by the movement of trains or heavy car and so on. The adequacy of value array results from the simulated by statistical methods noise seismograms were tested on real seismograms from observation points.

The statistical modeling method of random fields can also solve a major simulation problem of the artificial realization of noise seismograms that simulated for imaginary observation points, located between the real points of observation or at a small distance from them. All values except time t , in $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ are fixed and spectral analysis was performed of random process realizations. Amplitude and phase spectra of such noise realization may be used to obtain the frequency characteristics of the geological environment under building sites, describing its ability to change (increase or decrease) the amplitude of the seismic waves during earthquakes [1, 8]. Numerical simulation of soil strata frequency

characteristics in some cases can significantly reduce the cost of seismic zoning of building sites by reducing the number of instrumental observation points for earthquakes, explosions and microseism.

4. Spectral analysis of generated noise

Frequency characteristic estimates for the geological environment with multidimensional observation area (under construction sites) can be obtained by calculating and constructing the amplitude and phase spectra of noise in seismogram observation points in that area, considering fixed all arguments except time [4]. Calculations of the amplitude and phase spectra can be made by direct method [1, p. 179], i.e. periodogram method. Then based on these results the spectral ratio of the Earth crust was build, which is independent of the spectrum of incident seismic waves, but determined entirely by the geological environment structure under the observation point.

Those spectral methods that use frequency as an independent parameter provide information about the structure and filtration properties of the upper crust layers, because any medium is a filter that due to resonance and reverberation effects increases the oscillation amplitude for some frequencies and reduces for the other [1, p. 270]. The ability to simulate the effects depends on amplitude and phase frequency characteristics of the geological environment for observation points situated under building sites and operating platforms, allows studying the geological section features and predicting places where significant increase in the seismic oscillation intensity is

possible due to resonance effects and oscillation field interference nodes.

Among the many ways to eliminate the influence of various factors that affect the spectrum shape of seismic waves during earthquakes, explosions and microseism except that due to the influence of the upper crust section part, the way should be noted based on the use of the vertical $|S_Z(\omega)|$ component spectra relations to the horizontal $|S_N(\omega)|$ component. Spectra must be calculated for the same wave. This ratio is called the crust spectral ratio $T(\omega)$.

$$|S_Z(\omega)| / |S_N(\omega)| = T(\omega)$$

The ratio $T(\omega)$ is independent of the spectrum of incident seismic waves, but determined entirely by the geological environment structure under the observation point. Figures 1 a and 1b show graphs of amplitude spectra $|S(\omega)|$ for the initial simulated noise realization for imaginary observation point with the oscillation components Z and NS respectively, Figure 1 represents earth crust transmission ratio graph $T(\omega)$, that was built on the smoothed amplitude spectrum ratio of simulated noise seismogram realization on the fluctuation Z-component to the similar spectrum of fluctuation component NS for an observation point.

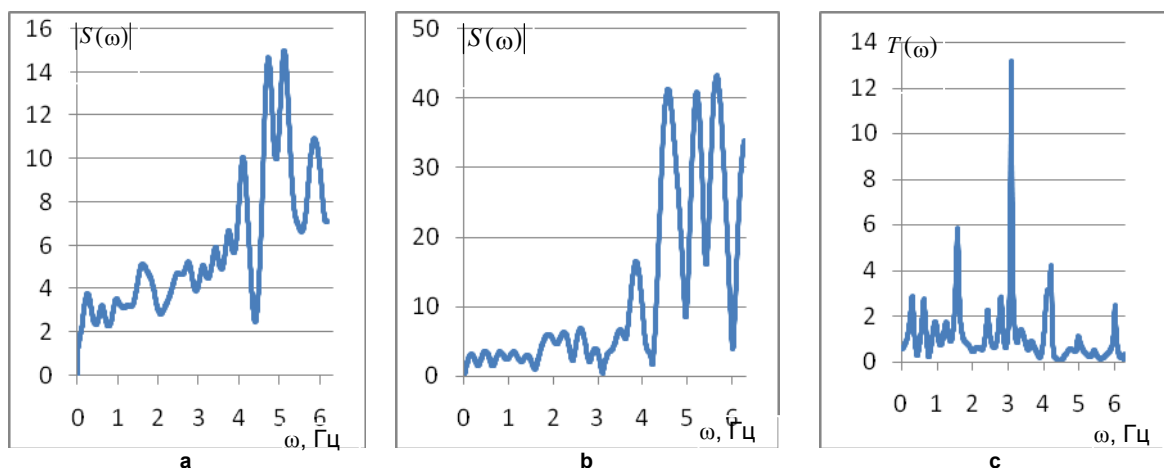


Fig. 1. Graphs of amplitude spectra $|S(\omega)|$ for simulated array noise realization for imaginary observation point on the component a) Z and b) NS; c) the graph of transmission ratio $T(\omega)$ for smoothed amplitude spectra of simulated noise realization for imaginary observation point

Interpretation of crust transmission ratio for these observations was conducted by comparing them with theoretical ratio calculated for well-known models of the upper section part. It should be noted that one of the important tools for impact assessment of the geological section upper part on seismic movements are widely known Nakamura method H/V or QTS (Quasi-Transfer Spectra), developed by Japanese scientist Yutaka Nakamura. The method uses records of microseismic noise registered for the horizontal and vertical oscillation components using borehole observations for the construction of a quasi-transmitting spectrum of soil strata. Nakamura method allows determining resonant eigen frequency of soil strata using spectrum ratios of horizontal and vertical components of the natural seismic noise. The maximum values of the microseism spectrum ratio of

horizontal to vertical component are explained by multiple reflection of SH waves.

Figure 1 shows graph $T(\omega)$ of smoothed amplitude spectra transmission ratio for imaginary observation point that can be used to determine the increase of seismicity level on different parts of the building site, relative to the real observation point.

Conclusions. The model and algorithm of statistical simulation for time-homogeneous and multidimensionally homogeneous isotropic random fields with a limited spectrum were developed. These results continued research set in works [4-9] for modeling and generation method of noise seismogram implementations at flat observation area [5] and seismograms from three-dimensional observation area [6] and it is an important supplement to the Monte Carlo method used in geology and described in [14].

References

- Бат М., (1980). Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 535 с.
- Bath M., (1980). Spectral analysis in geophysics. Moscow, Nedra, 535 p. (In Russian).
- Бейтмен Г., Эрдейи А., (1973). Высшие трансцендентные функции: Гипергеометрическая функция. Функции Лежандра. М.: Наука, 296 с.
- Bateman H., Erdelyi A., (1973). Higher transcendental functions. Vol. 1. Moscow, Nauka, 296 p. (In Russian).
- Беляев Ю.К., (1959). Аналитические случайные процессы. Теория вероятности и ее применение, 4, 4, 437- 444.
- Belyaev Yu.K., (1959). Analytical random processes. Probability Theor. and Applications, 4, 4, 437-444. (In Russian).
- Ватсон Г.Н., (1949). Теория Бесселевых функций. М.: Изд-во иностранной литературы, 799 с.
- Watson G.N., (1949). A treatise on the theory of Bessel functions. Moscow, Publishing House of Foreign Literature, 799 p. (In Russian).
- Вижва З.О., (2011). Статистичне моделювання випадкових процесів та полів. К.: Обрії, 388 с.
- Vyzhva Z.O., (2011). The statistical simulation of random processes and fields. Kyiv, Obrii, 388 p. (In Ukrainian).
- Вижва З., (2012). Статистичне моделювання сейсмічного шуму у двовимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища. Вісн. Київ. ун-ту. Геологія, 59, 65-67.
- Vyzhva Z., (2012). The statistical simulation of 2-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination. Visn. Kyiv University: Geology, 59, 65-67. (In Ukrainian).
- Вижва З., (2013). Статистичне моделювання сейсмічного шуму у тривимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища. Вісн. Київ. ун-ту. Геологія, 1(60), 69-73.
- Vyzhva Z., (2013). The statistical simulation of 3-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination. Visn. Kyiv University: Geology, 1(60), 69-73. (In Ukrainian).
- Вижва З., (2013). Статистичне моделювання сейсмічного шуму у чотиривимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища. Вісн. Київ. ун-ту. Геологія, 2(61), 69-71.
- Vyzhva Z., (2013). The statistical simulation of 4-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination. Visn. Kyiv University: Geology, 2(61), 69-71. (In Ukrainian).
- Кендзера О., Вижва З., Федоренко К., Вижва А., (2012). 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, 58, 57-61.
- Kendzera O., Vyzhva Z., Fedorenko K., Vyzhva A., (2012). The frequency characteristics of under-building-site geology environment determination by using the statistical simulation of seismic noise by the example of Odessa city. Visn. Kyiv University: Geology, 58, 57-61. (In Ukrainian).
- Вижва З.О., Федоренко К.В., (2013). Статистичне моделювання 3-D випадкового поля за розкладом Котельникова – Шеннона. Теор. Ім. та Мат. Стат., 88, 17-31.
- Vyzhva Z.O., Fedorenko K.V., (2013). The statistical simulation of 3-D random field by Kotelnikov-Shannon decompositions. Theor. Probability and Math. Statist., 88, 17-31. (In Ukrainian).
- Вижва З., Федоренко К., Вижва А., (2014). Статистичне моделювання сейсмічного шуму в багатовимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища. Вісн. Київ. ун-ту. Геологія, 1(64), 62-68.
- Vyzhva Z., Fedorenko K., Vyzhva A., (2014). Statistical Simulation of Seismic Noise in a Multidimensional Area in Determining Frequency Characteristics of Geological Media. Visn. Kyiv University: Geology, 1(64), 62-68. (In Ukrainian).
- Демьянов В.В., Савельева Е.А., (2010). Геостатистика / Под ред. Арутюняна Р.В. М.: Наука, 327 с.
- Demyanov V.V., Saveleva E.A., (2010). Geostatistics. Editor in Chief Arutyunyan R.V. Moscow, Nauka, 327 p. (In Russian).
- Оленко А.Я., (2005). Порівняння оцінок помилок апроксимації в теоремі Котельникова – Шеннона. Вісник Київ. нац. ун-ту. Математика і механіка, 13, 41-45.
- Olenko A.Ya., (2005). The compare of error approximation's estimations on the Kotelnikov-Shannon's theorem. Visn. Kyiv nats. University. Mathematics and Mechanics, 13, 41-45. (In Ukrainian).
- Пригарин С.М., (2005). Методы численного моделирования случайных процессов и полей. Новосибирск: Изд-во ИВМ и МГ, 259 с.
- Prigarin S.M., (2005). Numerical Modeling of Random Processes and Fields. Editor in Chief G.A. Mikhailov. Novosibirsk: Inst. of Comp. Math. and Math. Geoph. Publ., 259 p. (In Russian).
- Ядренко М.И., (1980). Спектральная теория случайных полей. К.: Вища школа, 208 с.
- Yadrenko M.I., (1980). The Spectral Theory of Random Fields. Kyiv, Vyscha shkola, 208 p. (In Russian).
- Chiles J.P., Delfiner P., (2009). Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. John Wiley & Sons, Inc. New York, Toronto, 720 p.
- Gneiting T., (1997). Symmetric Positive Definite Functions with Applications in Spatial Statistics. Von der Universität Bayeuth zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung, 107 p.
- Schlahter M., (1999). Introduction to Positive Define Functions and to Unconditional Simulation of Random Fields. Technical Report ST-99-10. Lancaster University, UK.
- Lantuejoul C., (2001). Geostatistical simulations: models and algorithm. Springer, 256 p.
- Mantoglov A., Wilson J.L., (1981). Simulation of random fields with turning bands method. MIT Ralph M.Parsons Lab. Hydrol. And Water Syst. Rept, 264, 199 p.

Надійшла до редколегії 14.03.15

З. Вижва, проф.

E-mail: zoaya_vyzhva@ukr.net;

К. Федоренко, асп.

E-mail: slims_mentol@mail.ru;

А. Вижва, асп.

E-mail: motomustanger@ukr.net,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська 90, м. Київ, 03022 Україна

ПОКРАЩЕНИЙ АЛГОРИТМ СТАТИСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ШУМУ В БАГАТОВИМІРНІЙ ОБЛАСТІ ЗМІННИХ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЧАСТОТНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Робота присвячена подальшій розробці теорії та методів статистичного моделювання випадкових процесів та полів на основі їх спектральних розкладів та модифікованих інтерполяційних рядів Котельникова-Шеннона, а також застосуванню таких методів у задачах геофізичного моніторингу навколишнього середовища. Розглянуто задачу статистичного моделювання випадкових полів у багатовимірній області змінних (однорідних за часом та однорідних ізотропних за n іншими змінними) при впровадженні у сейсмологічні дослідження для визначення частотних характеристик геологічного середовища. Побудовано модель та сформульовано покращений алгоритм чисельного моделювання реалізацій таких випадкових полів на основі модифікованих інтерполяційних розкладів Котельникова-Шеннона для генерування адекватних реалізацій шуму сейсмограм. У статті вивчаються дійснозначні випадкові поля $\xi(t, x)$, $t \in R$, $x \in R^n$ – однорідні за часом та однорідні ізотропні за просторовими змінними в багатовимірному просторі. Розглядається проблема апроксимації таких випадкових полів випадковими полями з обмеженим спектром. Для випадкових полів з обмеженим спектром встановлено аналог теореми Котельникова-Шеннона. Отримано вдосконалені оцінки середньоквадратичного наближення випадкових полів у просторі $R \times R^n$ моделлю, побудованою на основі спектрального розкладу та інтерполяційної формули Котельникова-Шеннона. Розроблено покращений алгоритм статистичного моделювання реалізацій гауссівських однорідних за часом та однорідних ізотропних за просторовими змінними в багатовимірному просторі випадкових полів з обмеженим спектром. Наведено теореми про оцінки середньоквадратичної апроксимації однорідних за часом та однорідних ізотропних за n іншими змінними випадкових полів частковими сумами рядів спеціального вигляду, за допомогою яких сформульовано покращений алгоритм чисельного моделювання реалізацій таких випадкових полів. Розглянуто способи проведення спектрального аналізу згенерованих реалізацій шуму сейсмограм. Розроблено універсальні методи статистичного моделювання (методи Монте-Карло) багатопараметричних сейсмологічних даних, які дають можливість вирішити проблеми генерування реалізацій шуму сейсмограм на площині та у тривимірному просторі на сітці необхідної детальності та регулярності.

Ключові слова: статистичне моделювання, спектральний аналіз, сейсмічний шум.

З. Выжва, проф.

E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net;

К. Федоренко, асп.

E-mail: slims_mentol@mail.ru;

А. Выжва, асп.

E-mail: motomustanger@ukr.net

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

УЛУЧШЕННЫЙ АЛГОРИТМ СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА В МНОГОМЕРНОЙ ОБЛАСТИ ПЕРЕМЕННЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Работа посвящена разработке теории и методологии статистического моделирования случайных процессов и полей на основе их спектральных разложений и модифицированных интерполяционных рядов Котельникова-Шеннона, а также применению таких методов в задачах геофизического мониторинга окружающей среды. Рассмотрена задача статистического моделирования случайных полей в многомерной области переменных (однородных по времени и однородных изотропных по n другим переменным) при внедрении в сейсмологические исследования для определения частотных характеристик геологической среды. Построена модель и сформулирован улучшенный алгоритм численного моделирования реализаций таких случайных полей на основании модифицированных интерполяционных разложений Котельникова-Шеннона для генерирования адекватных реализаций шума сейсмограмм. В статье

изучаются действительностнозначные случайные поля $\xi(t, x)$, $t \in R$, $x \in R^n$ – однородные по времени и однородные изотропные по пространственным переменным в многомерном пространстве. Рассматривается проблема аппроксимации таких случайных полей случайными полями с ограниченным спектром. Для случайных полей полями с ограниченным спектром установлен аналог теоремы Котельникова-Шеннона. Получены усовершенствованные оценки среднеквадратического приближения случайных полей в пространстве

$R \times R^n$ моделью, которая построена на основе спектрального разложения и интерполяционной формулы Котельникова-Шеннона. Разработан улучшенный алгоритм статистического моделирования реализаций гауссовских однородных по времени и однородных изотропных по пространственным переменным случайных полей с ограниченным спектром. Доказаны теоремы об оценке среднеквадратической аппроксимации однородных по времени и однородных изотропных по n другим переменным случайных полей частичными суммами рядов специального вида, при помощи которых сформулирован улучшенный алгоритм численного моделирования реализаций таких случайных полей. Рассмотрены способы проведения спектрального анализа сгенерированных реализаций шума сейсмограмм. Разработаны универсальные методы статистического моделирования (методы Монте-Карло) многопараметрических сейсмологических данных, которые дают возможность решить проблемы генерирования реализаций шума сейсмограмм на плоскости и в трехмерном пространстве на сетке необходимой детальности и регулярности.

Ключевые слова: статистическое моделирование, спектральный анализ, сейсмический шум.

УДК 550.831

Р. Міненко, магістр
E-mail: maestrozo.1_pavel@mail.ru;П. Міненко, д-р фіз.-мат. наук, проф.
Криворізький національний університет,
пр. Гагаріна, 54, м. Кривий Ріг, 50086 УкраїнаЮ. Мечніков, інженер-геолог
Криворізька геофізична партія
вул. Геологічна, 2, м. Кривий Ріг, 50001 Україна

ПРОБЛЕМА ПОШУКУ ЗМІСТОВНИХ РОЗВ'ЯЗКІВ ОБЕРНЕНИХ ЛІНІЙНИХ ЗАДАЧ МАГНІТОМЕТРІЇ КОМПЛЕКСУВАННЯМ ІНТЕРПРЕТАЦІЙНИХ МОДЕЛЕЙ

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

Метою цієї роботи є створення методики розв'язання оберненої задачі магнітометрії в умовах невизначеності просторового розподілу намагніченості гірських порід. Розв'язок оберненої задачі магнітометрії, як правило, є неоднозначним внаслідок неточності обраної моделі, її зміщення відносно реальних мас, ступеня неспівпадіння реального фізичного параметра гірських порід із заданим у початкових умовах. На відміну від гравіметрії, складність розв'язання оберненої задачі магнітометрії обумовлена тим, що магнітні властивості гірських порід настільки неоднорідні, що їх просто не можна надійно визначити ані на зразках з відслонень або свердловин, ані за даними геофізичних досліджень свердловин, тобто мікрорівень для магнітометрії в рудних районах не прийнятний. Єдиний метод, що дозволяє визначити магнітні властивості на макрорівні, – це розв'язання оберненої задачі. Однак, порівнювати результати інтерпретації в матеріальному сенсі тут немає з чим. Можна тільки розв'язувати обернені задачі різними методами. Бажано, щоб ці методи були різними й спиралися на сітково-блокові інтерпретаційні моделі з різною лінійністю. Так, наприклад, при використанні багатопарових моделей геологічного середовища з блоками обмежених розмірів по висоті та напівнескінченними одержуємо абсолютно різні результати розв'язання оберненої задачі. Оскільки прямі методи розв'язання оберненої задачі розвинені ще дуже слабо, то рішення доводиться виконувати набагато краще розробленими й оптимізованими ітераційними методами. На багатопарових теоретичних моделях встановлено, що для напівнескінчених призм обчислювана інтенсивність намагнічування зменшується зі збільшенням глибини до призм, хоча реально у геологічному масиві вона постійна. Для багатопарової моделі з обмеженими по висоті призмами визначається інтенсивність намагнічування тим більшою, чим глибше розташована призма в моделі, хоча, більш точно, це справедливо тільки до певної глибини та навіть до певної висоти призм. Вже такого набору правил цілком достатньо, щоб інтерпретація магнітних аномалій сітковими методами зайшла в глухий кут. Однак, в природі вертикальні тіла можуть мати спадаючу або зростаючу інтенсивність намагнічування з глибиною. А це ще більше ускладнює визначення геологічної ситуації. Тому в статті розроблено методи, які прискорюють або уповільнюють процеси зміни інтенсивності намагнічування з глибиною у розв'язанні оберненої задачі. Розроблена формула ітераційної поправки до фізичного параметра враховує глибину розташування блоку в інтерпретаційній моделі. Вона коригує розподіл нев'язок поля за блоками різної глибини для перерахунку їх у поправку до інтенсивності намагнічування блоку. Застосуванням декількох інтерпретаційних моделей з різними уточнюючими поправками досягається стійке та змістовне розв'язання оберненої задачі.

Ключові слова: гравіметрія, обернена задача, ітераційний метод, ітераційна поправка, критерій оптимізації, поправка за глибину.

Постановка проблеми в загальному виділяти та її зв'язок з важливими науковими або практичними задачами. Розв'язання оберненої задачі магнітометрії (ОЗМ), як правило, є неоднозначним внаслідок неточності обраної моделі, її зміщення відносно реальних мас, ступеня неспівпадіння реального фізичного параметра (ФП) гірських порід (ГП) із заданим у початкових умовах (ПУ) [1, 2, 7]. На відміну від гравіметрії, складність розв'язання ОЗМ обумовлена тим, що магнітні властивості (МС) гірських порід настільки неоднорідні, що їх просто не можна надійно визначити ані на зразках з відслонень або свердловин, ані за даними ГС, тобто мікрорівень до магніторозвідки в рудних районах неприйнятний.

Аналіз останніх досягнень і публікацій, у яких закладене вирішення даної проблеми й на які спирається автор. Єдиний метод, що дозволяє визначити магнітні властивості на макрорівні – це розв'язання ОЗМ [3, 4]. Однак, порівнювати результати інтерпретації в матеріальному сенсі тут немає з чим. Можна тільки розв'язувати ОЗМ різними методами. Бажано, щоб ці методи були різними й спиралися на сітково-блокові інтерпретаційні моделі (СБМ) з різною лінійністю. Так, наприклад, при використанні СБМ геологічного середовища з блоками, обмеженими по висоті та напівнескінченними, одержуємо абсолютно різні результати розв'язання ОЗМ. Оскільки прямі методи розв'язання оберненої задачі (ОЗ) розвинені ще дуже слабо, то розв'язання доводиться виконувати набагато краще розробленими й оптимізованими ітераційними методами (ОІМ). Оскільки ці методи в процесі розв'язання ОЗ відфільтровують поодинокі високоінтенсивні похибки поля та вузьколокальні аномалії геологічної природи, то

ці методи мають також іншу назву – фільтраційні ітераційні методи (ФІМ) [2, 3]. На теоретичних моделях цими методами встановлено, що для напівнескінчених призм обчислена інтенсивність намагнічування (ІН) ГП зменшується із глибиною, хоча реально в геологічному масиві вона постійна, а для моделі з обмеженими по висоті призмами ІН тим більша, чим глибше розташована призма в моделі. Здавалося б, такого правила цілком достатньо, щоб інтерпретувати магнітні аномалії сітковими методами. Проте, в природі вертикальні тіла також можуть мати спадаючу або зростаючу ІН з глибиною. Тоді за допомогою викладених прийомів визначити тип геологічної ситуації вже неможливо.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, яким присвячена стаття. Потрібні методи, які прискорюють або уповільнюють зміни намагніченості з глибиною в розв'язанні ОЗМ. Але й це ще не все. Для блоків з обмеженими по вертикалі розмірами, починаючи з певної глибини, ІН, визначена розв'язанням ОЗМ, також починає спадати, а щільність зростати. Ось чому при використанні багатопарових СБМ з напівнескінченними вертикальними призмами (НВП) [2, 5] у розв'язанні ОЗ структурної гравіметрії отримували ефект "занурення щільності", тобто щільності більш глибоких шарів отримували більшими за їх реальні значення, а менш глибоких – меншими. Тому для підвищення однозначності розв'язання ОЗМ необхідно використовувати різні моделі з різними розмірами блоків і з різним напрямком зростання намагніченості.

Формулювання цілей статті. Метою цієї роботи є створення методики розв'язання ОЗМ в умовах невизначеності просторового розподілу намагніченості в масивах ГП.

Виклад основного матеріалу дослідження з ґрунтуванням отриманих наукових результатів. Якщо намагніченість постійна, тоді при нульових початкових умовах розв'язок виходить таким, що в найвищому шарі ІН мінімальна, а в найнижчому – максимальна [4]. Але починаючи з деякої глибини, зростання ІН блоків у нижніх шарах сповільнюється, а на більших глибинах ІН у розв'язанні ОЗМ стає меншою, ніж ІН блоків на середніх глибинах. Якщо реальна ІН блоків ГП з глибиною інтенсивно падає, то можливі випадки як зростання, так і зниження ІН зі збільшенням глибини розташування блоків моделі. Якщо ж реальна ІН блоків ГП з глибиною інтенсивно росте, то найчастіше у розв'язанні ОЗМ можливі випадки зростання ІН зі збільшенням глибини розташування блоків моделі, а на великих глибинах ІН на вертикальній осі або постійна, або незначно спадає. Така поведінка ІН у розв'язанні ОЗМ оптимізованими ітераційними методами для СБМ з блоками різного розташування та розмірів визначається тим, що ітераційні методи базуються на обчисленні ітераційних поправок (ІП) до ІН пропорційно нев'язкам магнітного поля в точках, розташованих над блоками моделі. Розглянемо структуру ітераційної поправки $B_{i,n}$ до ІН або щільності $\sigma_{i,n}$ [6] в ітераційній формулі для ітераційного методу простої ітерації [2, 4]:

$$B_{i,n} = \sum_{j=1}^N (a_{i,j} r_{j,n} (\lambda_i \lambda_j)^{-1}), \quad (1)$$

де $a_{i,j}$ – елементи матриці зв'язку між полем Z_j або g_j у точці з номером $(j=1, N)$ та ІН або $\sigma_{i,n}$ блоку інтерпретаційної моделі з номером $(i=1, M)$; n – номер поточної ітерації; $r_{j,n}$ – нев'язки поля на поточній ітерації;

$$r_{j,n} = (a_{i,j}, J_{i,n}) - Z_j; \quad r_{j,n} = (a_{i,j}, \sigma_{i,n}) - g_j; \quad (2)$$

$$\lambda_j = (|a_{i,j}|, 1)_i, \quad \lambda_i = (|a_{i,j}|, 1)_j; \quad (3)$$

$$\lambda_j = (a_{i,j}, 1)_i, \quad \lambda_i = (a_{i,j}, 1)_j;$$

де модулі елементів матриць використовуються тільки для розв'язання ОЗМ.

Поправка (1) складається із суми добутків трьох множників. Для кожної точки поля нев'язка поля одна, але під точкою поля знаходяться кілька блоків інтерпретаційної моделі з різними коефіцієнтами $a_{i,j}$, які змінюються зі збільшенням глибини розташування блоку $z_{i,n}$. Наприклад, за формулою прямої задачі гравіметрії для кулі радіусом R можна наближено оцінити, що при $z_i < 0.7R$ коефіцієнт $a_{i,j}$ зі зростанням глибини зменшується, а при $z_i > 0.7R$ – збільшується. Для магнітного поля, навпаки, при $z_i < 0.8R$ коефіцієнт $a_{i,j}$ зі зростанням глибини збільшується, а при $z_i > 0.8R$ – зменшується. Залежать від глибини також і параметри λ_j, λ_i . Тоді виходить, що для ітераційних формул (з ітераційним коефіцієнтом τ_{n+1})

$$\sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}, \quad (4)$$

$$J_{i,n+1} = J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n} \quad (5)$$

вертикальне аномальне тіло з постійною щільністю $\sigma_{i,n}$ або намагніченістю $J_{i,n}$, розбите на ряд обмежених по вертикалі блоків потужністю $h_i = z_{i+1} - z_i$, при розв'я-

занні ОЗ [2] отримує в різних частинах різні добавки до щільності або намагніченості. Тоді напрошується висновок, що для отримання правильного розв'язання ОЗМ необхідно ввести в ітераційну поправку залежний від глибини множник, вплив якого буде компенсувати вплив глибини, що входить у $a_{i,j}, \lambda_j, \lambda_i$. Легше за все це можна зробити, помноживши елементи матриці на множник

$$p_{i,j} = (z_{i,j} / z_{k,j})^m, \quad (6)$$

де $m < 0$ при зростанні щільності або ІН у розв'язанні ОЗ, $m > 0$ при їх зниженні; k – номер останнього нижнього шару моделі.

Тоді поправка (1) з урахуванням (6) буде мати вигляд:

$$B_{i,n} = \sum_{j=1}^N (p_{i,j} a_{i,j} r_{j,n} (\lambda_i \lambda_j)^{-1}). \quad (7)$$

Звичайно, така поправка не може повністю компенсувати спотворюючий вплив глибин на добавки до ФП, але, в основному, вона правильно показує напрямок зростання поправки й компенсує вплив глибини для більшості блоків моделі. Більш того, якщо розв'язання виправлено за глибину розташування кожного блоку, то нев'язки значно зменшуються, і вплив глибини на величину поправок на наступних ітераціях значно послаблюється. Розглянемо застосування поправки (7) на прикладі розв'язання ОЗМ для південної частини Петровського залізрудного родовища на заході Великого Кривбасу (рис. 1а), де магнітна аномалія перевищує 35 мкТл. Розв'язанням ОЗМ методом простої ітерації [2] для 6-шарової СБМ отримуємо в розрізі точно під аномалією (рис. 1б) розподіл ІН, яка з глибиною зростає від шару до шару від 7,5 до 11,5 од. х 0,8 А/м. Тут використано карту вимірної вертикальної компоненти H_z магнітного поля, апроксимовану до мережі 62,5 x 50 м. Блоки моделі мають розміри 145 x 115 x $(H_{i+1} - H_i)$ м, де $H_i = 80, 160, 240, 320, 400, 465, 530$ м. Геофізичні профілі тут пронумеровано рядами блоків. На карті (рис. 1а) профілям № 2, 3, 4, 5 відповідають горизонтальні лінії з координатою $Y_i = 5, 7, 9, 11, 5$ x 50 м. Глибина до нижньої межі залізрудної структури відома за даними буріння свердловин. Геологічні профілі мають напрямок, приблизно, СЗ 60°, тобто утворюють кут 60° з віссю Y , спрямованою на північ. Тому профілю № 2 відповідають глибини до нижньої межі (шарніра складки) залізистих порід приблизно 280 м, профілю № 3 – 450 м, профілям № 4-5 – 530 м, а профілю № 6 – 700 м. Вмішувочими породами є граніти та мігматити, порівняно низької намагніченості, всередині яких можуть знаходитися локальні тіла з більш високою ІН. Однак результати розв'язання ОЗМ для цих порід також спотворені (рис. 1б), що підтверджується "розгалуженням ІН не тільки вниз, але і в сторони". Для встановлення дійсного розподілу ІН скористаємося теоретичною моделлю для СБМ з тими самими розмірами блоків та відомим розподілом ІН (рис. 1в). У напрямку осі X у всіх шести шарах ряди блоків № 1-4, 9-12, 17-20 мають ІН, що дорівнює нулю, а в блоках рядів № 5-8, 13-16 ІН дорівнює 0,5 од. х 0,8 А/м. Карту магнітного поля від цієї моделі тут не наведено.

Розв'язок ОЗМ (з поправкою (1) при однакових початкових умовах (ПУ) для всіх блоків, що дорівнюють 0,002 од. х 0,8 А/м) наведено у вигляді вертикального розрізу, де ізолінії ІН наведено в тих самих одиницях, що й для аномальних тіл. ІН зростає зі збільшенням глибини від 0,4 до 0,6 од. х 0,8 А/м, хоча теоретичне поле для цієї моделі розраховано при постійній ІН, що дорівнює 0,5 од. х 0,8 А/м. За цими результатами ми не можемо встановити розподіл ІН у аномальних блоках моделі. Але ми можемо виконати розв'язок ОЗМ з поправкою (7) при тих самих ПУ, але при різних значеннях m .

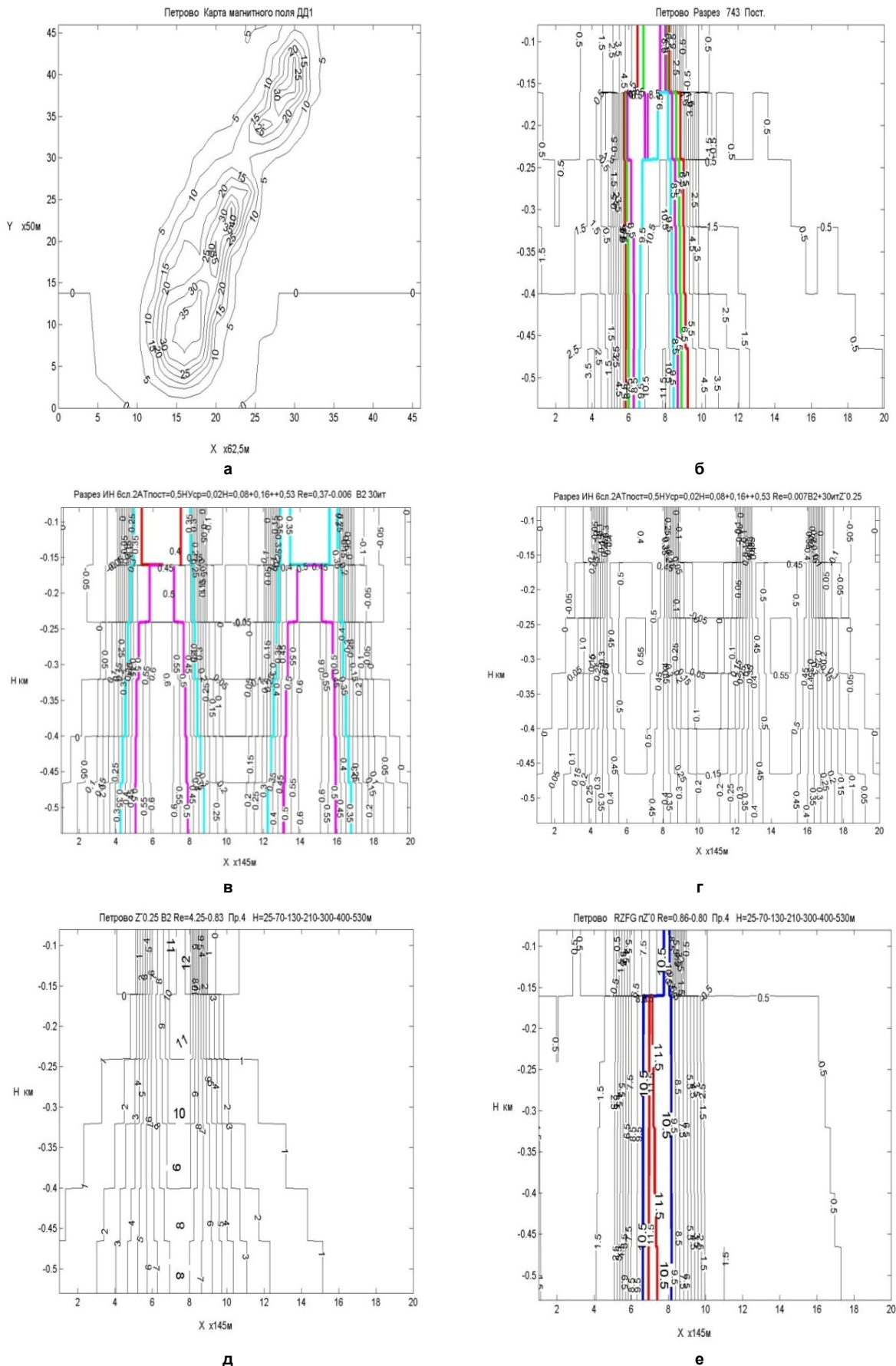


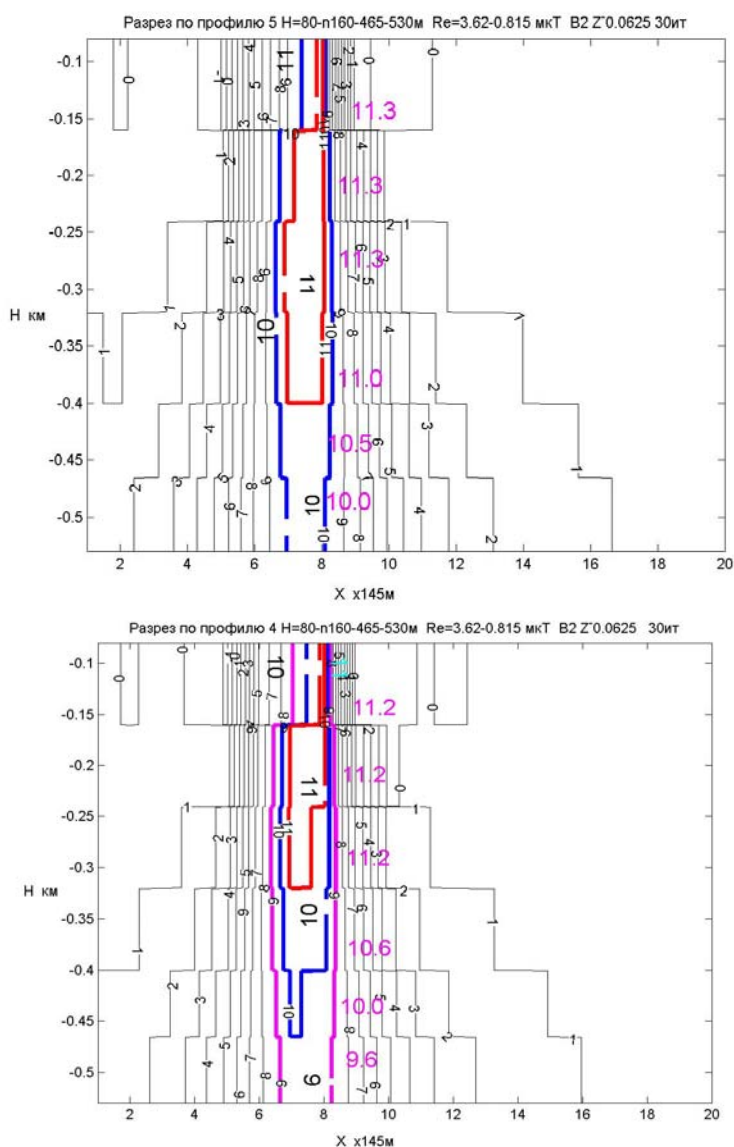
Рис. 1. Результаты разв'язків ОЗМ:

а – карта магнітного поля ділянки Петрово (ізолінії – в мТл, відстані – в одиницях масштабу: по осі Х – в од.х62,5 м і Y в од.х50 м);
 б-е – вертикальні розрізи ІН (тут і далі позначено ізолінії в одиницях – од.х0,8 А/м, глибини Н по вертикальній осі на всіх малюнках наведено в км, відстані по осі Х – в од.х145 м, призначення та зміст малюнків описано в тексті)

Наприклад, при $m=-0,75$ зі збільшенням глибини в розв'язку ОЗМ ІН падає в тих самих одиницях від 0,6 до 0,4, при $m=-0,5$ зі збільшенням глибини в розв'язку ОЗМ ІН спадає менше – від 0,55 до 0,47 (розрізи не наведено), а при $m=-0,25$ зі збільшенням глибини в розв'язку ОЗМ ІН від першого до третього шару вже зростає з 0,43 до 0,56, а потім спадає в тих самих одиницях до 0,48 (рис. 1г). Але між аномальними тілами в зонах порожніх порід ІН у розв'язку ОЗМ при різних поправках має майже один і той самий розподіл у межах від $-0,1$ до $0,2$ од. $\times 0,8$ А/м. Це означає, що для реального поля та взятої нами за геологічними даними моделі розв'язок ОЗМ має бути виконаний з ітераційної поправкою (7) при $m=-0,25$ (рис. 1д). Однак, цей розв'язок за формою сильно відрізняється від модельного розв'язку ОЗМ для теоретичного поля (рис. 1). Замість невеликих очікуваних відхилень ІН від середнього значення в межах 5-10%, ми отримали падіння ІН у півтора рази

від 12 до 8 од. $\times 0,8$ А/м. Це свідчить про те, що ІН у реальному аномальному тілі при збільшенні глибини розташування блоків зменшується.

Вирівнюванням ІН у ПУ по 2-му шару та застосуванням методу розв'язання ОЗМ з двома уточнюючими ітераційними поправками (УІП) [4] вдалося одержати майже однакові значення ІН у всіх шарах, крім першого (рис. 1е). Розв'язок ОЗМ з постійними ІН в трьох верхніх шарах і незначним падінням ІН у нижніх шарах від 11,0 до 10,0 і від 10,6 до 9,6 од. $\times 0,8$ А/м вдалося отримати при $m=-0,0625$ на двох профілях (рис. 2, а-б). У обох випадках ми отримали майже для всіх глибин у середньому ІН=11 од. $\times 0,8$ А/м (рис. 1е, 2а). Після розв'язання ОЗМ методом УІП з вирівнюванням ПУ (10 ітерацій) було виконано розв'язання тим самим методом (30 ітерацій) без вирівнювання ПУ (рис. 3).



а

б

Рис. 2. Результати розв'язків ОЗМ для реального поля ділянки Петрове:

а, б – вертикальні розрізи для профілів 5 і 4 (великими цифрами праворуч вказано максимальні значення ІН у кожному шарі, визначені по рисунках з меншим перетином ізоліній)

Оскільки нев'язки стали значно меншими, метод розв'язання ОЗМ став виконувати свою основну функцію – диференціацію розрізу за магнітними властивостями при дотриманні критерію оптимізації – мінімуму суми квадратів нев'язок поля [2] або суми квадратів поправок до ІН [3, 4]. У двох розрізах (рис. 3, а-б) відбулося розділення однорідного аномального тіла на два, приблизно вертикальні, високоманітні пласти (ІН=17,5-22,5 од. $\times 0,8$ А/м), розділені масивом менш магнітних порід (ІН=7,5-10,0 од. $\times 0,8$ А/м), що представляє собою синклінальну складку.

Практично, наведені розрізи ІН повторюють геологічні розрізи, побудовані за даними буріння свердловин. Детальний фрагмент розрізу ІН (рис. 3в) підтверджує те, що за магнітними властивостями ми виділяємо східне та західне крила синкліналі, складені високомагнітними залізистими кварцитами й розділені менш магніт-

ними з меншим вмістом магнітного заліза пластами та пропластками кварцитів і збагачених залізом сланців. Наведена модель для розв'язання оберненої лінійної задачі (ОЛЗ) обрана тільки для високомагнітних порід, починаючи з глибини 80 м.

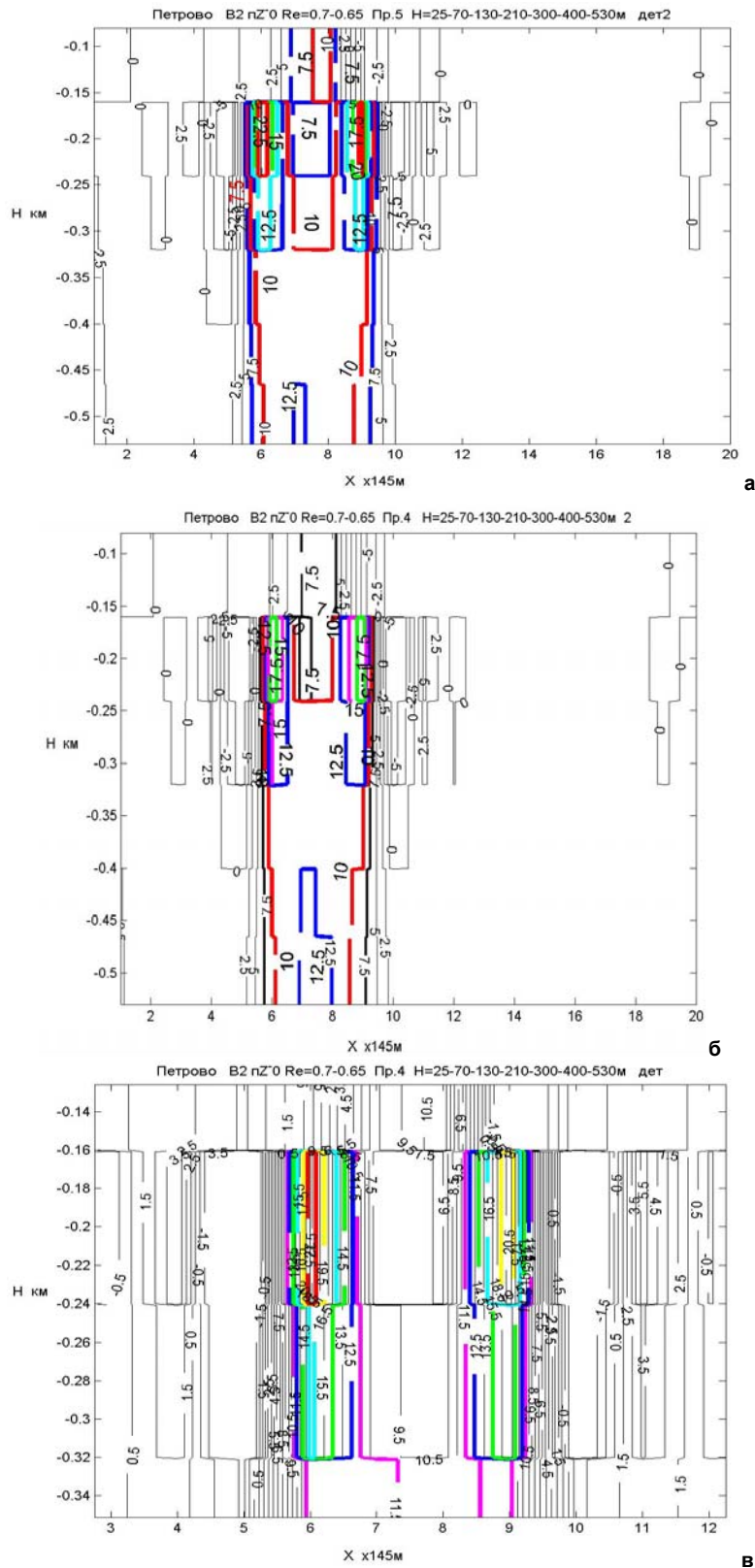


Рис. 3. Результати розв'язків ОЗМ для реального поля методом з УІП без вирівнювання ПУ після попереднього розв'язку ОЗМ з вирівнюванням ПУ за ІН другого шару: а, б – вертикальні розрізи ІН для профілів 5 і 4; в – детальний фрагмент розрізу ІН для профілю 4

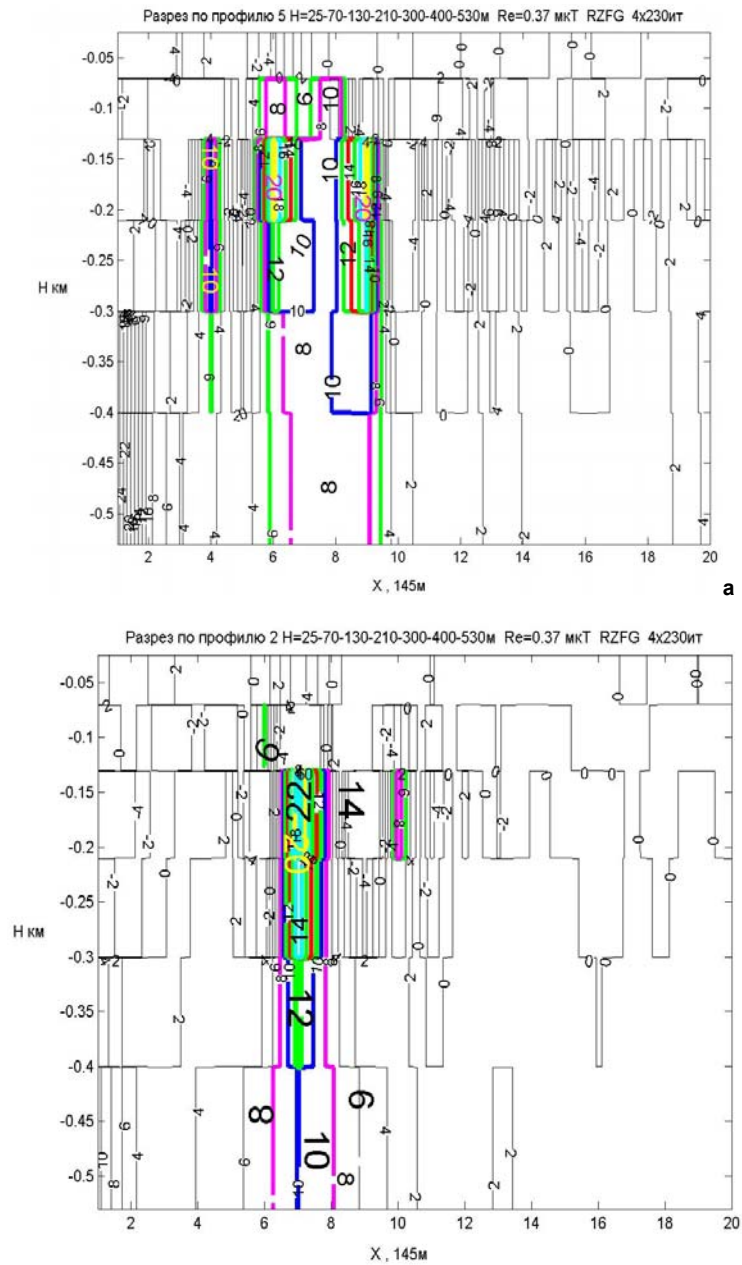


Рис. 4. Результати розв'язків ОЗМ для реального поля методом з УП без вирівнювання ПУ і без попереднього розв'язку ОЗМ з вирівнюванням ПУ:
а, б – вертикальні розрізи ІН для профілів 5 і 4

У межах глибин 25-70 м знаходиться зона окислених залізистих порід, тобто зона тих самих порід з високим вмістом загального заліза, але з дуже низьким вмістом магнітного заліза. Невеликі пропластки з вмістом магнітного заліза створюють локальні аномалії-похибки, які відфільтровуються ітераційними оптимізованими методами. Тому було також виконано розв'язок ОЛЗ для моделі з урахуванням зони окиснення у верхній частині залізородної структури з нульовими початковими умовами [2-4] для неї (рис. 4). У розрізі для профілю 5 ми отримали ту саму синкліналь (рис. 4а), яка в розрізі для профілю 2 (рис. 4б) представлена її південним замиканням з крутопадаючим шарніром і високими магнітними властивостями гірських порід.

На деяких відстанях від крил складок (рис. 3-4) виділено ряд пачок порід з підвищеною намагніченістю (5-10 од. $\times 0,8$ А/м), які виявлено також і свердловинами. Що ж стосується зони окислених залізистих порід, то в розв'язку ОЗМ вона виділяється горизонтальним пластом із низькими магнітними властивостями (0-4 од. $\times 0,8$ А/м) там, де

вона включена у СБІМ першим шаром на глибинах 25-70 м (рис. 4, а-б). І точно так само вона не впливає на результат визначення магнітних властивостей другого шару тієї ж моделі та першого шару СБІМ у межах глибин 80-160 м там, де вона не включена в інтерпретаційну модель (рис. 3, а-в). Таким чином, комплексом ряду моделей, отримуючи ускладнені та спотворені розв'язки, можна наблизитися до отримання реально змістовного розподілу намагніченості гірських порід.

Слід зауважити, що даний геологічний приклад відрізняється від класичного наочного тим, що магнітні властивості в нижній частині структури менші, ніж у середній. Тому візьмемо іншу 6-шарову модель із загальною глибиною, в два рази меншою, з глибинами до шарів 25-70-110-150-190-230-280 м, але з тим самим розподілом намагніченості блоків у шарах (рис. 2, в-г). При різних ІП отримаємо такі розподіли ІН в аномальних тілах. Методом простої ітерації (В2) [2, 4] при $m=0$ отримуємо зростання ІН від 0,3 од. у 1-му шарі до 0,75 од. у 6-му шарі (рис. 5а). При $m=-0,75$ маємо спад ІН від 0,6 до 0,4 од.

(рис. 5б). При $m=-0,5$ маємо невелике зростання ІН від 0,45 до 0,50 од. Після вирівнювання ІН у ПУ за ІН 4-го шару в усіх шарах, крім 1-го окисненого шару, [4] отримаємо майже постійну ІН в АТ з 2-го по 6-й шар, крім дрібних окремих деталей (рис. 5г).

Тепер виконаємо ту саму процедуру для реального поля. Методом простої ітерації (В2) [2] при $m=-0,5$, з уточнюючою поправкою за глибину (7), у 4-6-м шарах аномального тіла для профілю 2 отримаємо $ІН=5,9-6,1$ од. (рис. 6а). Цей розв'язок близький до реального, оскільки за даними буріння глибина до нижньої границі структури на профілі 2 дорівнює 280 м, як і глибина, що

вибрана для цієї моделі. Для інших профілів північніше профілю 2 розв'язки ОЛЗ є еквівалентними. Тому наведемо розв'язок ОЛЗ, виконаний методом В2 з використанням УІП [4] при вирівнюванні ПУ за ІН 4-го шару у всіх шарах, крім 1-го окисненого (рис. 6, б-г). Отриманий розподіл ІН у 1, 3 і 4-му шарах відповідає розподілу магнітного поля по площі карти. А по глибині на всіх профілях, як і на розрізі по профілю 2 (рис. 6а), ІН змінюється досить слабо. Враховуючи різний ступінь окиснення, як і очікувалося, ІН у першому шарі (рис. 6б) розподілена дуже нерівномірно, порівняно з розподілом ІН у 1-му та 3-му шарах (рис. 6, в-г).

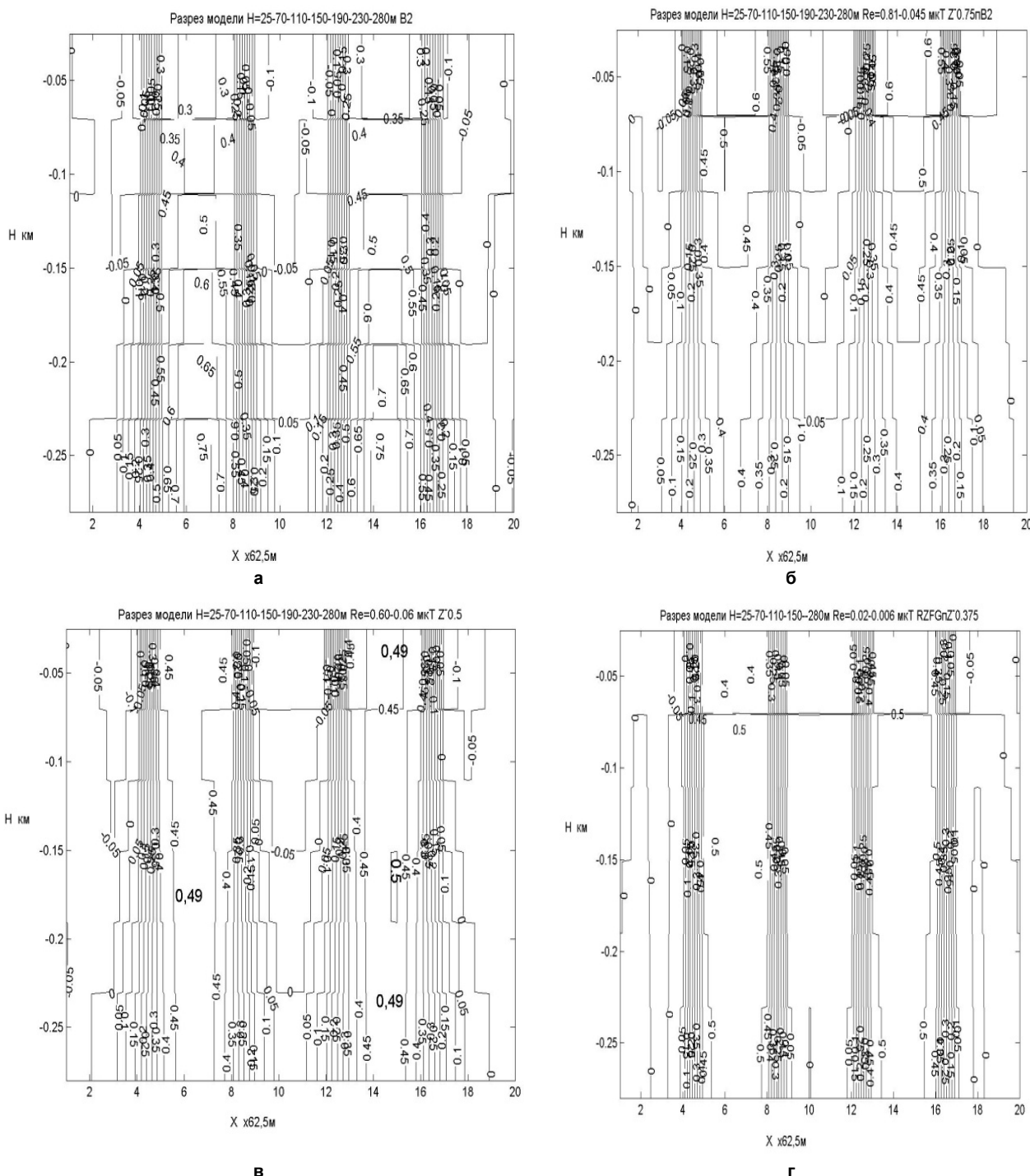


Рис. 5. Результати розв'язків ОЗМ для теоретичного поля по шестишаровій моделі

зі зменшеною загальною потужністю до 280 м і з урахуванням зони окиснення магнітних порід у межах глибин 25-70 м: а – розріз ІН методом простої ітерації з ІП (1); б – розріз ІН за розв'язком ОЗМ методом простої ітерації з корекцією поправки за глибину за формулою (7) при $m=-0.75$, в – при $m=-0.5$; г – розріз ІН за розв'язком ОЗМ методом із УІП при вирівнюванні ПУ за ІН четвертого шару в усіх шарах, крім першого, після розв'язку ОЛЗ методом простої ітерації при $m=-0.375$

1. Кобрунов А.И., (1989). Теория интерпретации данных гравиметрии для сложнопостроенных сред: учебное пособие. К.: МВССО УССР УМЖ ВО, 100 с.
Kobrunov A.I., (1989). Teorija interpretacii dannyh gravimetrii dlja slozhnopostroennyh sred: uchebnoe posobie. K.: MVSSO USSR UMZh VO, 100 p. (In Russian).
2. Миненко П.А., (2006). Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии. Геоинформатика, 4, 41-45.
Minenko P.A., (2006). Issledovanie kristalicheskogo fundamenta lineynone lineynymi metodami magnitometrii i gravimetrii. Geoinformatika, 4, 41-45. (In Russian).
3. Миненко П.А., Миненко Р.В. (2012). Упрощенные алгоритмы решения обратных задач гравиметрии фильтрационными методами. Геоинформатика, 2(42), 27-29.
Minenko P.A., Minenko R.V., (2012). Uproshhennyye algoritmy resheniya obratnykh zadach gravimetrii filtracionnymi metodami. Geoinformatika, 2(42), 27-29. (In Russian).

4. Міненко Р., Міненко П., (2014). Обернені лінійні задачі гравіметрії та магнітометрії з уточнюючими ітераційними поправками вищого порядку. Вісник Київського університету. Геологія, 1(64), 78-82.

Minenko R., Minenko P., (2014). Oberneni liniyni zadachi gravimetrii ta magnitometrii z utochnjujučimi iteracijnimi popravkami višnjogo porjadku // Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 1(64), 78-82. (In Ukrainian).

5. Петровский А.П., (2006). Математические модели и информационные технологии интегральной интерпретации комплекса геолого-геофизических данных: дис. ... доктора физ.-мат. наук: 04.00.22. К., 364 с.

Petrovskij A.P., (2006). Matematicheskie modeli i informacionnye tehnologii integralnoj interpretacii kompleksa geologo-geofizicheskikh dannyh: dis. ... doktora fiz.-mat. nauk: 04.00.22. Kyiv, 364 p. (In Russian).

6. Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкевич А.С., (1986). Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты. Вісник АН УРСР, 12, 28-42.

Starostenko V.I., Kozlenko V.G., Kostjuevich A.S., (1986). Sejsmogravitacionnyj metod: principy, algoritmy, rezultaty. Visnik AN URSR, 12, 28-42. (In Russian).

7. Страхов В.Н., (1990). Об устойчивых методах решения линейных задач геофизики. II. Основные алгоритмы. Изв. АН СССР. Физика Земли, 8, 37-64.

Strahov V.N., (1990). Ob ustojchivyh metodah reshenija linejnyh zadach geofiziki. II. Osnovnye algoritmy. Izv. AN SSSR. Fizika Zemli, 8, 37-64. (In Russian).

Надійшла до редколегії 08.06.15

R. Minenko, MSc

E-mail: maestozo.1_pavel@mail.ru;

P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.

Krivorozhsky National University

54, Gagarina Avenue, Krivoy Rog, 50086 Ukraine

Yu. Mechnikov, Engineer-Geologist

Krivoy Rog Geophysical Department

2 Geologichna Str., Krivoy Rog, 50001 Ukraine

THE PROBLEM OF FINDING MEANINGFUL SOLUTIONS TO LINEAR INVERSE PROBLEMS OF MAGNETOMETRY BY INTEGRATION OF INTERPRETIVE MODELS

The aim of this work is the creation of methods for solving the inverse problem of magnetometry in the conditions of uncertainty in the spatial distribution of the magnetization of rocks. As a rule, the solution of the inverse problem of magnetometry is ambiguous because of the inaccuracy of the model chosen, its displacement relative to the real masses, the degree of discrepancy between the real physical parameter of rock with specified initial conditions. Unlike gravity, the complexity of solving the inverse problem of magnetometry due to the fact that the magnetic properties of rocks are so heterogeneous that they simply cannot be reliably determined on samples from outcrops or boreholes nor according to well logging data, i.e. the micro level is not acceptable to the magnetic survey. The only method to determine the magnetic properties at the macro level is the solution of the inverse problem. However, comparing of the interpretation results does not seem possible in a material sense. One can only solve the inverse problem by different methods. It is desirable that these methods were varied and were based on a grid-block interpretation models with different linearity. For example, when using multi-layer models of the geological environment with finite-height and semi-infinite blocks, we get totally different results of solving the inverse problem. Since direct methods for solving the inverse problem are developed very poorly, the decision has to be done by optimized iterative methods which are much better designed. With the help of multi-layer theoretical models it was found that for semi-infinite prisms the definable intensity of magnetization decreases to a prism with increasing of the depth, though in fact, it is constant in a geological massif. For multilayer models with finite-height prisms the deeper is the prism in the model, the greater is the intensity of magnetization, although, more accurately, this is true only to a certain depth and even height of the prism. Such a set of rules might result in deadlock the interpretation of magnetic anomalies by mesh methods. In nature, however, vertical bodies can have falling or increasing intensity of magnetization with depth, which further complicates the definition of the geological situation. This article describes the methods we have developed that speed up or slow down the processes of change of magnetization with depth in the solution of the inverse problem. A formula has been developed concerning iterative corrections to the physical parameter. It takes account of the depth of the block location in the interpretation model and adjusts the distribution of the residuals of the field into blocks of different depths to recalculate them in a correction to the intensity of magnetization of the block. By use of several interpretative models with various clarifying corrections, stable and meaningful solution of the inverse problem can be achieved.

Keywords: gravimetry, inverse problem, iterative method, iterative correction, optimization criterion, the correction for depth.

P. Миненко, магистр

E-mail: maestozo.1_pavel@mail.ru;

П. Миненко, д-р физ.-мат. наук, проф.

Криворожский национальный университет,

пр. Гагарина, 54, г. Кривой Рог, 50086, Украина,

Ю. Мечников, инженер-геолог

Криворожская геофизическая партия,

ул. Геологическая, 2, г. Кривой Рог, 50001, Украина

ПРОБЛЕМА ПОИСКА СОДЕРЖАТЕЛЬНЫХ РЕШЕНИЙ ОБРАТНЫХ ЛИНЕЙНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЕМ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Целью настоящей работы является создание методики решения обратной задачи магнитометрии в условиях неопределенности пространственного распределения намагниченности горных пород. Решение обратной задачи магнитометрии, как правило, является неоднозначным из-за неточности выбранной модели, ее смещения относительно реальных масс, степени несовпадения реального физического параметра горных пород с заданным в начальных условиях. В отличие от гравиметрии, сложность решения обратной задачи магнитометрии обусловлена тем, что магнитные свойства горных пород настолько неоднородны, что их просто нельзя надежно определить ни на образцах из обнажений или скважин, ни по данным геофизических исследований скважин, то есть микроуровень в магнито-разведке не приемлем. Единственный метод, позволяющий определить магнитные свойства на макроуровне, – это решение обратной задачи. Однако, сравнивать результаты интерпретации в материальном смысле здесь не с чем. Можно только решать обратные задачи различными методами. Желательно, чтобы эти методы были разнообразными и опирались на сеточно-блоковые интерпретационные модели с различной линейностью. Так, например, при использовании многослойных моделей геологической среды с блоками, конечными по высоте и полубесконечными, получаем различные результаты решения обратных задач. Поскольку прямые методы решения обратной задачи развиты еще очень слабо, то решение приходится выполнять намного лучше разработанными оптимизированными итерационными методами. На многослойных теоретических моделях установлено, что для полубесконечных призм определяемая интенсивность намагничивания уменьшается с увеличением глубины до призмы, хотя реально в геологическом массиве она постоянна. Для многослойной модели с конечными по высоте призмами определяемая интенсивность намагничивания тем больше, чем глубже расположена призма в модели, хотя, точнее, это справедливо только до определенной глубины и даже высоты призмы. Уже такого набора правил вполне достаточно, чтобы интерпретация магнитных аномалий сеточными методами зашла в тупик. Однако, в природе вертикальные тела могут иметь падающую или возрастающую интенсивность намагничивания с глубиной, что еще больше осложняет определение геологической ситуации. Поэтому в статье разработаны методы, которые ускоряют или замедляют процессы изменения намагниченности с глубиной в решении обратной задачи. Разработана формула итерационной поправки к физическому параметру, которая учитывает глубину расположения блока в интерпретационной модели и корректирует распределение невязок поля по блокам разной глубины для пересчета их в поправку к интенсивности намагничивания блока. Применением нескольких интерпретационных моделей с различными уточняющими поправками достигается устойчивое и содержательное решение обратной задачи.

Ключевые слова: гравиметрия, обратная задача, итерационный метод, итерационная поправка, критерий оптимизации, поправка за глубину.

УДК 550.344

Д. Малицький, д-р фіз.-мат. наук, проф.
E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;О. Муйла, канд. фіз.-мат. наук, мол. наук. співроб.
E-mail: orestaro@gmail.com;О. Грицай, асп.
E-mail: grycaj.oksana@gmail.com;

А. Павлова, канд. фіз.-мат. наук;

О. Асташкіна, канд. геол. наук, мол. наук. співроб.
E-mail: sac1@ukr.net;О. Обідіна, асп.
E-mail: jane.det@yandex.ua;Е. Козловський, канд. фіз.-мат. наук
Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,
вул. Наукова, 3-б, м. Львів, 79060 Україна

РОЗПОДІЛЕНЕ ДЖЕРЕЛО: РЕЗУЛЬТАТИ МОДЕЛЮВАННЯ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВИКОРИСТАННЯ ДЛЯ ЗАДАЧ СЕЙСМОЛОГІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою та рецензентом канд. фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України О.В. Кендзерою)

У роботі представлено розв'язок прямої задачі для поля переміщень на вільній поверхні шаруватого ізотропного середовища з використанням матричного методу у випадку розподіленого джерела. Розподілене джерело розглядається як сукупність точкових джерел, кожне з яких представлено тензором сейсмічного моменту. Важливий аспект полягає в тому, що для розв'язку оберненої задачі використано аналітичні співвідношення прямої задачі, тобто інверсію для сейсмічного тензора здійснено шляхом використання розв'язків для поля переміщень. Для розподіленого джерела у роботі використано той факт, що хвильове поле від такого вогнища є суперпозицією полів переміщень від кожного точкового джерела. Таким чином, постановка прямої задачі полягає у визначенні хвильового поля на вільній поверхні шаруватого півпростору, коли вогнище землетрусу представлено розподіленим джерелом у просторі й часі. Описано методику для визначення поля переміщень на вільній поверхні у спектральній області з використанням значення посuveк для елементарних джерел, а також часу наростання (rise time) і часу розриву (rupture time). Матричний метод застосовують саме у випадку поширення сейсмічних хвиль у горизонтально-шаруватому півпросторі, коли неоднорідне середовище моделюється системою однорідних ізотропних шарів із паралельними границями. Вогнище землетрусу як розподілене джерело є розміщеним в однорідному шарі. Показано перехід від перевизначеної системи рівнянь для визначення вектора посuveк по розриву до розв'язку для узагальненої оберненої задачі. Результати оберненої задачі для визначення площини розриву апробовано на прикладі події, що відбулася біля Мальти (24.04.2011: $13^{\circ}02'12''$, 35.92° N, 14.95° E, $M_w 4.0$). Для даної події показано визначення часу наростання (rise time) і часу розриву (rupture time). Коректність оберненої задачі забезпечено шляхом визначення функціоналу, при якому мінімізується норма між реальними даними та параметрами, які отримано з використанням запропонованої методики. У випадку матриць, близьких до сингулярних, запропоновано використовувати сингулярний розклад.

Ключові слова: розподілене джерело, сейсмічне поле, тензор сейсмічного моменту, вогнище землетрусу, ізотропне середовище.

Вступ. У цій роботі авторами представлено основні результати моделювання хвильового поля у шаруватому півпросторі, викликаного розподіленим джерелом, використовуючи матричний метод Томсона-Хаскела та можливості розв'язання оберненої задачі щодо вогнища землетрусу. Одержані напрацювання як у теоретичному, так і в прикладному аспектах, знайшли своє застосування для побудови механізмів вогнищ землетрусів, а також для визначення площини розриву, та мають перспективи для інших сейсмологічних задач, що буде показано нижче.

Як відомо, обернені задачі є некоректними й для їх розв'язання необхідні додаткові умови, які накладаються на фізичні параметри. Але й при таких умовах немає певності, що знайдено правильний розв'язок. Це означає, що може існувати достатньо багато різних систем шуканих параметрів, які задовольняють розв'язок прямої задачі. По суті, для більшості випадків сейсмологічна задача знаходження характеристик джерела сейсмічних хвиль чи досліджуваного середовища зводиться до методу підбору [3], коли шукані параметри змінюються у відомих межах, які визначено фізичними властивостями. Крім методу підбору, відомі чисельні методи скінченних різниць і скінченних елементів, а також матричний метод, які також широко використовують для обернених задач. Автори представленої роботи, проаналізувавши достатньо багато методів розв'язок як прямих, так і обернених задач, розробили декілька модифікацій матричного методу Томсона-Хаскела, показавши його переваги й недоліки, а також перспективи використання для багатьох задач сейсмології [3-7]. Ві-

домо, що розподілене джерело можна розглядати як суму точкових джерел [10]. Це означає, що кожна точка на площині розриву є генератором сейсмічних хвиль. Тому визначення параметрів такого джерела, а саме зміщення по розриву, часу наростання (rise time), часу розриву (rupture time), є важливим сейсмологічним завданням [8]. Для подій Карпатського регіону на сьогоднішній день такі задачі потребують свого розв'язання. У даній статті на прикладі події, яка відбулася біля Мальти, показано побудову площини розриву та визначено його основні параметри.

1. Розподілене джерело. Теорія прямої та оберненої задачі

Розглядається поширення сейсмічних хвиль у вертикально неоднорідному середовищі, яке моделюється системою однорідних ізотропних n шарів на $(n+1)$ півпросторі. Вважаємо, що границі між шарами є паралельними. На кожній границі виконуються умови жорсткого контакту. Метою нашого дослідження є побудова хвильового поля на вільній поверхні шаруватого середовища, коли на глибині H_0 в однорідному шарі діє розподілене джерело як сума точкових джерел і представлено тензорами сейсмічних моментів або посuveками по розриву для кожного точкового джерела. Матричний метод застосовують саме у випадку поширення сейсмічних хвиль у горизонтально-шаруватому півпросторі, коли неоднорідне середовище моделюється системою однорідних ізотропних шарів із паралельними границями. Вогнище землетрусу як розподілене джерело є розміщеним в однорідному шарі. Відомо, що для сучас-

ної сейсмології представлення точкового джерела знайшло своє застосування, а його опис сейсмічним тензором є найбільш ефективним, оскільки дислокаційну модель вогнища задано площиною розриву, яка орієнтована в просторі трьома кутами (рис. 1) і сейсмічним моментом M_0 , який визначає енергію землетрусу. Таке джерело сейсмічних хвиль є точковим у просторі, але може бути розподіленим у часі. Автори даної статті достатньо багато уваги приділяли у своїх роботах саме такій моделі точкового джерела [1]. Ще один важливий аспект полягає в тому, що для розв'язків оберненої задачі використано аналітичні співвідношення прямої задачі, тобто інверсію для сейсмічного тензора здійснено шляхом використання розв'язків для поля переміщень. Для розподіленого джерела у роботі використано той факт, що хвильове поле від такого вогнища є суперпозицією полів переміщень від кожного точкового джерела. Таким чином, постановка прямої задачі полягає у визначенні хвильового поля на вільній поверхні шаруватого півпростору, коли вогнище землетрусу представлено як розподілене джерело у просторі та часі. У такому випадку, кожна компонента тензора сейсмічного моменту є функцією часу для кожної точки на площині розриву. Отже, для кожного точкового джерела вводиться час наростання (rise time), час розриву (rupture time), а також зміщення по розриву (так звана дислока-

ція на площині розриву). У випадку точкового джерела, параметрами вогнища є середня зміщення по розриву і часова функція вогнища $STF(t)$. На рис. 2 наведено час наростання (rise time) і час розриву (rupture time) для розподіленого джерела. Часова функція вогнища $STF(t)$ є комбінацією часу наростання й часу розриву. Слід відзначити, що для побудови площини розриву потрібно знати її орієнтацію, тобто визначити тензор сейсмічного моменту або фокальний механізм. Цей підхід забезпечується наявністю достатньо великої кількості сейсмічних станцій, які мають бути розміщені навколо епіцентра землетрусу. Тоді за знаками вступів прямих P хвиль і за кутами їх виходу на фокальній площині будуються дві нодальні площини, одна з яких є площиною розриву [3]. Такий відомий метод дозволяє визначати орієнтацію площини розриву, визначати скалярний сейсмічний момент M_0 за сейсмічними записами та знаходити за відомими формулами компоненти сейсмічного тензора. Але зрозуміло, що фізичні процеси у вогнищі не відбуваються миттєво. Наприклад, час, протягом якого відбувається сейсмічна подія, може тривати від часток секунди для малих землетрусів до десятків хвилин для великих землетрусів. У такому випадку, введення часової функції вогнища $STF(t)$ є важливим кроком переходу від точкового до розподіленого джерела.

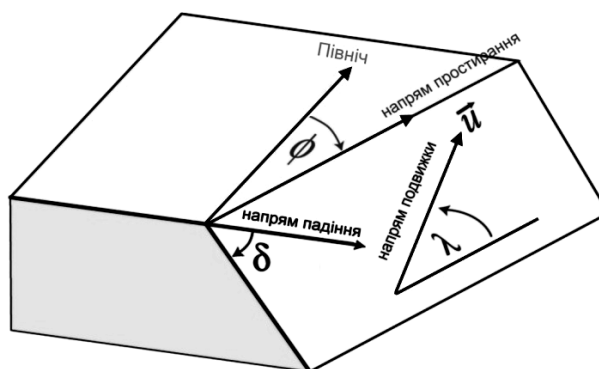


Рис. 1. Дислокаційна модель вогнища землетрусу

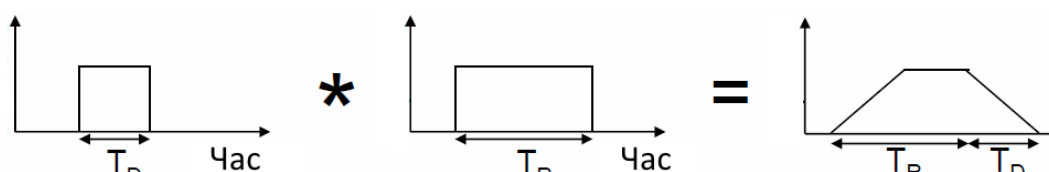


Рис. 2. Час наростання (rise time – T_D) і час розриву (rupture time – T_R) для розподіленого джерела

У цій статті приведено основні результати математичного моделювання поширення сейсмічних хвиль у шаруватому півпросторі для розподіленого джерела. Отже, розглядається реєстрація поля переміщень на вільній поверхні однією станцією від розподіленого джерела, що є сумою s елементарних (точкових) джерел. У запропонованій методиці використано математичні представлення у спектральній області. У роботі [7] показано, що для точкового джерела хвильове поле, викликане прямими P та S хвилями, має вигляд:

$$U_s^{(0)} = (U_x^{(0)p}, U_x^{(0)s}, U_y^{(0)p}, U_y^{(0)s}, U_z^{(0)p}, U_z^{(0)s})^T = K \cdot M \quad (1)$$

де $M = (M_{xx}, M_{yz}, M_{zz}, M_{xy}, M_{yy}, M_{xz})^T$ – тензор сейсмічного моменту; $U_s^{(0)} = (U_x^{(0)p}, U_x^{(0)s}, U_y^{(0)p}, U_y^{(0)s}, U_z^{(0)p}, U_z^{(0)s})^T$ – компоненти прямих P і S -хвиль на вільній поверхні середовища.

Матриця K визначається параметрами шаруватості моделі середовища [7]:

$$K = \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^S & K_{22}^S & K_{23}^S & K_{24}^S & K_{25}^S & K_{26}^S \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \\ K_{41}^S & K_{42}^S & K_{43}^S & K_{44}^S & K_{45}^S & K_{46}^S \\ K_{51}^P & K_{52}^P & K_{53}^P & K_{54}^P & K_{55}^P & K_{56}^P \\ K_{61}^S & K_{62}^S & K_{63}^S & K_{64}^S & K_{65}^S & K_{66}^S \end{pmatrix}.$$

У випадку розподіленого джерела поле переміщень (у спектральній області), зареєстроване на одній станції й викликане прямими P та S хвилями від s точкових джерел, буде мати вигляд:

$$U_s^{(0)} = K_1 M_1 + K_2 M_2 + \dots + K_s M_s \quad (2)$$

Рівняння (2) можна переписати, ввівши сейсмічний момент M_0 для кожного точкового джерела, а саме $M_0 = \mu A u(t)$ (μ – модуль зсуву, A – площа точкового джерела, $u(t)$ – зміщення по розриву для точкового джерела). Вважатимемо, що розподілене джерело розміщене в однорідному шарі (хоча це не обов'язково), площі всіх елементарних джерел є однаковими, але посувки по розриву є різними, а отже часи наростання й часи розриву для кожного точкового джерела мають свої значення. Крім того, використаємо формули для компонент тензора сейсмічного моменту для кожного точкового джерела через кути, які визначають геометричну орієнтацію площини розриву:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi_s + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \varphi_s); \\ M_{xy} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\varphi_s + 1/2 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi_s); \\ M_{xz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \varphi_s) = M_{zx}; \\ M_{yy} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi_s - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \varphi_s); \\ M_{yz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \varphi_s - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \varphi_s) = M_{zy}; \\ M_{zz} &= -M_0 \sin 2\delta \sin \lambda, \end{aligned} \quad (3)$$

де δ – кут падіння, φ_s – кут простирання, λ – кут між напрямом посувки й простяганням.

Тоді рівняння (2), використовуючи (3), перепишемо у вигляді:

$$U_s^{(0)} = K_1 \mu_1 A u_1 f(\delta, \varphi_s, \lambda) + K_2 \mu_2 A u_2 f(\delta, \varphi_s, \lambda) + \dots + K_s \mu_s A u_s f(\delta, \varphi_s, \lambda). \quad (4)$$

Вектор $f(\delta, \varphi_s, \lambda)$ визначається правою частиною рівняння (3) (без M_0) і є розмірністю 1×6 .

Слід відзначити, що у формулі (4) матриці K для кожного точкового джерела відрізняються азимутами φ і глибинами їх залягання.

Таким чином, з використанням значення для вектора $f(\delta, \varphi_s, \lambda)$ поле переміщень для розподіленого джерела (4), яке викликано лише прямими P і S -хвилями на вільній поверхні, середовища має вигляд:

$$U_s^{(0)} = \begin{pmatrix} U_x^{(0)p}, U_x^{(0)s}, U_y^{(0)p}, U_y^{(0)s}, U_z^{(0)p}, U_z^{(0)s} \end{pmatrix}^T = G \cdot u, \quad (5)$$

де елементи матриці G визначено як $g_{ij} = \mu A b_{ij} = \mu A K_{ij} f_i, (i, j=1-6)$.

Вектор $u = (u_1, u_2, \dots, u_s)^T$ визначає посувки по розриву для кожного точкового джерела.

Приведемо перевизначену систему лінійних рівнянь (5) до наступного вигляду, помноживши зліва та справа на матрицю $\tilde{G}^*$, яка по відношенню до матриці G є комплексно-спряженою й транспонованою, тобто:

$$\tilde{G}^* G u = \tilde{G}^* U_s^{(0)}. \quad (6)$$

або

$$u = (\tilde{G}^* G)^{-1} \tilde{G}^* U_s^{(0)}. \quad (7)$$

Розв'язок (7) для вектора u названо розв'язком узагальненої оберненої задачі в сенсі середньоквадратичного, при якому мінімізується норма:

$$\|U_s^{(0)} - G u\|^2. \quad (8)$$

У теорії оцінки параметрів методом найменших квадратів рівняння (6) відоме під назвою нормального рівняння. Отже, найкращий розв'язок буде отримано, якщо записи на станції будуть без шумів і для швидкісної моделі, наближеної до реальної. Зазначимо також, що отриманий метод для визначення посувки по розриву для розподіленого джерела є ефективним і для слабких місцевих землетрусів, що є характерними для подій Карпатського регіону. Зазначимо, що розв'язок оберненої задачі слід досліджувати у випадку відхилень у значеннях швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль, а також коли розглядається тонкошарувата модель. Таким чином, аналізуючи розв'язок для вектора u шляхом розв'язання оберненої задачі, треба досліджувати вище наведені особливості. Матриця $(\tilde{G}^* G)$ може бути також близькою до сингулярної, що може привести до труднощів для визначення вектора u . У цьому випадку потрібно використовувати сингулярний розклад.

Зазначимо також, що можливості використання запропонованої методики слід додатково перевіряти на реальних подіях.

2. Апробація методики для реальної події

Апробацію методики для визначення параметрів розподіленого джерела покажемо на прикладі події, яка відбулася біля Мальти (24.04.2011: $13^h 02^m 12^s$, $\lambda=35.92^\circ N$, $\varphi=14.95^\circ E$, $M_w=4.0$). Механізм вогнища землетрусу та його параметри визначено у роботі [9] і наведено на рис. 3 і в табл. 1.

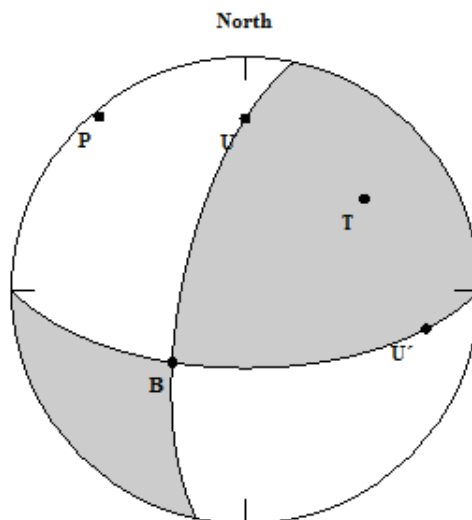


Рис. 3. Механізм вогнища землетрусу для події біля Мальти (24.04.2011: $13^h 02^m 12^s$, $\lambda=35.92^\circ N$, $\varphi=14.95^\circ E$, $M_w=4.0$)

Таблиця 1

Параметри фокального механізму для події біля Мальти 24.04.2011

Plane1			Plane2			P		T		N	
Strike (ϕ_s)	Dip (δ)	Slip (λ)	Strike (ϕ_s)	Dip (δ)	Slip (λ)	Azm	Plunge	Azm	Plunge	Azm	Plunge
192°	68°	30°	90°	63°	155°	320°	3°	52°	36°	226°	54°

На рис. 4 показано сейсмограми, записані на станції WDD на епіцентрній відстані 39,56 км. Використовуючи методику для визначення вектора посливу по розриву, згідно з викладеною теорією, на рис. 5 наводимо площину розриву для розподіленого джерела, а в табл. 2 – час наростання (rise time) і час розриву (rupture time). На отримані результати суттєво впливає

швидкісна модель, а також правильність визначення орієнтації площини розриву, тобто фокальний механізм. Слід також відзначити, що важливим є визначення вектора $U_s^{(0)} = (U_x^{(0)p}, U_x^{(0)s}, U_y^{(0)p}, U_y^{(0)s}, U_z^{(0)p}, U_z^{(0)s})$ для прямих P та S хвиль.

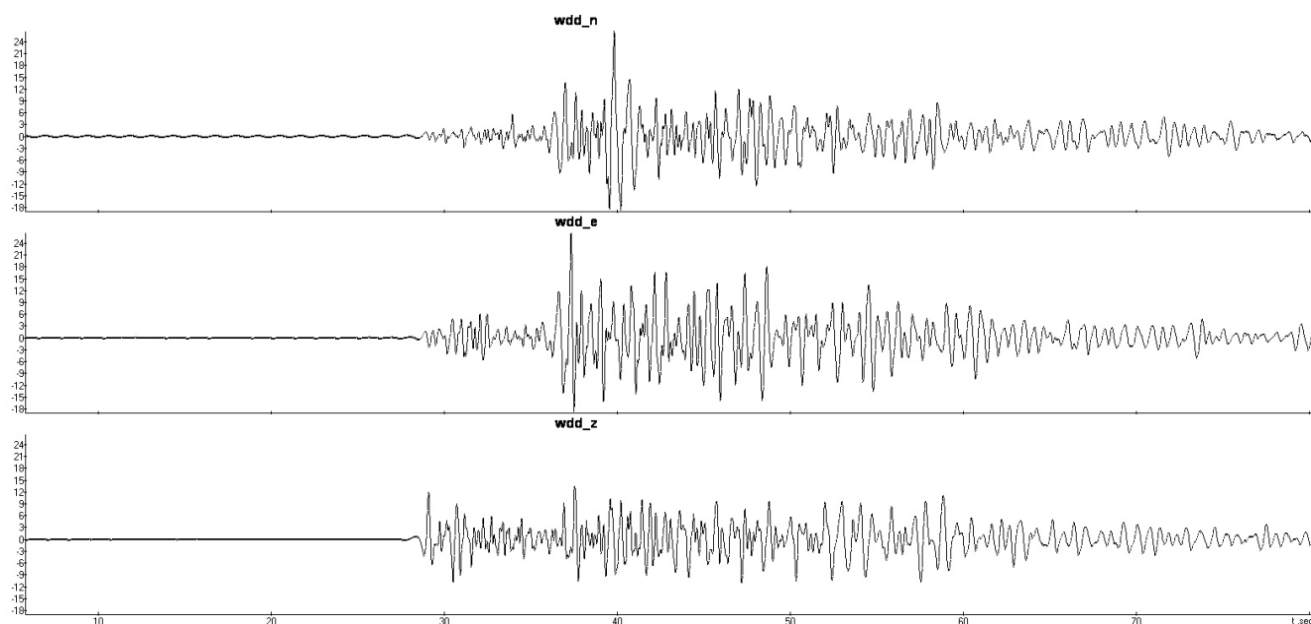


Рис. 4. Сейсмограми, які записано на станції WDD на епіцентрній відстані 39,56 км

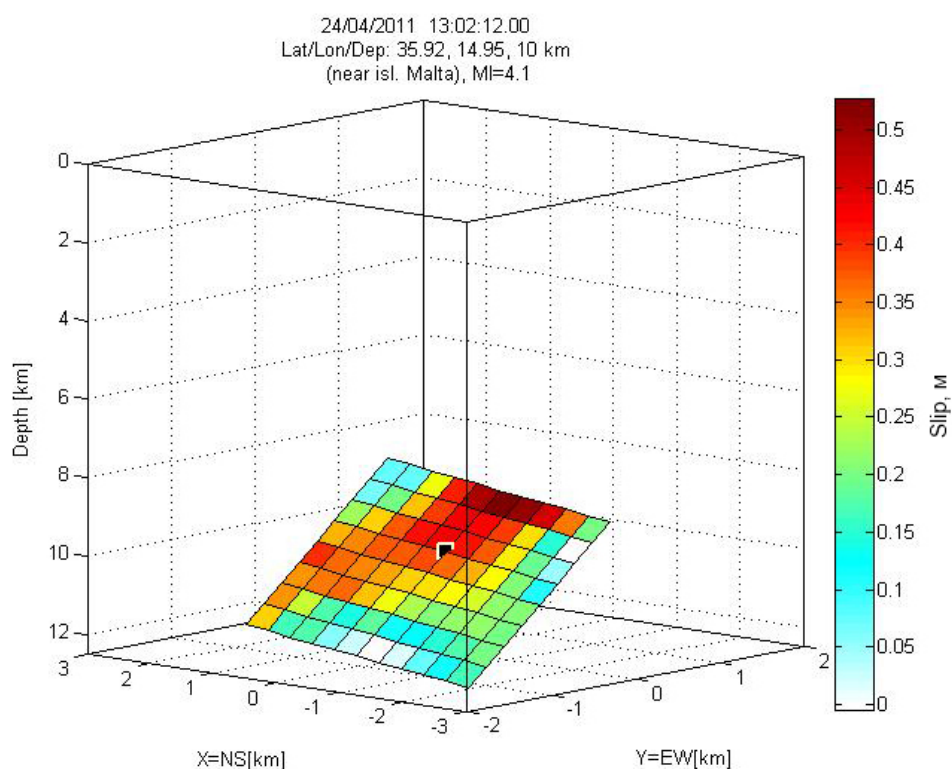


Рис. 5. Площина розриву для розподіленого джерела

Таблиця 2

Параметри розподіленого джерела для події біля Мальти (24.04.2011)

N	Slip, м	Rupture time, с	Rise time, с	N	Slip, м	Rupture time, с	Rise time, с
1	0,1625	1,419	0,568	41	0,1110	1,313	0,568
2	0,1174	1,171	0,461	42	0,2091	1,455	0,603
3	0,0729	1,206	0,497	43	0,2798	1,490	0,497
4	0,0203	1,242	0,497	44	0,3279	1,384	0,603
5	0	1,029	0,497	45	0,3664	1,490	0,426
6	0,0261	1,100	0,461	46	0,3827	1,100	0,532
7	0,0609	1,242	0,426	47	0,3762	1,242	0,568
8	0,1734	1,419	0,603	48	0,3697	1,490	0,568
9	0,1652	1,100	0,568	49	0,3518	1,490	0,603
10	0,3041	1,455	0,568	50	0,3264	1,500	0,497
11	0,2027	1,348	0,497	51	0,0531	1,455	0,461
12	0,1749	0,923	0,426	52	0,1874	1,567	0,603
13	0,1483	1,739	0,568	53	0,2892	1,916	0,603
14	0,1210	1,135	0,497	54	0,3710	1,881	0,603
15	0,1143	1,029	0,497	55	0,4162	1,845	0,568
16	0,1851	1,206	0,390	56	0,4339	1,952	0,603
17	0,1399	0,816	0,390	57	0,4142	1,774	0,568
18	0,1767	1,400	0,532	58	0,3729	1,774	0,568
19	0,2481	1,242	0,532	59	0,3062	1,703	0,532
20	0,3443	1,400	0,497	60	0,2261	1,703	0,603
21	0,2015	0,923	0,426	61	0	1,774	0,568
22	0,2121	0,887	0,426	62	0,1491	1,526	0,603
23	0,2160	0,745	0,532	63	0,2980	1,526	0,568
24	0,2108	0,993	0,532	64	0,3893	1,881	0,568
25	0,2297	0,958	0,355	65	0,4273	1,845	0,603
26	0,2775	1,171	0,603	66	0,4297	1,845	0,603
27	0,3192	1,348	0,532	67	0,3900	1,419	0,568
28	0,3615	1,313	0,568	68	0,3141	1,455	0,603
29	0,3610	1,384	0,426	69	0,2020	1,703	0,568
30	0,3405	1,410	0,568	70	0,0680	1,774	0,568
31	0,2055	1,490	0,568	71	0,1980	1,490	0,603
32	0,2164	1,450	0,603	72	0,3582	1,419	0,532
33	0,2554	1,100	0,568	73	0,4602	1,348	0,603
34	0,2807	1,135	0,532	74	0,5052	1,455	0,603
35	0,3003	1,419	0,603	75	0,5275	1,455	0,532
36	0,3101	1,348	0,461	76	0,4927	1,419	0,497
37	0,3320	0,958	0,603	77	0,4094	1,455	0,568
38	0,3485	1,384	0,603	78	0,2750	1,490	0,568
39	0,3672	1,455	0,461	79	0,0771	1,384	0,497
40	0,3988	1,455	0,568	80	0,0771	1,480	0,496

Висновки. У представленій роботі проведено аналіз отриманого узагальненого розв'язку оберненої задачі для вектора посувки по розриву. Про важливість визначення параметрів розподіленого джерела та його використання у сучасній сейсмології ведуться дискусії серед сейсмологів як вітчизняних, так і зарубіжних. На сьогодні цій проблемі присвячено багато конференцій і симпозіумів. Слід навести проект Source Inversion Validation (SIV), у якому беруть участь багато відомих учених. А це наводить на думку, що обернена задача сейсмології щодо визначення параметрів вогнища землетрусу є актуальною, потребує розробки нових методів і є перспективною для подальших досліджень. Автори даної роботи розглядають можливості введення анізотропного середовища для моделювання поширення сейсмічних хвиль з метою виявлення впливу анізотропії на хвильове поле. Така задача потребує свого розв'язання, оскільки відомо, що реальне середовище є анізотропним і його вплив на розв'язок оберненої задачі також потрібно досліджувати, що буде показано в наступних роботах.

Список використаних джерел

1. Акі К., Річардс П., (1983). Количественная сейсмология. Теория и методы. М.: Мир, 520 с.
2. Вербицкий Т.З., Починайко Р.С., Стародуб Ю.П., Федоршин О.С., (1985). Математическое моделирование в сейсморазведке. Київ: Наук. думка, 275 с.

Verbitsky T.Z., Pochinaiko R.S., Starodub Y.P., Fedorishin O.S., (1985). Mathematical modelling in seismic exploration. Kiev, Science Thought – Naukova Dumka, 275 p. (In Russian).

3. Малицький Д.В., (2010). Аналітично-числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту. Геоінформатика, 1, 79–86.

Malysky D.V., (2010). Analytical and numerical approaches to the calculation of time depending on the seismic moment tensor components. Geoinformatics, 1, 79–86. (In Ukrainian).

4. Малицький Д.В., (1998). Основні принципи розв'язання динамічної задачі сейсмології на основі рекурентного підходу. Геофіз. журн., 5, 96–98.

Malysky D.V., (1998). Basic principles of solving of the seismology dynamic problems based on recurrent approach. Geophysics Journal, 5, 96–98. (In Ukrainian).

5. Малицький Д.В., (2005). Про джерело сейсмічних хвиль. Геофіз. журнал, 27(2), 304–308.

Malysky D.V., (2005). About the seismic waves source. Geophysics Journal, 27 (2), 304–308. (In Ukrainian).

6. Малицький Д.В., (1994). Рекуррентный метод решения обратной динамической задачи сейсморазведки в вертикально-неоднородной среде. Геофиз. журнал, 16(3), 61–66.

Malysky D.V., (1994). The recursive method for the inverse dynamic problem solving of seismic exploration in a vertically inhomogeneous medium. Geophysics Journal, 16 (3), 61–66. (In Russian).

7. Малицький Д.В., Муйла О.О., (2007). Про застосування матричного методу і його модифікацій для дослідження поширення сейсмічних хвиль у шаруватому середовищі. Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики, 124–136.

Malysky D.V., Muyla O.O., (2007). About the application of the matrix method and its modifications for the seismic waves study in layered media. Theoretical and applied aspects of geoinformatics, 124–136. (In Ukrainian).

8. Chen Ji, (2005). Computer Simulation of Earth Movement that Spawnd the Tsunami. California Institute of Technology.

9. Malysky D., D'Amico S., (2015). Moment tensor solutions through waveforms inversion. Messina, Mistral Service sas, 25 p.

10. Müller G., (1985). The reflectivity method: a tutorial. Geophys. J., 58, 153–174.

D. Malyskyy, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.
E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;
O. Muyla, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Research Associate
E-mail: orestaro@gmail.com;
O. Hrytsaj, Postgraduate Student
E-mail: grycaj.oksana@gmail.com;
A. Pavlova, Ph.D.;
O. Astashkina, Cand. Sci. (Geol.), Research Associate
E-mail: sac1@ukr.net;
O. Obidina, Postgraduate Student
E-mail: jane.det@yandex.ua;
E. Kozlovsky, Ph.D.
Carpathian Branch of Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine
3-b Naukova St., Lviv, Ukraine, 79060

EXTENDED SOURCE: MODELING RESULTS AND PROSPECTS OF APPLICATION FOR SEISMOLOGY PROBLEMS

The solution of the direct problem is presented for the displacement field on the free surface of layered isotropic medium using the matrix method. The results of the direct problem are used to determine the seismic moment tensor. An extended source is considered as a set of point sources, each one is presented by seismic moment tensor. An important aspect is that for the solution of inverse problem an analytical value of the direct problem is used, i.e. inversion for seismic tensor is realized by using solutions for displacement fields. The solution for extended sources is based in the fact that the wave field from such a source is the superposition of displacement fields from each point source. Thus, the statement of the direct problem is to determine the wave field on the free surface of layered half-space when the earthquake's focus is represented as an extended source in space and time. A method is described which determines the displacement field on the free surface in the spectral domain using the values of the shift for elementary sources as well as rise time and rupture time. Matrix method is used in case of seismic waves in horizontal layered half-space where heterogeneous medium is simulated by homogeneous isotropic layers with parallel boundaries. The earthquake's focus as an extended source is placed in a uniform layer. We have shown the transition from a redefined system of equations for determining a slip vector to the solution for the generalized inverse problem. The results of the inverse problem for determining the rupture plane were tested on the example of the events that took place near Malta (24.04.2011: 13h02m12s, 35.92N, 14.95E, Mw4.0). For this event, the determination of the rise time and rupture time is shown. Correctness of the inverse problem is provided by determining of a functional in which the norm is minimized between the real data and parameters that are obtained using the proposed method. For a singular matrix it is suggested to use a singular decomposition.

Keywords: extended source, seismic field, seismic moment tensor of the earthquake, isotropic medium.

Д. Малицкий, д-р физ.-мат. наук, проф.
E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;
О. Муйла, канд. физ.-мат. наук, млад. науч. сотрудник
E-mail: orestaro@gmail.com;
О. Грицай, асп.
E-mail: grycaj.oksana@gmail.com;
А. Павлова, канд. физ.-мат. наук;
А. Асташкина, канд. геол. наук, млад. науч. сотрудник
E-mail: sac1@ukr.net;
О. Обидина, асп.
E-mail: jane.det@yandex.ua;
Э. Козловский канд. физ.-мат. наук
Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
ул. Научная, 3-б, г. Львов, Украина, 79060

РАСПРЕДЕЛЕННЫЙ ИСТОЧНИК: РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ ЗАДАЧ СЕЙСМОЛОГИИ

В работе представлено решение прямой задачи для поля перемещений на свободной поверхности слоистой изотропной среды с применением матричного метода. Результаты прямой задачи использованы для определения тензора сейсмического момента. Распределенный источник рассматривается как совокупность точечных источников, каждый из которых представлен тензором сейсмического момента. Важный аспект заключается в том, что для решения обратной задачи использованы аналитические соотношения прямой задачи, то есть инверсия для сейсмического тензора осуществлена путем использования решений для поля перемещений. Для распределенного источника в работе использован факт, что волновое поле от такого очага является суперпозицией полей перемещений от каждого точечного источника. Таким образом, постановка прямой задачи заключается в определении волнового поля на свободной поверхности слоистой полупространства, когда очаг землетрясения представлен как распределенный источник в пространстве и времени. Приведена методика определения поля перемещений на свободной поверхности в спектральной области с использованием значения подвижки для элементарных источников, а также времени нарастания (rise time) и времени разрыва (rupture time). Матричный метод применяют именно в случае распространения сейсмических волн в горизонтально-слоистом полупространстве, когда неоднородная среда моделируется системой однородных изотропных слоев с параллельными границами. Очаг землетрясения как распределенный источник расположен в однородном слое. Показан переход от переопределенной системы уравнений для определения вектора подвижки по разрыву к решению для обобщенной обратной задачи. Результаты обратной задачи для определения плоскости разрыва апробированы на примере события, произошедшего у Мальты (24.04.2011: 13h02m12s, 35.92N, 14.95E, Mw4.0). Для данного события показано определение времени нарастания (rise time) и времени разрыва (rupture time). Корректность обратной задачи обеспечена путем определения функционала, при котором минимизируется норма между реальными данными и параметрами, полученными с использованием предложенной методики. В случае матриц, близких к сингулярным, предложено использовать сингулярное разложение.

Ключевые слова: распределенный источник, сейсмическое поле, тензор сейсмического момента, очаг землетрясения, изотропная среда.

Наукове видання



ВІСНИК КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 2(69)

Статті подано в авторській редакції.

Комп'ютерна верстка та коректування Ю.А. Тимченко

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

Responsibility for the opinions given, statements made, accuracy of the quotations, economical and statistical data, terminology, proper names and other information rests with the authors. The Editorial Board reserves the right to shorten and edit the submitted materials. Manuscripts will not be returned.

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. 11,7. Наклад 300. Зам. № 215-7560.
Вид. № Гл2. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 30.06.15

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; тел./факс (38044) 239 31 28
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