

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational research carried out by the academic staff and scientists of the geological faculty, Taras Shevchenko National University of Kyiv.

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	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.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц.; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, доц.; 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.; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, проф., чл.-кор. НАН України; 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 Миколаша Ромеріса, Литва; В. Портнов, Карагандинський Державний Технічний Університет, Казахстан; Д. Робертс, Стаффордширський університет, Великобританія; С. Спассов, Геофізичний центр Доурбес, Бельгія; М. Феді, Неапольський Університет Федеріко II, Італія; О. Ханчук, Далекосхідний геологічний інститут, Росія
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 30
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 24 червня 2014 року (протокол № 11)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/6 від 12.06.02
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

UDC 504+550+551+552+624

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational research carried out by the academic staff and scientists of the geological faculty, Taras Shevchenko National University of Kyiv.

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

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.), Assos. Prof.; V. Grinchenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Jukov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Ivanik, Dr. Sci. (Geol.), Assos. Prof.; O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Korjnev, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; I. Korchagin, Dr. Sci. (Phys.-Math.); O. Koshliakov, Dr. Sci. (Geol.), Assos. Prof.; V. Kurganskiy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Lukienko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; B. Maslov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; O. Mytropolskiy, Corr. NAS Ukraine, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Mytrokhin, Dr. Sci. (Geol.), Assos. Prof.; P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.); V. Nesterovskiy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Ogar, Dr. Sci. (Geol.), Assos. Prof.; M. Orluk, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher; V. Pavlyshin, 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.), Assos. Prof.; M. Yakimchuk, Corr. NAS Ukraine, Dr. Sci. (Phys.-Math.); T. Pastushenko, Cand. Sci. (Phil.), Assos. Prof.; T. Mironchuk, Cand. Sci. (Phil.), Assos. Prof.

Foreign members:

M. Burianyk, Shell Global Solutions International, The 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

90 Vasylkivska Str, Kyiv, Ukraine, 03022, tel. +380442597030

Approved by the

Academic Council of the Geological Faculty
June 24, 2014 (Minutes # 11)

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 31.10.2012

Address:

Office 43, 14 Shevchenka Blvd, Kyiv, 01601
☎ (38044) 239 3172, 239 3222; Fax 239 3128

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Киселевич Л.

Особливості літолого-фаціального складу, умов залягання та поширення відкладів середнього альбу у межах рівнинного Криму	6
--	---

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Загнітко В., Михайлов В.

Геохімічні особливості газової складової газоносних сланцевих товщ України	11
--	----

Митрохин О., Вишневська Є.

Мінералого-петрографічні особливості долеритів Розанівського дайкового поля (Південна частина Інгульського мегаблоку Українського щита)	18
---	----

Герасимець І., Петренко О., Савченко Т., Карданець Ю., Гречанівський О., Дудченко Н.

Синтез і властивості синтетичних аналогів біогенного магнетиту	21
--	----

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Онищук Д., Рева М., Онищук В.

Комплексні петроелектричні моделі вапняків девону та пісковиків кембрію Добротвірської площі Волино-Поділля	25
---	----

Козловський Е., Малицький Д., Павлова А.

Розрахунок та аналіз азимутальних коефіцієнтів q_i та уточнення швидкісної моделі Закарпатського сейсмоактивного регіону	30
--	----

Скальська Л.

Прогнозування фізичних та колекторських властивостей порід-колекторів у геологічних структурах із нетрадиційним газом	35
---	----

Карпенко І.

Літолого-геофізичні властивості сланцевих порід з підвищеним вмістом керогену	41
---	----

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Михайлов В., Ємець О.

Рівень дозрілості органічної речовини відкладів Дніпровсько-Донецької западини у зв'язку з перспективою відкриття родовищ нетрадиційного газу	48
---	----

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Азіз Амджаді, Чомко Д.

Застосування кластерного аналізу для виділення ділянок ґрунтових вод з подібним хімічним складом в Шіразській та Хоррамабадській міжгірських западинах Ірану	54
--	----

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Вижва З., Федоренко К., Вижва А.

Статистичне моделювання сейсмічного шуму в багатовимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища	62
--	----

Дубовенко Ю.

Про однозначність обчислення наближень багаточислових густинних контактів	69
---	----

Азімов О.

Основні методологічні принципи дослідження особливостей будови земної кори дистанційними технологіями	73
---	----

Міненко Р., Міненко П.

Обернені лінійні задачі гравіметрії та магнітометрії з уточнюючими ітераційними поправками вищого порядку	78
---	----

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Киселевич Л.

- Особенности литолого-фациального состава, условия залегания и распространения отложений
среднего альба в пределах равнинного Крыма6

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Загнитко В., Михайлов В.

- Геохимические особенности газовой составляющей газоносных сланцевых толщ Украины11

Митрохин А., Вишневская Е.

- Минералого-петрографические особенности долеритов Розановского дайкового поля
(Южная часть Ингульского мегаблока Украинского щита)18

Герасимец И., Петренко О., Савченко Т., Карданец Ю., Гречановский А., Дудченко Н.

- Синтез и свойства синтетических аналогов биогенного магнетита21

ГЕОФИЗИКА

Выжва С., Онищук Д., Рева Н., Онищук В.

- Комплексные петроэлектрические модели известняков девона и песчаников кембрия
Добровирической площади Волыно-Подолья25

Козловский Э., Малицкий Д., Павлова А.

- Расчет и анализ азимутных коэффициентов q_i для Закарпатского сейсмоактивного региона30

Скальская Л.

- Прогнозирование физических и коллекторских свойств пород-коллекторов в геологических структурах
с нетрадиционным газом35

Карпенко И.

- Литолого-геофизические свойства сланцевых пород с повышенным содержанием керогена41

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Михайлов В., Емец А.

- Уровень зрелости органического вещества отложений Днепровско-Донецкой впадины
в связи с перспективой открытия месторождений нетрадиционного газа48

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Азиз Амджади, Чомко Д.

- Применение кластерного анализа для выделения участков грунтовых вод со сходным химическим составом
в Ширазской и Хоррамабадской межгорных впадинах Ирана54

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

Выжва З., Федоренко К., Выжва А.

- Статистическое моделирование сейсмического шума в многомерной области переменных
для определения частотных характеристик геологической среды62

Дубовенко Ю.

- Об однозначности вычисления приближений многослойных плотностных контактов69

Азимов А.

- Основные методологические принципы исследования особенностей строения земной коры
дистанционными технологиями73

Миненко Р., Миненко П.

- Обратные линейные задачи гравиметрии и магнитометрии с итерационными поправками высшего порядка78

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Kyselevych, L. Lithofacial Composition and Distribution of Middle Albian Strata within the Crimean Plains.....	6
--	---

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Zagnitko, V., Mykhailov, V. Ukraine's Shale Bearing Strata Gas: Geochemical Features	11
Mitrokhin, A., Vishnevskaya, E. Mineralogical and Petrographical Peculiarities of Rozanovka Dyke Field Dolerites (Ingul Megablock of the Ukrainian Shield)	18
Gerasimets, I., Petrenko, O., Savchenko, T., Kardanets, J., Grechanovsky, A., Dudchenko, N. Synthesis and Properties of Biogenic Magnetite Synthetic Analogues	21

GEOPHYSICS

Vyzhva, S., Onyshchuk, D., Reva, N., Onyshchuk, V. Integrated Petroelectrical Models of Devonian Limestones and Cambrian Sandstones from Dobrotvirska Area of Volyno-Podilia	25
Kozlovskyy, E., Malytskyy, D., Pavlova, A. Determining and Analysis of Azimuthal Coefficients q_i for the Seismically Active Transcarpathians.....	30
Skakal's'ka, L. Physical and Reservoir Properties Prediction for Reservoir Rocks in Unconventional Gas-Bearing Geological Structures	35
Karpenko, I. Lithologic and Geophysical Properties of Shale with a High Content of Kerogen	41

MINERAL RESOURCES

Mykhailov, V., Yemets, O. Organic Matter Maturity Level of the Dnieper-Donets Basin Deposits: Unconventional Gas Prospects	48
--	----

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Amjadi, A., Chomko, D. Cluster Analysis in Determining Subsoil Water Areas of Similar Chemical Composition in Shyraz and Horemabad Intermountain Troughs of Iran	54
---	----

GEOLOGICAL INFORMATICS

Vyzhva, Z., Fedorenko, K., Vyzhva, A. Statistical Simulation of Seismic Noise in a Multidimensional Area in Determining Frequency Characteristics of Geological Media.....	62
Dubovenko, Yu. Uniqueness of Approximation Calculations for Multilayered Density Interfaces.....	69
Azimov, O. Methodology of Research into the Earth's Crust Structure via Remote Sensing Technologies	73
Minenko, R., Minenko, P. Inverse Problems with Iterative High-Order Corrections in Gravity Measurements and Magnetometry	78

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.763+551.86+552(.143+.313.8)

Л. Киселевич, канд. геол.-мінералог. наук, доц.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Геологічний факультет, вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ОСОБЛИВОСТІ ЛІТОЛОГО-ФАЦІАЛЬНОГО СКЛАДУ, УМОВ ЗАЛЯГАННЯ ТА ПОШИРЕННЯ ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОГО АЛЬБУ У МЕЖАХ РІВНИННОГО КРИМУ

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

Середньоальбський комплекс залягає на породах нижнього альбу як правило без видимих слідів незгідності і характеризується широким розвитком у його розрізі продуктів вулканічної діяльності. Відклади середнього альбу поширені майже повсюдно в межах Північнокримського палеопрогину, залягають вони на глибинах 2-5 км і представлені осадово-вулканогенними утвореннями, формування яких було зумовлене активною діяльністю 6 вулканів центрального та 3 вулканів тріщинного типу. Ці утворення відсутні тільки на окремих локальних ділянках палеопрогину та в його північній прибогтовій зоні. Відклади характеризуються широким розвитком в їх розрізі, поряд із осадовими, пірокластичними та ефузивними утвореннями, формування яких зумовлене вулканічною діяльністю, яка найбільш широко та інтенсивно проявилася протягом середньоальбського часу, що і привело до накопичення фаціально-мішаної вулканогенно-осадової товщі.

Вулканогенні та вулканічно-кластичні утворення середнього альбу залягають серед морських глинистих утворень у вигляді лінзоподібних тіл, покривів і потоків, іноді простягаються на десятки кілометрів і характеризуються потужностями від перших до сотень метрів. Особливості будови вулканогенно-осадової товщі в тому чи іншому районі залежать від розміщення останнього стосовно осередків вулканізму та визначаються характером та особливостями виверження палеовулканів. Із наближенням до палеовулканів спостерігається загальне збільшення вулканічних порід у розрізах, причому серед останніх починають переважати ефузиви. По мірі віддалення від осередків вулканічної діяльності зростає роль у розрізі пірокластичних, вулканогенно-осадових та осадових відкладів.

Узагальнення та аналіз результатів вивчення літологічної і петрографічної характеристик середньоальбських відкладів за даними глибинного параметричного та пошуково-розвідувального буріння дозволив виділити 10 основних середньоальбських типів літофацій за вмістом у морських глинистих відкладах різних за складом та кількістю продуктів вулканізму. Охарактеризовані особливості літолого-фаціальних типів розрізів відкладів середнього альбу, визначені межі їх латерального поширення у межах Північнокримського палеопрогину Рівнинного Криму.

Ключові слова: літолого-фаціальний склад, середній альб, петрографія/

Вступ. Відклади нижньокрейдового відділу входять до складу нижнього структурного поверху альпійського комплексу, заповнюють Північнокримський палеопрогин та поширені у межах Рівнинного Криму, де залягають трансгресивно на різновікових утвореннях фундаменту, а місцями на слабко дислокованих породах юрського віку [6]. У межах території досліджень вони залягають скрізь, проте їх потужність та повнота розрізів дуже мішані (від 170 м до понад 2500 м). Розріз відкладів нижньої крейди в цілому представлений піщано-глинистими утвореннями і ділиться на кілька літологічно-стратиграфічних комплексів. Відомо [1], що літолого-стратиграфічний комплекс до підосви нижнього апту являє собою базальні утворення нижньої крейди; залягає він скрізь в основі відкладів нижньої крейди і незгідно перекриває докрейдові утворення та має ковзаючий вік – від валанжин-нижньобаремського у районі передгір'їв Кримських гір до пізньоаптського та альбського в Північному Присивашші. Складений цей комплекс різними за генезисом відкладами і на території досліджень представлений, головним чином, перешаруванням пісковиків і гравелітів різної щільності з алевролітами та рідше аргілітами.

Комплекс характеризується наявністю пластівколекторів у розрізі альбських утворень, а тому проблема їх нафтогазоносності із подальшим промисловим освоєнням і зумовила вивчення цього комплексу в цілому та його літолого-фаціальних типів розрізу зокрема, визначення меж цих типів розрізу по латералі у межах Північнокримського палеопрогину, що і було основною метою даної статті.

Доальбський літолого-стратиграфічний комплекс не був предметом наших досліджень.

Аналіз наявного матеріалу. Осадовий чохол у межах Рівнинного Криму представлений 4 комплексами, які були утворені різними геодинамічними режимами (літодинамічні комплекси – за [8]):

➤ тріасовий рифтогенний комплекс розкриття Мезотетису;

➤ юрсько-ранньокрейдовий вулканогенно-осадовий комплекс активної окраїни, який зумовлений підсвом Гірського Криму під мегаконтинент Лавразію;

➤ пізньокрейдово-палеогеновий комплекс, який у певній мірі пов'язаний із формуванням задугових западин Чорного моря;

➤ неоген-четвертинний літодинамічний комплекс, зумовлений підсвом субокеанічної кори Чорного моря під Крим [7].

Юрсько-ранньокрейдовий комплекс у Рівнинному Криму представлений вулканогенними і осадовими породами комплексу активної окраїни, що зумовлено процесами субдукції Мезотетису і колізії Євразії з Гірським Кримом по Передгірській сутурі північного нахилу. У межах Рівнинного Криму та суміжної території глибинними свердловинами розкриті понад 30 вулканогенних тіл, ізотопне датування яких вказує на вік від ранньої-середньої юри до ранньої крейди включно. У межах цієї ж смуги був сформований Північнокримський рифтогенний задуговий прогин переважно ранньокрейдового віку, який мав розміри 70×400 км. На сході прогин, ймовірно, продовжується у Північноазовський прогин та далі на схід, про що свідчить розвинутий там аптський магматизм. Північнокримський палеопрогин заповнений юрськими вуглисто-глинистими сланцями, пісковиками, туфами і продуктами магматизму середнього складу (до 300 м), на яких залягають потужні (до 2,2 км) теригенні і вулканогенні породи нижньої крейди.

Проблематичним залишається процес генетично єдиного продовження рифтогенезу у пізньокрейдовий час. Геологічні дані свідчать про активність Північнокримського палеопрогину і у сеноман-сантонський час із проявами вулканізму, який сформував комплекс потужністю до 1800м. Однак колізія Гірського Криму в цей час уже завершилася [7]. Проте якраз у пізньокрейдовий час південніше розпочалося формування задугових западин Паратетису (Західно- і Східночорноморської) із рифтогенезом, магматизмом тощо, а геодинамічний режим цього процесу безсумнівно мав безпосередній вплив і на розвиток Північнокримського палеопрогину.

© Киселевич Л., 2014

Відклади всіх під'ярусів альбу поширені в межах Рівнинного Криму, де вони розкриті численними глибинними свердловинами. Крім глин і пісковиків альбські відклади представлені тут вулканогенними породами – туфами, туфитами з лапілями, вулканоміковими пісковиками, лавами, туфолавами тощо. Крім того у будові альбських відкладів Рівнинного Криму беруть участь кременисті аргіліти, опоки, спонголіти, мергелі, вапняки. Потужність альбських утворень у межах Рівнинного Криму змінюється від 15-50 м на окремих ділянках Сімферопольського підняття до 1340 м у районі с. Мілове (Тарханкутський півострів), а в свердловині Серебрянська-8 (Північнокримський прогин) потужність відкладів тільки верхнього альбу досягає 2300 м.

Нижньоальбська частина літолого-стратиграфічного комплексу [3] поширена у межах Рівнинного Криму та прилягаючих акваторій Чорного і Азовського морів, місцями за літологією дуже тісно пов'язана з відкладами верхнього апту і майже скрізь залягає згідно на утвореннях базального горизонту. Відклади нижнього альбу характеризуються досить стійким літолого-фаціальним складом, складені переважно алевролітами та аргілітами з підлеглою кількістю пісковиків. Тільки у деяких районах у розрізах кількість пісковиків збільшується, а в ряді випадків пісковики починають переважати у розрізах. На окремих ділянках у розрізах появляються прошарки і пачки лав, андезитових порфіритів (Глебовська, Каштанівська площі тощо). Аналіз буріння параметричних свердловин свідчить, що стійкі за розрізами та латеральним поширенням аргіліти та глинисті алевроліти цього комплексу служать покривками для колекторів аж нижнього апту включно.

Таким чином, до початку раннього альбу завершилися активні тектонічні рухи в межах геосинкліналі Гірського Криму, а міграція у середньому альбі тектонічних рухів на північ привела до початку інтенсивного прогинання Північнокримського палеопрогину, що супроводжувалося компенсованим осадконакопиченням і тривалим вулканізмом до раннього сеноману включно.

Середньоальбський комплекс залягає на породах нижнього альбу як правило без видимих слідів незгідності і характеризується широким розвитком у його розрізі, поруч із осадовими, продуктів вулканічної діяльності. Відклади середнього альбу поширені майже повсюдно в межах Північнокримського палеопрогину і вони відсутні тільки на окремих локальних ділянках та в його північній прибортовій зоні. Відклади характеризуються широким розвитком в їх розрізі, поряд із осадовими, пірокластичних та ефузивних утворень, формування яких зумовлене вулканічною діяльністю, яка найбільш широко та інтенсивно проявилася протягом середньоальбського часу, що і привело до накопичення фаціально-мінливої вулканогенно-осадової товщі.

Із врахуванням фаціальних особливостей вулканогенних порід можливо виділити два етапи вулканічної діяльності у Рівнинному Криму – тріщинні виливання лав ранньо-середньоальбського віку та експлозивний вулканізм пізньоальбського-сеноманського віку.

Вулканогенні та вулканічно-кластичні утворення середнього альбу залягають серед морських глинистих утворень у вигляді лінзоподібних тіл, покривів і потоків, іноді простягаються на десятки кілометрів і характеризуються потужностями від перших до сотень метрів. Особливості будови вулканогенно-осадової товщі в тому чи іншому районі залежать від розміщення останнього стосовно осередків вулканізму та визначаються характером та особливостями виверження палеовулканів. Із наближенням до палеовулканів спостерігається загальне збільшення вулканічних порід, причому серед останніх пе-

реважають ефузивні. По мірі віддалення від осередків вулканічної діяльності зростає роль у розрізі пірокластичних, вулканогенно-осадових та осадових відкладів.

За отриманими результатами буріння серед осередків вулканічної діяльності можна виділити палеовулкани центрального типу, які визначили формування товщі вулканогенно-уламкових та ефузивних утворень (Олексіївський, Глебовський, Красноярський, Оленьовський, Первомайський і Соколовський палеовулкани) і вулкани тріщинного типів (Воїнський чи Красноперекопський, Богемський і Орловський), які характеризувалися виключно ефузивною діяльністю. Після завершення вулканічного циклу, у кінці середнього альбу, за час невеликої перерви в накопиченні осадків, відбулося руйнування виступаючих над поверхнею моря вулканічних споруд, що і зумовило формування на схилах останніх вулканомікових утворень.

Найбільші за потужністю, тривалістю та площею поширення продуктів вулканізму осередки виверження приурочені до центральної частини Північнокримського прогину – Серебрянсько-Первомайської зони, а наявність численних осередків виверження зумовила широке латеральне поширення вулканогенних утворень на суміжній частині Новоселівського підняття. Вулканогенний матеріал у вигляді тонких прошарків та лінзочок зустрічається майже повсюдно у межах Рівнинного Криму і навіть в окремих місцях Передгірського Криму.

У віддалених від осередків середньоальбської вулканічної діяльності районах комплекс порід складений переважно глинистими утвореннями, іноді з малопотужними прошарками і лінзами пірокластичного матеріалу (Байкальська, Міжводненська площі тощо). У східних районах (Північне Присивашся) спостерігається збільшення піскуватості та кременистості відкладів розрізу.

Залягають відклади середнього альбу на глибинах від 2 до майже 5 км.

Виклад основного матеріалу. Відклади середнього альбу характеризуються великою фаціальною мінливістю порід як по площі палеопрогину, так і в розрізі, що зумовлено особливостями діяльності того чи іншого вулкану і є причиною невтриманості колекторів. В основі розрізу цього комплексу на більшій частині площі палеопрогину залягає пачка глинистих відкладів. Вона відсутня тільки в тих районах, де вулканічна діяльність почала проявлятися найбільш раніше (Красноярська площа).

Залягають відклади середнього альбу на підстеляючих породах нижнього альбу у більшості випадків без слідів видимої перерви. Нижня границя їх виділяється здебільшого за палеонтологічними даними. Вона недостатньо чітка та переконлива через близькість складу порід низів середнього та верхів нижнього альбу за виключенням тих випадків, коли в покривельній частині останнього присутня пачка пісковиків. Верхня границя вулканогенно-осадової товщі середнього альбу зазвичай більш переконлива та достатньо чітко простежується майже по всій території, за винятком східних районів Рівнинного Криму (Джанкойська, Вишняківська площі тощо) на діаграмах стандартного каротажу, що обумовлено зміною фізичних властивостей порід на цьому рівні.

Перекиваючі відклади верхнього альбу залягають на середньоальбських відкладах з розмивом, про що свідчить наявність в їх підшві в ряді районів продуктів руйнування вулканогенних тіл – пісковиків та гравелітів вулканомікового складу (Рилєєвська, Північносеребрянська площі тощо).

У результаті узагальнення і аналізу геолого-геофізичних даних розкритих свердловинами відкладів середнього альбу та за результатами вивчення літологічних особливостей керну свердловин, за розподілом

його потужностей по площі із урахуванням розміщення осередків вулканізму, які були виділені за даними магніторозвідки, можна зробити висновок, що накопичення середньоальбської товщі багато в чому залежало від інтенсивності вулканізму.

Поширення по площі палеопрогину вулканічних порід пояснюється наявністю в межах північно-західної і північної частин Рівнинного Криму багатьох осередків вулканічної діяльності. Особливо інтенсивною була вулканічна діяльність Мілового, Орловського, Первомайського, Красноярського, Олексіївського палеовулканів, у результаті чого в цих районах утворилась найбільш потужна (800-1000 м) безперервна вулканогенна товща [5].

Суттєвий вплив на розподіл потужностей вулканогенно-осадового комплексу порід зумовила також блокова будова Північнокримського палеопрогину. Саме цим пояснюється відсутність середньоальбських утворень на низці локальних ділянок (райони свердловин Глебовська-25, Західнооктябрських-34 та -27, Знаменської-1 і Березовських-8 та -3), а також мінімальні потужності (50-100м) на південь від основних розломів (райони свердловин Кіровська-2, Карелівська-10, Каштанівська-3, Східнокаштанівська-1). На північ від розломів потужність відкладів середнього альбу різко збільшується та досягає 300-400 м.

У районах відсутності вулканічних осередків, де розріз середнього альбу складений переважно осадовими породами, значні потужності встановлені в східній та південній частинах території (в межах Вишняківської, Східножанкойської і Джанкойської площ, а також в районі Красноярської площі і південних свердловин Новоселівська-3, -8 і -9). До бортових частин палеопрогину відмічається закономірне поступове зменшення потужностей, аж до зникнення відкладів середнього альбу із розрізу нижньої крейди.

Узагальнення та аналіз результатів вивчення літологічної і петрографічної характеристик середньоальбських відкладів дозволили виділити 10 основних типів літофацій відкладів середнього альбу, які відрізняються за ступенем розвитку у розрізі вулканогенно-кластичних утворень та характеру останніх.

Кожен з цих типів літофацій має свої ареали розповсюдження, які обумовлені близькістю чи віддаленістю району від осередку вулканізму, характеру діяльності останнього, а також визначається особливостями структурної будови середньоальбського комплексу порід.

У межах території палеопрогину найбільший вплив на формування описуваної вулканогенно-осадової товщі мали Міловий, Глебовський, Красноярський, Олексіївський, Первомайський, Орловський і мабуть Північносеребрянський палеовулкани.

Виходячи з характеру розрізів, вулканічна діяльність у різних районах Рівнинного Криму проявлялась неодноразово, про що свідчать різна потужність пачки глинистих порід, які залягають в основі розрізу середнього альбу. Найбільш рано мабуть почав діяти палеовулкан у районі Красноярської площі, де згадана глиниста пачка зовсім відсутня в розрізі середнього альбу (св. Красноярська-22). Пізніше починають формуватися все нові і нові осередки вулканізму, а продукти їх діяльності поширюються на великі площі.

Нижче приводиться характеристика виділених типів розрізу та зон їх латерального поширення.

I тип розрізу та зона його розвитку охарактеризована св. Красноярська-2. Відклади середнього альбу цього типу розрізу представлені здебільшого лавами і туфолавами дацит-андезитових і діоритових порфіритів (85%) із прошарками вулканомікових гравелітів у нижній частині розрізу та прошарками вулканомікових піс-

ковиків (10%), конгломерато-брекчій і туфів у середній частині розрізу. Наявність вулканомікових порід у розрізі свідчать про неодноразовість змін та про перерву в осадконакопиченні, під час якої проходило надводне руйнування вулканічної споруди. В інших районах Рівнинного Криму подібний тип розрізу не зустрічається.

Більш широко представлений **II тип розрізу**. Він складений у нижній частині алевритистими аргілітами, які вгорі за розрізом змінюються лавами і туфолавами (80%) андезитових і амфіболіт-плагіоклазових порфіритів з підлеглими прошарками туфів та туфітів (15-18%). У деяких районах у розрізі присутні ляпівелі і агломератові туфи (св. Орловська-3 і Красноярська-1). Цей тип розрізу поширений у районі Мілового, Олексіївського, Первомайського, Орловського і Красноперекопського палеовулканів та обрамляє Красноярський палеовулкан.

У будові **III типу розрізу** лави та туфолави займають підлегле положення (10-15%) і вони зустрічаються у вигляді окремих прошарків та лінз. Переважаюче положення у вулканогенній частині розрізу займають туфи, рідше зустрічаються туфіти (60-80%). Нижню частину розрізу складають аргіліти вапнисті (10-15%) з лінзами та прошарками туфів, туфітів, туфоаргілітів. Цей літофаціальний тип розрізу середнього альбу охарактеризований розрізами свердловин Мілова-4, Задорненська-4 і -5, Каштанівська-3; поширений він у безпосередній близькості від великих палеовулканічних споруд. По мірі віддалення від палеовулканів відбувається збільшення у розрізі осадових відкладів та повне зникнення з вулканогенної частини розрізу лав і туфолав, які замінюються туфами і туфітами.

Нижня частина IV типу розрізу, що складає 40-50% обсягу середнього альбу, представлена переважно вапнистими аргілітами з домішками пірокластичного матеріалу і з прошарками туфів, туфітів і туфоаргілітів (50-60%). **Верхня частина** цього типу розрізу складена туфами і туфітами (40-50%) андезитового та дацит-андезитового складу із нечастими малопотужними прошарками туфоаргілітів і аргілітів.

Охарактеризований цей літофаціальний тип розрізами багатьох свердловин Серебрянської, Північносеребрянської площ тощо. Найбільш повно він вивчений на Західнооктябрській площі. Для нього характерна невитриманість по латералі кількості пірокластичного матеріалу у розрізі. Описуваний тип розрізу (IV) має найбільше латеральне поширення серед усіх попередніх типів, він широкою смугою обрамляє всі найбільші палеовулканічні осередки.

V літофаціальний тип середньоальбських відкладів вже має суттєво осадовий склад (на 80% він складений аргілітами, алевролітами, пісковиками), а пірокластичні породи займають підлегле місце. За кількістю останніх у розрізі V тип поділяється на *два підтипи*: V^A і V^B .

Підтип V^A охарактеризований розрізами свердловин західної і південної частин Октябрської площі. В його будові приймають участь: у низах розрізу – аргіліти алевритисті з прошарками туфітів (25%) і алевролітів, а у верхній частині переважають вулканомікові пісковики (20%), туфопісковики та туфоалевроліти з прошарками туфітів, які доверху змінюються туфітами з прошарками туфоаргілітів (55%). Пірокластичні породи в розрізі не утворюють яких-небудь потужних пачок. Потужність їх прошарків від менше 1 м до 2 м. Крім району Октябрської площі підтип V^A можливо поширений широкою смугою вздовж північної частини Олексіївського і Первомайського палеовулканів (св. Татянівська-3 і -6 та Первомайська-1).

Підтип V^B відрізняється від V^A ще меншим вмістом пірокластичного матеріалу, який зустрічається в розрізі лише у вигляді рідких прошарків туфітів, туфоаргілітів і

туфоалевролітів (50%). Основна частина розрізу представлена угорі пісковиками і глинистими алевролітами (50%), а внизу – вапнистими аргілітами. Охарактеризований цей літофаціальний підтип розрізами свердловин північно-східної частини Октябрської площі.

Трохи своєрідний **VI літофаціальний тип** розрізу середнього альбу поширений на північному заході Тарханкутського півострова в межах Бакальської і Міжводненської площ. Він охарактеризований розрізами свердловин Глебовська-27 і Кіровська-2. Тут, мабуть, подальшим розмивом була знищена верхня частина середнього альбу і збереглася тільки його нижня осадова частина, яка представлена, в основному, аргілітами (75-85%) з рідкими прошарками вулканомікових пісковиків і гравелітів (25-15%). Відмічені також прошарки кременистих відкладів.

Локальний розвиток, більш за все, має **VII літофаціальний тип** розрізу середнього альбу, визначений в розрізах свердловин на Рилєєвській площі. В основі його залягають аргіліти, потужність яких не перевищує 5% загальної потужності розрізу. Потім залягає пачка туфів, які перешаровуються з туфитами. Вони складають до 45% розрізу. Верхню половину останнього складають вулканомікові породи, пісковики і гравеліти з прошарками туфів (50%). Крім Рилєєвської площі ніде більше подібний тип розрізу не зустрічається.

Розрізи середнього альбу свердловин № 5 і № 4 північної частини Тат'янівської площі свідчать про те, що надходження вулканічного і пірокластичного матеріалів у північному напрямку з Олексіївського та Первомайського палеовулканічних осередків майже не відбувалося. Тут поширений **VIII літофаціальний тип** розрізу середнього альбу. Він представлений у верхній частині перешаруванням вулканомікових пісковиків та гравелітів з кременистими породами (кременистими аргілітами і

гезами) (20-30%), у нижній – аргілітами різного ступеню вапнистості та алевролітами (70-80%). По всьому розрізу даного літофаціального типу поширені рідкі і малопотужні прошарки (мм – см) та лінзи туфів.

IX літофаціальний тип розрізу середньоальбських відкладів має найширше розповсюдження. Він розвинутий по всій східній та південно-східній частині району і складений суто осадовими відкладами. Представлені вони аргілітами (нижня частина розрізу – до 70% і більше) та алевролітами різного ступеню глинистості (райони Красногвардійської, Джанкойської, Барановської, Березовської площ тощо).

X тип розрізу визначений у свердловині Ільїнська-1. Він також має суто осадовий характер, відрізняється від попереднього відсутністю алевролітів у верхній частині розрізу. Остання тут представлена переважно кременистими породами. Низи розрізу складені аргілітами. Зона розповсюдження цього типу розрізу простягається вздовж смуги відсутності відкладів середнього альбу – від Красноперекопського вулкану до Авроровського підняття.

На значній частині території досліджень у розрізі середнього альбу поруч з осадовими породами присутні вулканогенні та вулканічно-кластичні утворення, які характеризуються значними потужностями і залягають у вигляді крупних лінзоподібних тіл, потужність яких збільшується у бік палеовулканічних осередків. У східній частині Північнокримського прогину (Орловський, Красноперекопський і, мабуть, Первомайський вулкани) поширені переважно ефузивні, а в межах західної та північно-західної частини прогину, нарівні з ефузивами широко поширені пірокластичні утворення. По мірі віддалення від палеовулканів у розрізі, замість ефузивних утворень, починають переважати пірокластичні та вулканомікові породи.



Рис. 1. Схема латерального поширення літолого-фаціальних типів відкладів середнього альбу на глибинах 2–5 км у межах Північнокримського палеопрогину.

Зірочками помічені вулканічні осередки ранньо-середньоальбського віку: центрального типу:

1 – Оленьовський, 2 – Глебовський, 3 – Красноярський, 4 – Соколовський, 5 – Олексіївський, 6 – Первомайський; тріщинного типу: 7 – Островський, 8 – Лобановський, 9 – Воїнський або Красноперекопський

Вік відкладів середнього альбу визначений на одиноких знахідках у керні глибинних свердловин [2] *Hoplites* sp. (св. Тат'янівська-3, -4 і -5), *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods, а в св. Тат'янівська -4 (інтервал 4117-4120 м) були знайдені *Hoplites dentatus* Sow., *H. devisensis* Spath., *Hemitetragonites* sp., *Inoceramus* sp., які є характерними для нижньої зони середнього альбу – зони *Hoplites dntatus*. У св. Тат'янівська-4 (інт. 4052-4059 м) зафіксовані численні *Inoceramus anglicus* Woods, *Inoceramus subsulcatus* Wilts., поодинокі *Grammatodon carinatus* Sow., *Plicatula* cf. *inflata* Sow., *Kossmatella agassiziana* Pict., *Hamites attenuatus* Sow., *Anahoplites* sp., *Hoplites* sp. У св. Тат'янівська-3 (інт. 4048-4050 м) зустрінуті *Inoceramus subsulcatus* Wilts., в св. Тат'янівська-5 (інт. 3921-3925 м, 3945-3951) –

Inoceramus sulcatus Park., *I. cf. anglicus* Woods, в інт. 3921-3925 м – *Kossmatella agassiziana* Pict., в інт. 3945-3951 – *Entolium orbiculare* (Sow.), *Grammatodon carinatus* Sow. У св. Борисовська-1 (інт. 4725-4727 м) знайдені *Neohibolites* sp., *Protocarbica sphaeroides* Forb.

Пізніше [4] в середньоальбських відкладах була визначена численна фауна, яка характерна для середнього альбу і займає більш широке стратиграфічне значення, проте зустрічається із типовими середньоальбськими видами. Крім перерахованих видів зустрічаються: зональний вид середнього альбу *Anahoplites intermedius* Spath (св. Каштановська-3, інт. 2851-2861 м; св. Клепинінська-1, інт. 2106-2113 м; св. Східноворонковська-1, інт. 3107-3116 м), зустрінутий разом з *Anahoplites transcaspicus* Glasun., *A. praecox* Spath, A.

planus (Mant.). Також визначені *Nucula pectinata* Sow., *N. albensis* Orb., *Variamussium ninae* Karak., *Plicatula inflata* Sow., *Puzosia* cf. *mayoriana* Orb., *Hoplites* cf. *danubiensis* Pauča et Patulis, *Neohibolites spiniformis* Krym. тощо.

В аргілітах вулканогенно-осадової товщі середнього альбу в Рівнинному Криму зустрінуті [2] форамініфе-ри *Lenticulina gaultina* (Berth.), *L. macrodisca* (Reuss.), *Gavelinella intermedia* (Berth.), *G. cf. agalarovae* (Vass.), *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *H. globigerinellinoides* Subb., *Gyroidinoides* ex gr. *nitidus* (Reuss.), *Gavelinella djaffarovi* (Agal.).

Висновки. Структурний план нижньокрейдового комплексу відкладів північно-західної частини Кримського півострова характеризується цілим рядом особливостей, які зумовлені історією розвитку Північнокримського палеопрогину.

На початку раннього етапу розвитку ранньокрейдового прогину територія Рівнинного Криму і Присивашся переживала тільки незначні прогинання, які супроводжувалися накопиченням переважно континентальних, прибережних і мілководних глинисто-піщаних утворень. Палеотектонічні умови накопичення осадків у цей час у значній мірі контролювалися тектонічно-ерозійним рельєфом, що був утворений до початку ранньої крейди, а також розривними порушеннями давнього закладання, які активізувалися.

Починаючи з середньоальбського часу для даного району характерне посилення прогинання, у результаті чого мілководні морські утворення змінилися помірними глибоководними, переважно глинистими, а потім більш карбонатними (мергельними) осадами. У межах Північнокримського палеопрогину посилюються процеси утворення складок та розривів, набуває розвитку потужна вулканічна діяльність, яка привела до поширення у ряді районів вулканічно-кластичних і вулканічних утворень.

Активізація тектонічних рухів привела до блокової будови нижньокрейдового літолого-стратиграфічного комплексу відкладів. Цілим рядом різних за амплітудою, орієнтацією, а також за часом закладання порушень нижньокрейдові утворення розбиті на серію блоків. Найбільш високо амплітудні та довго живучі тектонічні порушення приурочені до внутрішніх бортових частин палеопрогину.

Особливості тектонічного розвитку району зумовили специфіку розподілу потужностей середнього альбу та їх латерального поширення у межах Північнокримського палеопрогину, а також процесу вулканічної діяльності.

Список використаних джерел:

1. Бораец А.Т., (1974). О возрасте базальных слоев нижнего мела Равнинного Крыма и центрального Причерноморья. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 49, 3, 37-44.
2. Bogaets A.T., (1974). О возрасте базальных слоев нижнего мела Равнинного Крыма и центрального Причерноморья. Бюлл. МОИП. Отд. Геол., 49, 3, 37-44 (In Russian).
3. Бораец А.Т., (1980). Новые данные об альбских отложениях северной полосы северо-западного Крыма. Геол. журн., 40, 6, 42-53.
4. Bogaets A.T., (1980). Novye dannye ob albskych otlozheniyach severnoy polosy severo-zapadnogo Kryma. Geol. Zhurn., 40, 6, 42-53 (In Russian).
5. Киселевич Л.С., (2010). Літологічний склад, умови залягання та поширення відкладів нижнього альбу у межах Рівнинного Криму. Вісн. Київ. ун-ту. Геол., 48, 7-9.
6. Kyselevych L.S., (2010). Litologichnyi sklad, umovi zalyagannya ta poshirennya vidkladiv nizhnego albu u mezhach Rivninnogo Krymu. Visn. Kiev. Un-tu. Geol., 48, 7-9 (In Ukrainian).
7. Лещух Р.И., Скорик А.Н., (1987). К палеонтологической характеристике и стратиграфии нижнемеловых отложений Равнинного Крыма и Северного Причерноморья. Тектоника и стратиграфия, 28, 65-69.
8. Leschuch R.I., Skoryk A.N., (1987). К paleontologicheskoy kharakterystyke y stratygraphy nygmelovych otlozheniy Ravninnogo Kryma y Severnogo Prychernomor'ya. Tektonika i stratygraphiya; 28, 65-69 (In Russian).
9. Плехотный Л.Г., (1971). Меловой вулканизм Равнинного Крыма. Бюлл. МОИП. Отдел геологии., 46, 4, 102-112.
10. Platchotnyy L.G., (1971). Melovoy vulkanizm Ravninnogo Kryma. Bull. MOYP. Otd. Geol., 46, 4, 102-112 (In Russian).
11. Москвин М.М., (1986). Стратиграфия СССР. Меловая система: полупом. 1. М.: Недра, 340.
12. Moskvyn M.M., (1986). Stratygraphyya SSSR. Melovaya sistema: volume 1. M.: Nedra, 340 (In Russian).
13. Хаин В.Е., Попков В.И., (2009). Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы: Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000. Краснодар: Кубан. гос. ун-тет, 213.
14. Chaun V.E., Popkov V.Y., (2009). Tektonika yuzhnogo obramleniya Vostochno-Evropeyskoy platformy: Obyasnytel'naya sapyska k tektoktonycheskoy karte Chernomorsko-Kaspiyskogo regiona. Mashtab 1:2 500 000. Krasnodar: Kuban. gos. un-tet, 213 (In Russian).
15. Юдин В.В., (1996). Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий. Геологический журнал, 3-4, 115-119.
16. Yudin V.V., (1996). Paleodynamika Kryma, prylegayuschykh akvatoryy y terytoryy. Geologichnyy zhurnal, 3-4, 115-119 (In Russian).

Надійшла до редколегії 22.04.13

L. Kyselevych, Cand. Sci. (Geol.), Assos. Prof.,
Geological Faculty, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasyliivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

LITHOFACIAL COMPOSITION AND DISTRIBUTION OF MIDDLE ALBIAN STRATA WITHIN THE CRIMEAN PLAINS

The Middle Albian sedimentary complex is deposited on Middle Albian rocks, commonly with no evident unconformity, and includes, along with sedimentary rocks, volcanic activity products. Middle Albian sediments are distributed almost everywhere within the North Crimean paleodepression. They occur at a depth of 2-5 km and are represented by sedimentary-volcanogenic formations whose generation was caused by intense activity of 6 stratovolcanoes and 3 shield volcanoes. Such formations fail to occur only on a few local sites of the paleodepression and in its northern nearside zone. Sediments are characterized by wide development in their section, along with sedimentary rocks, of pyroclastic and effusive formations whose generation was caused by volcanic activity. The volcanic activity was at its highest during the Middle Albian, which resulted in accumulations of facies-variable volcanogenic-sedimentary strata.

Volcanogenic and volcanogeno-clastic Middle Albian sediments occur among marine clay formations as lens-shaped bodies, sheets and flows sometimes stretching over dozens of kilometers, their thickness ranging from a few metres to hundreds. Structural features of volcanogenic-sedimentary strata of different regions depend on their proximity to the centers of volcanic activity and are determined by the nature and characteristics of paleovolcanic eruptions. A closer proximity to paleovolcanoes accounts for an increase in volcanic rocks in the section, with effusive rocks being mostly abundant among them. At a longer distance from the centers of volcanic activity, pyroclastic, volcanogenic-sedimentary and sedimentary deposits become more abundant in the section.

Synthesis and analysis of the lithological and petrographic characteristics of Middle Albian sediments, which were based on analyzing deep parametrical and exploration drilling data, made it possible to define 10 main Middle Albian types of lithofacies. These differ in their composition and the share of volcanic activity products found in marine clay sediments. Lithological-facies types of the Middle Albian sediment sections have been defined, as well as the limits of their lateral distribution within the North Crimean paleodepression of the Crimean plains.

Key words: lithofacial composition, middle albian strata, petrography.

Л. Киселевич, канд. геол.-минералог. наук, доц.
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
Геологический факультет, ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО СОСТАВА, УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО АЛЬБА В ПРЕДЕЛАХ РАВНИННОГО КРЫМА

Среднеальбский комплекс залегает на породах среднего альба как правило без видимых следов несогласия и характеризуется широким развитием в своем разрезе продуктов вулканической деятельности. Отложения среднего альба распространены почти повсеместно в пределах Северо-Крымского палеопрогиба, залегают на глубинах 2-5 км и представлены осадочно-вулканогенными образованиями, формирование которых было обусловлено активной деятельностью 6 вулканов центрального и 3 вулканов трещинного типов. Эти образования отсутствуют только на отдельных локальных участках палеопрогиба и в его северной прибрежной зоне. Отложения характеризуются широким развитием в их разрезе, наряду с осадочными, пирокластическими и эффузивными образованиями, формирование которых обусловлено вулканической деятельностью, которая наиболее широко и интенсивно проявилась на протяжении среднего альба, что и обусловило формирование фациально-изменчивой вулканогенно-осадочной толщи.

Вулканогенные и вулканогенно-кластические образования среднего альба залегают среди морских глинистых образований в виде линзообразных тел, покровов и потоков, иногда простираются на десятки километров и характеризуются мощностями от первых до сотен метров. Особенности строения вулканогенно-осадочной толщи в том или ином районе зависят от расположения последнего относительно очагов вулканизма и определяются характером и особенностями извержения палеовулканов. При приближении к палеовулканам происходит общее увеличение вулканических пород в разрезах, причем среди последних начинают преобладать эффузивы. При удалении от очагов вулканической деятельности в разрезе увеличивается количество пирокластических, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений.

Обобщение и анализ результатов изучения литологической и петрографической характеристик среднеальбских отложений, за данными глубинного параметрического и поисково-разведывательного бурения, дал возможность выделить 10 основных среднеальбских типов литофаций за содержанием в морских глинистых отложениях различных по составу та количеству продуктов вулканизма. Охарактеризованы особенности литолого-фациальных типов разрезов отложений среднего альба, определены границы их распространения по площади в пределах Северо-Крымского палеопрогиба Равнинного Крыма.

Ключевые слова: литолого-фациальный состав, средний альб, петрография.

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 550.42:553.98

В. Загнітко, д-р геол.-минералог. наук, проф.
E-mail: zagnitkow@i.ua

В. Михайлов, д-р геол. наук, проф., декан
E-mail: vladvam@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Геологічний факультет, вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГАЗОВОЇ СКЛАДОВОЇ ГАЗОНОСНИХ СЛАНЦЕВИХ ТОВЩ УКРАЇНИ

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

Актуальність досліджень зумовлена необхідністю розширення мінерально-сировинної бази паливно-енергетичної сировини України. Зростаючий попит на природні нафту і газ, виснаження запасів традиційних родовищ і постійне зростання цін зумовлюють значний інтерес до пошуків родовищ вуглеводнів нетрадиційного типу, тому інтерес до вивчення різних аспектів потенційно нафтогазоносних сланцевих товщ України з кожним роком зростає. Важливим аргументом у розробці критеріїв пошуків та оцінки родовищ вуглеводнів нетрадиційного типу є вивчення їх компонентного складу та геохімічних особливостей.

Серед природних газів газоносних сланцевих товщ найчастіше присутні: метан, азот, двоокис вуглецю, важкі вуглеводні (етан, пропан, пентан, гексан, бутан), водень, сірководень, інертні гази і (дуже рідко) окисли вуглецю, азоту, сірки та ін. Найбільш поширеними газовими компонентами є: метан, азот, двоокис вуглецю та водень. Утворення газів пов'язане з геологічною історією формування окремих територій. Тому генезис їх у різні періоди може бути пов'язаним як з метаморфізмом органічних, у тому числі і вугільних товщ, так і з глибинними висхідними потоками, що виникають внаслідок як ендегенних причин (в основному у зв'язку з динамікою тектонічного розвитку і диференціації геосфер Землі), так і спровокованих зовнішніми чинниками (зокрема падінням крупних небесних тіл). За даними пролізу проб сланцевих та інших ущільнених порід компонентний склад газів у них визначається як край нерівномірний і важко піддається систематизації та виведенню закономірностей. Зокрема, за результатами цих аналізів можна констатувати переважаючу вуглекислоту та водню у газах майже всіх проб незалежно від літологічного складу вмісних порід. У деяких пробах зафіксовано підвищений вміст сірчаністих газів, як правило у породах, що містять сульфіді. Вміст метану у пробах мало залежить від вмісту його у розрізі в цілому, зокрема, в мінеральній складовій колекторів він теж не високий. Ізотопний склад вуглецю в органічній складовій проб дещо збагачений важким ізотопом ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} = -22 \text{--} -24\text{‰}$) а деякі карбонати містять аномальну кількість цього ізотопу ($\delta^{13}\text{C}$ до $+15\text{‰}$). Для утворення карбонатів з таким незвичним ізотопним складом необхідні незвичні фізико-хімічні умови утворення, зокрема, невірні умови ізотопного фракціонування, які виникають в пересичених вуглеводнями обстановках.

Ключові слова: нафта, газ, геохімічні особливості, вуглеводні, сланцеві товщі.

Постановка проблеми та її зв'язок з важливими науковими чи практичними завданнями. Зростаючий попит на природні нафту і газ, виснаження запасів традиційних родовищ і постійне зростання цін зумовили значний інтерес до пошуків родовищ вуглеводнів нетрадиційного типу. Актуальність досліджень зумовлена необхідністю розширення мінерально-сировинної бази паливно-енергетичної сировини України, яка тільки на 10-15% забезпечена власними балансовими запасами нафти і на 30-50% – газу. Таким чином, вивчення особливостей потенційно нафтогазоносних сланцевих товщ України з кожним роком набуває все більшого значення.

Аналіз останніх публікацій і виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Починаю-

чи з 2010 р за замовленням НАК "Нафтогаз України" ряд творчих колективів у складі співробітників Київського національного університету імені Тараса Шевченка, ДП "Наука Нафтогаз", Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, Експертної ради Співки геологів України, ДП "Західукргеологія", Західно-Української геофізичної розвідувальної експедиції, Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу та ін. проводять дослідження проблеми нетрадиційних ресурсів вуглеводнів в Україні. Результати досліджень відображені в ряді звітів і наукових публікацій, де розглянуті особливості будови і складу потенційно нафтогазоносних сланцевих і флішових товщ осадових басейнів та інших потенційно нафтога-

© Загнітко В., Михайлов В., 2014

зоносних структур України [11–16]. Разом з тим, в цих та інших роботах практично відсутня, чи є дуже фрагментарною [1, 18] геохімічна характеристика газоносних товщ і їхньої газової складової, що має провідне значення при визначенні перспектив нафтогазоносності цих товщ, походження газів, форма їх знаходження і таке інше. Така інформація по іншим об'єктам світу наводиться в ряді публікацій [3–7].

Формулювання цілей статті. Ціль статті – на основі вивчення хімічного та ізотопного складу газів у газоносних сланцевих товщах показати особливості розподілу окремих компонентів і запропонувати можливі способи генерації та міграції газів.

Викладення основного матеріалу. Серед природних газів газоносних сланцевих товщ найчастіше присутні: метан, азот, двоокис вуглецю, важкі вуглеводні (етан, пропан, пентан, гексан, бутан), водень, сірководень, інертні гази і (дуже рідко) окисли вуглецю, азоту, сірки та ін. Найбільш поширеними газовими компонентами є: метан, азот, двоокис вуглецю та водень. Утворення газів пов'язане з геологічною історією формування окремих територій. Тому генезис їх у різні періоди може бути пов'язаним як з метаморфізмом органовмісних, у тому числі і вугільних товщ, так і з глибинними висхідними потоками, що виникають внаслідок як ендегенних причин (в основному у зв'язку з динамікою тектонічного розвитку і диференціації геосфер Землі), так і спровокованих зовнішніми чинниками (зокрема падін-

ням крупних небесних тіл). За даними піролізу проб сланцевих та інших ущільнених порід компонентний склад газів у них вкрай нерівномірний і важко піддається систематизації та визначенню закономірностей.

Метан (CH_4) – є основним компонентом серед газів як газових родовищ (80–90%), так і у зоні метанових газів в інших насичених органікою товщах. Він насичує осадові шари на великих глибинах. Міграція метану відбувається з глибин до поверхні, а розподіл – по газомісних зонах. У досліджених нами об'єктах розподіл метану в сланцевих товщах вкрай нерівномірний (табл. 1). Загальна кількість його в газовій суміші за даними газового хроматографічного та мас-спектрометричного хімічного аналізу коливається від 0,5 до 15%. За цими даними, вміст метану в сланцевих товщах суттєво менший в порівнянні з іншими компонентами, особливо CO_2 , що пояснюється активною міграцією і дегазацією вільного метану до початку піролізу. В будь-якому випадку відносний вміст метану в породах характеризує насиченість товщ вуглеводнями і може використовуватися як показник потенційної газо- або нафтоносності. За цим показником найбільш газонасиченими з вивчених площ є сланцеві товщі Зачепилівської та Південно-Коломацької ділянок Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ). Слабо насиченими метаном є імпактити ударних кратерів, пісковики та алевроліти таврійської серії та окремі горизонти Гашинівської та Ніжинської ділянок ДДЗ.

Таблиця 1

Сумарний вміст газових компонентів в сланцевих та інших породах

Проба	Порода	H_2	N_2	CO	CH_4	CO_2	H_2O	C_2H_4	C_2H_6	NO
ПІВДЕННО-СХІДНИЙ СЕКТОР ДДЗ										
Свердловина Святогірська-10										
116 СВ	Пісковик	2876,92	34,14	592,05	598,37	3301,16	56,1	9,6	38,76	0
118 СВ	Аргіліт	1814,47	85,53	377,24	375,69	9129,98	42,78	1,39	0,62	0
Свердловина Євгенівська-20										
121 ЄВ	Аргіліт	1603,28	56,66	835,37	377,73	7875,08	29,02	20,41	32,23	0
Свердловина Дружелюбівська-104										
143 ДЖ	Аргіліт	3123,98	5,8	2591,6	1190,78	17010,05	38,66	12,61	101,32	0
Свердловина Зачепилівська-90										
132 ЗЧ	Сланець	7164,45	11,25	5731,44	4856,39	4958,82	35,06	232,95	411,95	0
Свердловина Гашинівська-3										
136 ГШ	Пісковик	25,32	4,53	47,27	0,93	206,99	2,2	-	-	0
Свердловина Південноколомацька-33										
34 ПК	Аргіліт	4439,22	36,99	2043,08	1005,93	22620,21	51,87	12,83	92,69	0
Свердловина Ржавецька-1										
РЖ-1	Аргіліт	1109,75	4,34	179,81	554,96	864,53	62,81	25,23	105,87	0
РЖ-4	Аргіліт	1153,96	1,35	94,95	325,45	2680,95	35,85	15,29	43,28	0
РЖ-6	Аргіліт	736,2	2,03	82,92	464,16	2638,47	43,78	19,05	44,94	0
РЖ-7	Аргіліт	1679,72	2,75	626,57	534,29	11884,31	37,19	12,52	72,02	0
РЖ-10	Аргіліт	2265,86	0,28	406,42	413,91	11518,02	39,91	11,96	49,1	0
РЖ-12	Аргіліт	1101,57	1,68	167,42	559,98	3782,08	37,08	8,78	81,4	0
РЖ-14	Аргіліт	2328,57	0,7	110,6	429,46	13966,23	49	14,8	44,69	0
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ СЕКТОР ДДЗ										
Свердловина Ніжинська-338										
60 НЖ	Аргіліт	1139,92	18,29	300,14	25,71	9987,47	66,7	0,07	0,13	0
64 НЖ	Аргіліт	3432,39	16,31	2952,68	703,91	5818,49	31,61	8,13	29,82	0
Свердловина Щурівська-10										
76 ЩР	Аргіліт	4848,22	40,06	1533,32	994,74	6931,76	60,2	18,49	80,33	1,94
Свердловина Борзнянська-303										
70 БР	Аргіліт	907,56	30,12	688,9	69,6	33505,91	25,51	6,35	8,47	0
ЗАХІДНИЙ НГР										
Свердловина Бучацька-3										
138 БЧ	Алевроліт	993,95	33,6	129,57	22,01	932,63	44,04	1,17	0,6	0
ПІВДЕННИЙ НГР										
Свердловина Архангельська-21										
175 АХ	Алевроліт	1558,1	21,8	355,8	50,91	4857,69	76,26	11,24	6,08	0
Свердловина Голіцина-1										
165 ГЛ	Мергель	487,53	73,92	1654,52	99,47	44938,6	11,63	12,74	18,47	0
Свердловина Джанкойська-1										
168 ДЖ	Мергель	3081,87	105,79	1412,79	582,32	9397,03	81,03	45,6	72,84	0,23

Проба	Порода	H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	NO
Свердловина Північноказантипська-3										
153 ПК	Глина	3078,65	99,46	1842,85	196,46	4739,81	108,81	12,64	9,33	0
155 ПК	Алевроліт	2048,48	114,38	1199,59	141,22	5243,2	97,09	14,64	12,42	0
158 ПК	Аргіліт	2393,93	579,73	5531,4	88,67	4549,69	93350	8,01	6,96	0,66
Свердловина Субботіна-1										
176 СБ	Аргіліт	2184,97	110,88	962,27	275,18	8033,84	51,99	46,63	63,28	0
177 СБ	Аргіліт	5900,96	239,87	2614,42	1408,41	7773,57	119,26	102,28	182,37	0
178 СБ	Аргіліт	3478,55	22,4	1600,62	460,49	7057,46	103,69	44,68	63,41	0
Таврійська серія, р. Мангуш										
183 МН	Алевроліт	82,45	130,27	115,87	27,59	4237,39	79,04	0,27	0,51	3,73

Продовження таблиці 1

Проба	Порода	NO	H ₂ S	SO ₂	COS	CS ₂	C ₃ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	Сума	ТОС, %
ПІВДЕННО-СХІДНИЙ СЕКТОР ДДЗ											
Свердловина Святогірська-10											
116-СВ	Пісковик	0	3408,13	0	0	0	0	0	0	7815,1	0,93
118-СВ	Аргіліт	0	5121,41	0	0	0	0	0	0	11825,7	2,27
Свердловина Євгенівська-20											
121-ЄВ	Аргіліт	0	8090,62	0	83,78	0	0	0	0	10777,1	3,69
Свердловина Дружелюбівська-104											
143-ДЖ	Аргіліт	0	565,71	0	0	0	0	0	0	23960,9	1,46
Свердловина Зачепилівська-90											
132-ЗЧ	Сланець	0	1230,28	0	0	778,87	0	54,34	25,66	22757,4	5,61
Свердловина Гашинівська-3											
136-ГШ	Пісковик	0	9,14	0	0	0	0	0	0	287,2	0,14
Свердловина Південноколомацька-33											
34 ПК	Аргіліт	0	0,52	0	336	51,69	4,62	11,08	0	30197,3	3,83
Свердловина Ржавецька-1											
РЖ-1	Аргіліт	0	10,4	0	0	18,67	26,67	239,52	0	3202,6	3,14
РЖ-4	Аргіліт	0	330,75	0	0	0	0	0	0	4681,8	2,73
РЖ-6	Аргіліт	0	2679,58	0	36,13	15,48	0	0	0	6762,7	4,26
РЖ-7	Аргіліт	0	125,38	0	0	55,17	0	0	0	15029,9	2,68
РЖ-10	Аргіліт	0	0	0	0	28	2265,86	0	0	16999,3	5,49
РЖ-12	Аргіліт	0	105,6	0	0	58,67	0	12	0	5916,3	5,41
РЖ-14	Аргіліт	0	73,6	0	61,33	40	0	7,2	0	17126,2	4,34
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ СЕКТОР ДДЗ											
Свердловина Ніжинська-338											
60 НЖ	Аргіліт	0	33,63	0	0	0	0	0	0	11538,2	4,51
64 НЖ	Аргіліт	0	2584,94	2,82	0	10,04	0	0	0	12955,4	5,49
Свердловина Щурівська-10											
76 ЩР	Аргіліт	1,94	1368,58	0	0	0	0	0	0	14408,3	3,26
Свердловина Борзнянська-303											
70 БР	Аргіліт	0	981,78	0	0	0	0	0	0	35227,6	1,75
ЗАХІДНИЙ НГР											
Свердловина Бучацька-3											
138-БЧ	Алевроліт	0	1057,81	0	0	0	0	0	0	2155,8	1,46
ПІВДЕННИЙ НГР											
Свердловина Архангельська-21											
175 АХ	Алевроліт	0	1641,71	0	0	0	0	10,29	0	6920,6	2,58
Свердловина Голіцина-1											
165 ГЛ	Мергель	0	102,84	0	46,08	9,6	0	0	0	47265,7	0,70
Свердловина Джанкойська-1											
168 ДЖ	Мергель	0,23	286,22	0	0	12,11	10,81	35,03	44,11	14660,9	10,23
Свердловина Північноказантипська-3											
153 ПК	Глина	0	34,36	0	0	0	0	0	19,78	10066,0	6,24
155 ПК	Алевроліт	0	2057,11	0	23,83	13,62	10,21	4,6	17,36	8844,0	5,39
158 ПК	Аргіліт	0,66	1277,06	22,5	0	0	0	0	0	13236,8	4,67
Свердловина Субботіна-1											
176 СБ	Аргіліт	0	364,13	0	0	24,89	1,78	9,6	0	11619,1	6,51
177 СБ	Аргіліт	0	1507,92	0	24,89	222,22	13,33	42	0	18056,5	5,98
178 СБ	Аргіліт	0	1145,93	0	0	39,2	12	32,4	16,32	12723,2	5,78
Таврійська серія, р. Мангуш											
183 МН	Алевроліт	3,73	0,38	0	0	0	0	0	0	4672,6	5,31
Болтиська імпактна структура											
54 БЛ	Імпактит	0	24,83	0	289,66	55,17	2,76	7,45	0	41028,1	26,25

За традиційними уявленнями утворення метану відбувається із захороненої органічної маси вугілля або інших високовуглецевих покладів. За спрощеною схемою цей процес протікає наступним чином. У торф'яну стадію органічна маса переробляється мікроорганізмами. Метан і двоокис вуглецю, що утворюються, виділяються в повітря. Подальше ущільнення органічної ре-

човини (ОР) під впливом дегідратації і збільшення статичного тиску порід, призводить до утворення у вугіллі великої кількості шпарин, які заповнюються газом (CO₂ і CH₄). На цьому етапі майже повністю припиняється мікробіологічна діяльність. Після занурення на великі глибини пласта, сформованого таким чином, починаються процеси метаморфізму вугілля під впливом висо-

ких температур і тисків порід, що залягають вище. В результаті продовжується конденсація вуглецевих молекул, яка супроводжується відщепленням води і майже чистого метану, котрий сорбується вмісними породами, а також накопичувався в шпаринах та тріщинах.

З другої половини XX ст розвивається альтернативна гіпотеза, за якою утворення вуглеводнів і, зокрема, метану можливе за рахунок його глибинної (ендогенної) генерації (В. Порфір'єв, М. Кудрявцев, Є. Чекалюк, І. Грінберг, Г. Доленко та ін.). Один з варіантів цієї теорії передбачає знаходження вуглеводнів у мантиї з подальшою міграцією їх у верхні шари літосфери по системах глибинних розломів. Утворення неорганічних вуглеводнів відбувається внаслідок реакцій їхнього синтезу в процесі взаємодії води (атомів водню та кисню) з карбідами металів або іншим способом. Деякі послідовники такої моделі передбачають гігантські скупчення газу під потужними "подушками" осадових товщ, зокрема, в районі Донбасу, Передкарпаття та інших регіонів [8].

Модель глибинного походження газових та нафтових родовищ набуває великої популярності і знаходить багато практичних доказів (родовища вуглеводнів в кристалічному фундаменті, високі концентрації і навіть вибухи метану в магматичних масивах сієнітів, потужні потоки метану – "метанові сипи" або "білі курці" – в зонах глибинних розломів, зокрема на дні морів та океанів та багато іншого). Цілком можливо, що частина вуглеводневих газів (або вуглеводневих радикалів), які мігрують по глибинних розломах, утворилася в результаті радіолізу [8]. Своєрідну "синтетичну" модель, яка певною мірою могла б об'єднати ці гіпотези, запропонував О.Ю. Лукін [9].

Таким чином, походження головного компоненту природних вуглеводневих газів – метану – і сьогодні є дискусійною науково-практичною проблемою, головними питаннями якої є: звідки походять газоподібні вугле-

ць-водневі сполуки та яким шляхом вони утворювалися у певних геологічних умовах? Це є важливою як теоретичною, так і практичною проблемою, для вирішення якої залучаються найновітніші методи досліджень, зокрема, ізотопно-геохімічні.

Важкі вуглеводні (C_nH_{2n+2}) (етан, пропан, бутан, пентан, гексан). Відносно генезису важких вуглеводнів існує декілька думок. Зокрема, ще Г. Лідін (1949 р) зазначав, що у газах вугілля тих європейських та американських родовищ, де більш древні породи, що залягають нижче вугільних родовищ, є нафтоносними, важкі вуглеводні мігрували у вугільні пласти з більш глибоких покладів нафти і газу. Їхнє походження пов'язується як з метаморфічними процесами у вуглевмісних породах, так і з глибинними генеруючими осередками. Інші дослідники вважають, що важкі вуглеводні є вторинними і генетично не пов'язані з пластами, що їх вміщують. А.В. Білоконь та М. Елінсон (1965 р) висунули ідею про неорганічне походження важких вуглеводнів, яка підтримується та розвивається багатьма дослідниками.

Багато дослідників зазначають, що підвищені скупчення важких вуглеводнів генетично не пов'язані з вугільним газом, а виникли в результаті міграції вуглеводневих газів по зонах тріщинуватості в межах глибинних розломів з більш глибоких горизонтів.

В 1970–1990 рр у ВГО "Донбасгеологія" інтенсивно проводилися дослідження природних газів на північних та західних околицях Донбасу [17]. Було зроблено більше 10 тис аналізів на хроматографі ХТ-2М з визначенням складу важких вуглеводнів; виявлені закономірності зміни їхніх концентрацій в залежності від зміни ступеня метаморфізму вугільних пластів; визначений характер зміни вмісту вуглеводнів з глибиною. Встановлено наявність наступних гомологів метану: етан, пропан, бутан, пентан і гексан, які зустрічаються у вигляді мікродомішок (табл. 2).

Таблиця 2

Зміни кількісного складу важких вуглеводнів з глибиною

Інтервали глибин, м	Вміст важких вуглеводнів, м ³ /т г м			Кількість визначень
	Від	До	Середнє	
100–200	0,0	0,02	0,007	3
200–300	0,0	0,07	0,019	11
300–400	0,0	0,63	0,077	24
400–500	0,0	0,781	0,119	19
500–600	0,0	1,833	0,187	25
600–700	0,0	2,19	0,432	36
700–800	0,0	1,332	0,260	26
800–900	0,0	2,96	0,548	28
900–1000	0,0	2,7	0,60	26
1000–1100	0,0	1,614	0,425	31
1110–1200	0,0	1,12	0,462	29
1200–1300	0,155	3,208	1,102	18
1300–1400	0,0	1,38	0,39	14
1400–1500	0,04	3,14	0,81	20
1500–1600	0,17	1,371	0,686	6
1600–1700	–	–	0,333	1

На основі аналізу фактичного матеріалу нами встановлено, що:

➤ у вуглегазових пробах, що відібрані у зоні газового вивітрювання, важких вуглеводнів майже не зафіксовано;

➤ у метановій зоні важкі вуглеводні є невід'ємною частиною газової суміші і складають від 0,1 до 23,5% загального об'єму газу (в середньому 1,5–2,2%);

➤ у стратиграфічному розрізі не спостерігається чітких закономірних змін вмісту важких вуглеводнів у вуглеводнево-вмісних пластах.

Максимальний вміст важких вуглеводнів зафіксовано на глибинах більше 1200–1300 м, що вказує на тенденцію зростання їхньої концентрації з глибиною і за

деякими даними вказує на контакт таких газів із нафтоносними горизонтами. За даними піролізу важкі вуглеводні часто присутні у сланцевих товщах, хоча високих вмістів не дають. Найбільш високі вмісти цих компонентів відзначені у пробах Зачепилівської, Південно-Коломацької та Ржавецької ділянок ДДЗ та Джанкойської ділянки Криму.

Водень (H_2) – у вуглеводневих пробах іноді присутній у великих кількостях. Його також виявляють в окремих пробах газу з суфлярів у шахтах, у газових свердловинах. У незначних кількостях він постійно присутній в газах вугільних пластів у зоні метанових газів, а також у сланцевих горизонтах.

Щодо генезису водню у вугільних басейнах існують різні думки. Він може утворюватися: 1) при розкладанні органічної речовини; 2) внаслідок метаморфізму органічної маси; 3) в результаті хімічної дії; 4) внаслідок радіолізу; 5) через надходження з джерел глибинної генерації.

Слід зазначити, що у рудничній атмосфері гірничих виробок шахт вміст водню складає 0,9–0,24%. Походження цього газу в такому випадку деякою мірою може бути пов'язаним з процесами метаморфізму вугілля, але найбільш імовірно, що надходить він зі значних глибин по тектонічних розломах. Скоріш за все наявність водню в сланцевих горизонтах характеризує відновлювальний профіль розрізів, а говорити про його походження досить складно, оскільки значимої кореляції між вмістом вуглеводнів та водню не зафіксовано. За даними піролізу всі досліджені нами проби містять ту чи іншу кількість водню, але говорити про якість закономірності у його розподілі не доводиться. Можливо, його підвищені концентрації можна було б корелювати із ослабленими зонами в сланцевих товщах, але для цього потрібен детальний аналіз тектонічних обстановок конкретних ділянок.

Азот (N_2) є одним з головних компонентів газу, що притаманний газоносним товщам регіону. Вважається, що він має атмосферне походження. Показником цього є співвідношення $Ar/N_2=0,0118$. Якщо воно менше за зазначене, то азот має інший генезис.

На низці ділянок, у тому числі і в межах газових та шахтних вугільних полів, азот має явно не повітряне походження. Зокрема, в межах впливу Амвросіївського насуву з вугільного пласта d_5^1 (св. С-398, глиб. 556,5–587,0 м) було відібрано 5 проб газокернозабірником КА-61, у яких вміст метану – від 0,744 до 2,1%, етану – 0,01–0,02%, азоту – від 66,12 до 96,48%, аргону 0,1–0,12%, водню – до 2,32%, двоокису вуглецю – 2,5–29,0%, кисню – 0,17–1,39% [17]. Співвідношення $Ar/N_2 = 1,0–1,8$, що вказує на глибинне походження азоту. Це підтверджується також наявністю таких суто ендегенних газів, як гелій і водень, та ізотопним складом гелію.

У сланцевих товщах ДДЗ за даними піролізу азот присутній у значних кількостях, хоча не корелює з іншими газами. Найбільші його вмісти зафіксовані у породах на Південно-Коломацькій площі та у свердловині Субботіна-1, інколи вони співрозмірні з вмістом метану. В сланцях із Болтиської западини, за даними хімічного мас-спектрометричного визначення, азот складає майже половину всіх газів.

Двоокис вуглецю (CO_2). Походження цього газу може бути пов'язаним з процесами, що протікають у біосфері, літосфері та астеносфері. Як продукт життєдіяльності аеробних бактерій він добре розчиняється у ґрунтових водах, разом з якими може проникати на глибину. Вміст двоокису вуглецю зменшується з глибиною і у метановій зоні є незначним. Разом з тим приуроченість аномалій цього газу до зон тектонічних розломів може свідчити про надходження CO_2 з великих глибин, де він, безперечно, має ендегенне походження.

Останнім часом розробляється схема газогеохімічного районування ДДЗ, за якою у її занурених блоках в породах накопичується метан та інші вуглеводневі гази, а підняті характеризуються переважанням CO_2 [19]. Щодо джерел вуглекислоти у сланцевих горизонтах, то деяке уявлення про це можна отримати за результатами ізотопних досліджень карбонатів та органічної речовини, у рівновазі з котрими повинен існувати вуглекислий газ. Такий аналіз буде проведено нижче у підрозділі, присвяченому ізотопним дослідженням. Тут лише відзначимо, що значимої кореляції між вмістом CO_2 та іншими компонентами не виявлено.

Сірководень (H_2S). Окрім процесів перетворення рослинної речовини внаслідок відновлення сульфатів

десульфуючими бактеріями, джерелом утворення цього газу у газо-вугленосних та сланцевих товщах можуть бути реакції взаємодії сульфатно-натрієвих вод з метаном, що призводить до утворення гідрокарбонатно-натрієвих вод та вільного сірководню. У будь-якому випадку, присутність цього компонента в природних газах газових родовищ, вулканах і навіть у супутніх газах мінеральних джерел – звичне явище. За даними піролізу, в деяких пробах сірководень присутній у значних кількостях, що може бути обумовлено як вищевказаними причинами, так і підвищеним вмістом сульфідів у пробах і їх десульфуризацією в процесі піролізу. Підвищений вміст сульфідів аж до перших процентів відзначався нами раніше в деяких пробах.

Інші гази. З них найчастіше у складі природних газів зустрічаються CO , SO_3 , COS та ін. Вони, як правило, є продуктами розпаду інших сполук або недоокисненими фрагментами інших кластерів, у тому числі і в процесі виконання аналізів.

Таким чином, генезис більшості газів пов'язаний як з процесами перетворення та метаморфізму органічної речовини, так і з надходженням їх з осередків ендегенної (як корової так і мантийної) генерації. Об'єктивними інструментальними методами, що суттєво розширюють можливості генетичних реконструкцій, є ізотопно-геохімічні методи.

Ізотопний склад вуглецю метану та вуглекислоти. За літературними даними, ізотопний склад вуглецю метану газових родовищ та вугільних газів знаходиться в діапазоні $\delta^{13}C$ від -68 до -25‰. Результати виконаних нами аналізів сланцевих та вугільних газів розширюють цей діапазон – від -68 до -20,4‰, який потрапляє в інтервал величин, характерних для газів термогенного походження і таких, що притаманні біогенному метану. Однак в деяких випадках раніше нами фіксувався метан, $\delta^{13}C$ якого перевищував -15‰, що, вірогідно, відповідає газу ендегенного походження, який був утворений за температур понад 200°C або метаморфогенного газу, що утворився за рахунок декарбонізації ізотопно-важкої неорганічної речовини.

Встановлено зростання вмісту ізоотопу ^{13}C в метані з глибиною та ступені метаморфізму, яка також залежить від глибини залягання пласта. Це свідчить про перерозподіл газів вже після вуглефікації ОР та присутність у верхніх горизонтах земної кори газів з більш метаморфізованих глибокозалягаючих відкладів. Ізотопний склад проаналізованих проб представлений в табл. 3.

Як видно з таблиці 3, ізотопний склад вуглецю ОР є дуже однорідним для всіх проб, незалежно від вмісту органічного або карбонатного вуглецю. В той же час, ізотопний склад ОР є відмінним від таких типових біогенних утворень, як сапропель, вугілля, більшість нафт та бітумів ($\delta^{13}C$ яких в середньому становить -27‰). Ізотопно-вуглецеві значення і незвична їхня витриманість у різних породах і в різних обстановках наводить на думку про особливі джерела або особливі умови утворення вуглеводнів в межах ДДЗ. Для остаточних генетичних побудов ще замало фактичних даних, але цікаво відзначити, що саме такі ізотопні характеристики притаманні розсіяному карбону ультраосновних порід.

Про існування бітумів абіогенного походження в розрізах ДДЗ повідомлялося раніше в роботі О.Ю. Лукіна [9, 10]. Зокрема, в деяких пробах темної полімінеральної пелітоморфної речовини з глибини понад 3500 м виявлені підвищені концентрації Zr (до 1,5%), Ti (до 6%), а також Sr, Au, Pt, U, Th та ін. як когерентних, так і некогерентних елементів. Незвичним виявився і ізотопний склад вуглецю цих бітумів (-7,9‰). Це дає підстави передбачати ендегенну природу вуглецю в таких утвореннях.

Таблиця 3

Ізотопний склад органічної речовини та карбонатів

Ізотопний склад органічної речовини та карбонатів							
№ проб	Свердловина	Порода	Вміст		Ізотопний склад		
			Сорг.	Скарб	δ13Сорг.	δ13Сскарб	δ18Окарб
ПІВДЕННО-СХІДНИЙ СЕКТОР ДДЗ							
108 АТ	Артемівська-1	Сланець	3.66	3.55	-21.21		
126 ДР	Дробишівська-10	Аргіліт	5.36	2.31	-21.61		
128 ДР	"	Аргіліт	6.57	5.5	-20.79		
114 СВ	Святогірська-10	Аргіліт	2.84	11.82	-22.07	-0.73	21.73
129 ЄВ	Євгенівська-1	Сланець	6.9	6.05	-23.47	-5.06	19.95
122 ЄВ	Євгенівська-4	Аргіліт	6.22	2.53	-22.04		
123ЄВ	"	Аргіліт	5.9	1.65	-22.09		
124 ЄВ	"	Сланець	3.19	8.47	-21.98	-3.5	22.8
120 ЄВ	Євгенівська-20	Мергель	4.85	30.8	-23.41	+14.9	22.3
141 ДЖ	Дружелюбівська-104	Аргіліт	5.33	3.41	-22.5		
142 ДЖ	"	Аргіліт	7.2	3.81	-21.94	-17.10	19.2
РЖ-2	Ржавецька-1	Аргіліт	5.29	2.47	-22.19		
РЖ-5	"	Аргіліт	7.03	1.20	-22.08		
РЖ-9	"	Аргіліт	7.27	1.23	-20.98		
РЖ-11	"	Аргіліт	6.15	1.30	-22.05		
33-ПК	Південно-Коломацька-33	Сланець			-21,62		
34-ПК	"	Сланець			-20,87		
35-ПК	"	Сланець			-23,07		
131-ЗЧ	Зачепилівська-90	Сланець	23.7	0.88	-27.86		
4 ЗЧ	Зачепилівська-100	Вапняк			-23.22		
Лів-13	Лівенська-3	Вапняк			-22.83		
Кер-13	Керносівська-1	Аргіліт			-25.20		
Кер-11	Керносівська-2	Вапняк			-25.10		
ЗАХІДНИЙ НГР							
139-БЧ	Бучацька-3	Аргіліт	1.62	11.0	-21.82		
Оболонська імпактна структура							
5302/770	Оболонська-1	Імпактит	4.54	1.40	-23.81		

Ще більш незвичним виявився ізотопний склад карбонатного вуглецю в деяких пробах (зокрема, пробі 120 ЄВ). Таких збагачених важким ізотопом С карбонатів у світі зафіксовано дуже небагато, відносно причин утворення таких ізотопних аномалій дискусії тривають дотепер. Такі аномальні карбонати складають окремі горизонти в докембрійських осадових товщах, тому панівною вважається гіпотеза про існування певних періодів в докембрії, коли весь обмінний фонд земного вуглецю був збагачений важким ізотопом. Карбонати, які осідали в басейнах в ці періоди, успадковували такий вуглець. Але для фанерозою такі періоди невідомі, тому необхідно шукати інші механізми утворення таких аномалій. Один з них був запропонований Ю.О. Борщевським для ізотопно-аномальних карбонатів із кімберлітових трубок Якутії, де Г.П. Мамчуром вперше для земних об'єктів були зафіксовані значення $\delta^{13}\text{C}$ до +44‰, але в нашому випадку аналогії наводити некоректно. Варто відзначити, що дуже високі значення $\delta^{13}\text{C}$ (до +15‰) отримували американські дослідники для карбонатів із нафтових родовищ Каліфорнії, але чіткого механізму такого збагачення важким вуглецем вони теж не запропонували. Для інших проаналізованих карбонатів отримані значення є звичайними, включаючи надто ізотопно-легкі (до -17‰). Останні пояснюються присутністю органогенного вуглецю в системах, де утворювалися такі карбонати.

Ізотопний склад вуглецю вуглеводневих газів із пробі 50 Бл ($\delta^{13}\text{C} = -24,04\text{‰}$) є відносно "важким" і свідчить про деякі домішки абіогенної складової, можливо, як результату декарбонатації, враховуючи насиченість розрізу карбонатними мінералами або з інших джерел. Зокрема, проба, що розташована нижче за розрізом від проаналізованої, за даними хімічного та мінералогічного аналізу, містить до 20–30% карбонатів. Аналіз дериватограм по породах Болтиської западини дозволяє оцінювати склад газів, як в основному метановий, з домішками азоту, вуглекислого газу та гомологів.

Вивчений нами та іншими дослідниками ізотопний склад вуглеводних газів та карбонатних мінералів як рівнинного, так і Гірського Криму, вказує на специфічні умови мінералоутворення, характерні для нафтогазових покладів. Зокрема, нами виявлено деякі карбонатні жили, що розсікають юрські утворення, які містять "надважкий" вуглець ($\delta^{13}\text{C}$ до +18‰). Для утворення карбонатів з таким незвичним ізотопним складом необхідні незвичні фізико-хімічні умови утворення, зокрема, невідновжені умови ізотопного фракціонування, які виникають в пересичених вуглеводнями обстановках.

Висновки.

1. Розподіл газових компонентів безпосередньо у породах сланцевих товщ слабо залежить від вмісту органічної речовини та мінерального складу вмісних порід.

2. Найбільший об'ємний вміст із газів сланцевих товщ характерний для вуглекислого газу та водню, метан та його гомологи присутні у відносно невеликих кількостях.

3. Відносний вміст метану в породах характеризує насиченість товщ вуглеводнями і може використовуватися як показник потенційної газо- або нафтоносності. За цим показником найбільш газонасиченими з вивчених площ є сланцеві товщі Зачепилівської та Південно-Коломацької ділянок Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ). Слабо насиченими метаном є імпакти ударних кратерів, пісковики та алевроліти таврійської серії та окремі горизонти Гашинівської та Ніжинської ділянок ДДЗ.

4. Ізотопний склад органічної речовини та карбонатів у сланцевих товщах вказують на дещо незвичні умови їх формування, зокрема не виключені і абіогенні джерела окремих компонентів.

Список використаних джерел:

1. Атлас родовищ нафти і газу України: В 6 т. / Ред. М.М. Іванюта, В.О. Федішин, Б.І. Денеха та ін., (1998). Львів: УНГА.
Atlas rodovyschch nafty i hazu Ukrainy: V 6 t. / Ed. M.M. Ivanyuta, V.O. Fedyshyn, B.I. Deneha et al., (1998). L'viv: UNHA (In Ukrainian).

2. Вовк И.Ф., (1979). Радиолитиз подземных вод и его геохимическая роль. М.: Наука, 231.
3. Vovk Y.F., (1979). Radyoliz podzemnykh vod i ego heokhymicheskaya rol'. M.: Nauka, 231 (In Russian).
4. Галимов Э.М., (1968). Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра.
5. Halymov E.M., (1968). Heokhymyya stabyl'nykh yzotopov uhleroda. M.: Nedra (In Russian).
6. Галимов Э.М., (1973). Изотопы углерода в нефтегазоносной геологии. М.: Недра.
7. Halymov E.M., (1973). Yzotopy uhleroda v neftegazonosnoy heolohyy. M.: Nedra (In Russian).
8. Галимов Э.М., Кодина Л.А., (1982). Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 230.
9. Halymov E.M., Kodina L.A., (1982). Issledovanye orhanicheskogo veshchestva y hazov v osadochnykh tolshchakh dna Myrovoho okeana. M.: Nauka, 230 (In Russian).
10. Галимов Э.М., Фрик М.Г., (1985). Изотопный метод диагностики нефтематеринских отложений. Геохимия, 10, 1474–1484.
11. Halymov E.M., Fryk M.H., (1985). Izotopny metod dyahnostyky neftematerynskykh otlozheniy. Heokhymyya, 10, 1474–1484 (In Russian).
12. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений, (1972). Тр. ВНИИЯГ. М.: Недра, 12, 232.
13. Heokhymicheskyye metody poyskov neftyanykh i hazovykh mestorozhdeniy, (1972). Tr. VNIYYaH. M.: Nedra, 12, 232 (In Russian).
14. Лениров Г., Гулий В., (2009). Нафтогазоносність Донбасу: глибинний газ в антрацитовому масиві та ознаки газових колон в зонах мезозойської складчастості. Геолог України, 1–2, 64–75.
15. Lepihov H., Huli V., (2009). Naftogazonosnist' Donbasu: hlybinnyy haz v antratsytovomu masivi ta oznaky hazovykh kolon v zonakh mezozoys'koy skladchastosti. Heoloh Ukrayiny, 1–2, 64–75 (In Ukrainian).
16. Лукин А.Е., (2000). Инъекции глубинного углеводородно-полиминерального вещества в глубоководящих породах нефтегазоносных бассейнов: природа, прикладное и геологическое значение. Геол. журн., 2, 7–19.
17. Lukyn A.E., (2000). Injektsyy hlubynnoho uhlevodorodno-polymyneral'nogo veshchestva v hlubokozalyahayushchykh porodakh neftegazonosnykh basseynov: pryroda, prykladnoe i heolohicheskoe znacheny. Heol. zhurn., 2, 7–19 (In Russian).
18. Лукин А.Е., (2007). Концепция главных фаз нефте- и газообразования в свете современных представлений о зональности нафтидообразования. Геол. журн., 4, 17–30.
19. Lukyn A.E., (2007). Kontseptsyya hlavnykh faz nefte- i hazoobrazovannya v svete sovremennykh predstavleniy o zon-al'nosti naftydoobrazovannya. Heol. zhurn., 4, 17–30 (In Russian).
20. Михайлов В.А., Зягнито В.М., Михайлова Л.С., (2011). Перспективы газоносности сланцевых відкладів Болтиської западини. 36. наук. пр. ін-ту Тютковського. К., 23–29.
21. Mykhaylov V.A., Zagnitko V.M., Mykhaylova L.S., (2011). Perspektivy hazonosnosti slantsevykh vidkladiv Boltys'koyi zapadyny. Zb. nauk. pr. in-tu Tutkovsk'oho. K., 23–29 (In Ukrainian).
22. Михайлов В.А., Куровец І.М., Синьковський Ю.Н. та ін., (2014). Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. III: Південний нафтогазоносний регіон. К.: ВПЦ "Київський університет", 222.

23. Mykhaylov V.A., Kurovets I.M., Synkovskyy Yu.N. et al., (2014). Netradytsiyni dzhherela vuhlevodniv Ukrayiny. Vol. III: Pivdennyi naftogazonosnyy rehion. K.: Vidavnych-poligrafichnyi tsentr "Kiyivskiy universitet", 222 (In Ukrainian).
24. Михайлов В.А., Касянчук С.В., Вихва С.А. та ін., (2014). Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. IV: Східний нафтогазоносний регіон: аналітичні дослідження. К.: ВПЦ "Київський університет", 484.
25. Mykhaylov V.A., Kasyanchuk S.V., Vyzhva S.A. et al., (2014). Netradytsiyni dzhherela vuhlevodniv Ukrayiny. Vol. IV: Skhidny naftogazonosnyy rehion: analitychni doslidzhennya. K.: Vidavnych-poligrafichnyi tsentr "Kiyivskiy universitet", 484 (In Ukrainian).
26. Вакарчук С.Г., Зейкан О.Ю., Довжок Т.Є., Михайлов В.А. та ін., (2013). Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. V: Перспективи освоєння ресурсів сланцевого газу та сланцевої нафти в Східному нафтогазоносному регіоні. К.: ТОВ "ВТС ПРИНТ", 240.
27. Vakarchuk S.H., Zeykan O.Yu., Dovzhok T.Ye., Mykhaylov V.A. et al., (2013). Netradytsiyni dzhherela vuhlevodniv Ukrayiny. Vol. V: Perspektivy osvoyennya resursiv slantsevoho hazu ta slantsevoi nafty v Skhidnomu naftogazonosnomu rehioni. K.: TOV "VTS PRYNT", 240 (In Ukrainian).
28. Михайлов В.А., Зейкан О.Ю., Коваль А.М. та ін., (2013). Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. VII: Метан вугільних родовищ, газогідратів, імпакті структури і наклади западини Українського щита. К.: Ніка-центр, 368.
29. Mykhaylov V.A., Zeykan O.Yu., Koval' A.M. et al., (2013). Netradytsiyni dzhherela vuhlevodniv Ukrayiny. Kn. VII: Metan vuhil'nykh rodovyskh, hazohidraty, impaktni struktury i nakladni zapadyny Ukrayins'koho shchitya. K.: Nika-tsentr, 368 (In Ukrainian).
30. Михайлов В.А., Огар В.В., Зейкан О.Ю. та ін., (2011). Перспективи газоносності сланцевих відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Геолог України, 2, 51–58.
31. Mykhaylov V.A., Ohar V.V., Zeykan O.Yu. et al., (2011). Perspektivy hazonosnosti slantsevykh vidkladiv Dniprovs'ko-Donets'koyi zapadyny. Heoloh Ukrayiny, 2, 51–58 (In Ukrainian).
32. Суярко В.Г., (1981). Гидрогеохимические особенности и поисковые критерии ртутных месторождений Донбасса. Геол. журнал, 41, 2, 147–149.
33. Suyarko V.H., (1981). Hydroheokhymicheskyye osobennosti i poyskove krytery rturnykh mestorozhdeny Donbassa. Heol. zhurnal, 41, 2, 147–149 (In Russian).
34. Суярко В.Г., Загнітко В.М., Лисиченко Г.В., (2010). Структурно-геохімічні критерії прогнозування скупчень вуглеводнів (на прикладі Західно-Донецького грабену). К.: "Салютіс", 83.
35. Suyarko V.H., Zagnitko V.M., Lysychenko H.V., (2010). Strukturno-heokhimichni kryteriyi prohozuvannya skupchen' vuhlevodniv (na prykladi Zakhidno-Donets'koho hrabenu). K.: "Salyutis", 83 (In Ukrainian).
36. Чалов П.И., Тузова Т.В., Алехина В.М., (1980). Изотопные параметры вод зон разломов земной коры в сейсмически активной зоне. Фрунзе, 105.
37. Chalov P.Y., Tuzova T.V., Alekhina V.M., (1980). Izotopnye parametry vod zon razlomov zemnoy kory v seysmicheskoy aktivnoy zone. Frunze, 105 (In Russian).

Надійшла до редколегії 07.07.14

V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.
E-mail: zagnitkow@i.ua
V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof., Dean
E-mail: vladvam@gmail.com
Geological Faculty Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

UKRAINE'S SHALE BEARING STRATA GAS: GEOCHEMICAL FEATURES

Relevance of research is caused by the need to expand the mineral and resource base of fuel and energy resources in Ukraine. The increasing demand for oil and natural gas, depletion of traditional deposits and rising prices cause the considerable interest in the search for hydrocarbon deposits of unconventional type, therefore the interest in studying of various aspects of oil and gas potential of shale strata of Ukraine is growing every year. An important argument in the development of search criteria and evaluation of unconventional hydrocarbon deposits is the study of their component composition and geochemical features.

Among the natural gases of gas-bearing shale strata are often present: methane, nitrogen, carbon dioxide, heavy hydrocarbons (ethane, propane, pentane, hexane, butane), hydrogen, hydrogen sulfide, inert gases, and (very rarely) oxides of carbon, nitrogen, sulfur and others. The most common gas components are: methane, nitrogen, carbon dioxide and hydrogen. Formation of gases is associated with the geological history of the formation of separate areas. Therefore their genesis in different periods may be associated with both metamorphism of organic-containing strata, including coal strata, and with deep updrafts, resulting from endogenous causes (mainly due to the dynamics of tectonic development and differentiation of the Earth's geospheres), as well as provoked by external factors (including the fall of large celestial bodies). According to the pyrolysis of samples of shales and other compacted rocks the component composition of gases is defined as very uneven and is difficult to systematize and excretion patterns. In particular, due to the results of these analyzes we can state predominance of carbon dioxide and hydrogen in gases in almost all samples regardless of the lithology composition of host rocks. Some samples recorded high content of sulfurous gases, usually in rocks containing sulfides. Generally, methane content in the samples is less dependent on the content of it in the sequence, particularly in the mineral component of collectors it is also not high.

The isotopic composition of carbon in the organic component of the samples is slightly enriched in the heavy isotope δ^{13} ($\delta^{13}\text{C} = -22\text{--}24\text{‰}$) and some carbonates contain abnormal amounts of this isotope ($\delta^{13}\text{C}$ do $+15\text{‰}$). For the formation of carbonates with this unusual isotopic composition are required unusual physical and chemical conditions of formation, in particular unbalanced conditions of isotopic fractionation resulting in systems supersaturated by hydrocarbons.

Key words: organic matter, methane, nitrogen, carbon dioxide, heavy hydrocarbons, Dnieper-Donets depression.

В. Загнітко, д-р геол.-минералог. наук, проф.

zagnitkow@i.ua,

В. Михайлов, д-р геол. наук, проф., декан

vladvam@gmail.com,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Геологічний факультет, ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ГАЗОНОСНЫХ СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ УКРАИНЫ

Актуальность исследований обусловлена необходимостью расширения минерально-сырьевой базы топливно-энергетического сырья Украины. Возрастающий спрос на природные нефть и газ, истощение запасов традиционных месторождений и постоянное возрастание цен обуславливают значительный интерес к поискам месторождений углеводородов нетрадиционного типа, поэтому интерес к изучению разных аспектов потенциально нефтегазоносных сланцевых толщ Украины с каждым годом возрастает. Важным аргументом в разработке критериев поисков и оценки месторождений углеводородов нетрадиционного типа есть изучение их компонентного состава и геохимических особенностей.

Среди природных газов газоносных сланцевых толщ чаще всего присутствуют: метан, азот, двуокись углерода, тяжелые углеводороды (этан, пропан, пентан, гексан, бутан), водород, сероводород, инертные газы и (очень редко) окиси углерода, азота, серы и др. Наиболее распространенными газовыми компонентами являются: метан, азот, двуокись углерода и водород. Образование газов связано с геологической историей формирования отдельных территорий. Поэтому генезис их в разные периоды может быть связан как с метаморфизмом органически содержащих, в том числе и угольных толщ, так и с глубинными восходящими потоками, которые возникают вследствие как эндогенных причин (в основном в связи с динамикой тектонического развития и дифференциации геосфер Земли), так и спровоцированными внешними причинами (в частности падением крупных небесных тел). По данным пиролитиза проб сланцевых и других уплотненных пород компонентный состав газов в них определяется как весьма неравномерный и тягело поддается систематизации и выведению закономерностей. В частности, по результатам этих анализов можно констатировать преобладание углекислоты и водорода в газах почти всех проб независимо от литологического состава вмещающих пород. В некоторых пробах зафиксировано повышенное содержание сернистых газов, как правило в породах, содержащих сульфиды. Содержание метана в пробах мало зависит от его количества в разрезе в целом, в частности, в минеральной составляющей коллекторов оно тоже не высокое. По изотопному составу углерод органической составляющей проб несколько обогащен тяжелым изотопом ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} = -22 \text{--} -24\text{‰}$), а некоторые карбонаты содержат аномальное количество этого изотопа ($\delta^{13}\text{C}$ до $+15\text{‰}$). Для образования карбонатов с таким необычным изотопным составом необходимы необычные физико-химические условия минералогенезиса, в частности, неравновесные условия изотопного фракционирования, которые возникают в пересыщенных углеводородами обстановках.

Ключевые слова: нефть, газ, геохимические особенности, углеводороды, сланцевые толщ.

УДК 55(477)+551.22+552.3

О. Митрохин, д-р геол. наук, проф.

E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua

Є. Вишневська, асп.

E-mail: genyishnevskia@mal.ru

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Геологічний факультет, вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ДОЛЕРИТІВ РОЗАНІВСЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ (ПІВДЕННА ЧАСТИНА ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ШИТА)

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

Авторами статті вперше вивчені мафічні дайкові породи, розкриті глибокими буровими свердловинами в південній частині Інгульського мегаблоку (ІМБ) Українського щита. Розбурені дайки відносяться до практично невивченого Розанівського дайкового поля (РДП). Метою проведених досліджень було визначення мінералогічних та петрографічних особливостей дайкових порід РДП, які в подальшому можливо було б використовувати в якості індикаторних при віднесенні їх, а також інших мафічних дайок ІМБ, до певних магматичних формацій регіону. В ході попередніх досліджень основну увагу авторів було сконцентровано на мінералогії дайкових порід, а також хімізмі головних породоутворюючих мінералів: плагіоклазу, піроксенів та олівіну. Встановлено, що серед вивчених зразків розповсюджені кайноитні олівінові долерити, які характеризуються мінерало-петрографічними особливостями протерозойської долерит-діабазової формації. Ця формація є індикаторною для субплатформної стадії розвитку древніх платформ, являючи собою палеоаналог континентальної плато-базальтової формації фанерозою. Практичне значення її виявлення визначається потенційною Cu-Ni спеціалізацією багатих доломит-діабазових комплексів. Остаточне з'ясування формаційної приналежності, геотектонічної позиції та металогенічної спеціалізації долеритів РДП потребує подальших геохімічних досліджень.

Ключові слова: петрографія, мафічні дайки, Український щит.

Постановка проблеми. Потужні рої мафічних дайок є важливою складовою кристалічного фундаменту давніх платформ. Вони відслонюються на всіх докембрійських щитах, маркуючи ділянки та епохи тектоно-магматичної активізації, з якими просторово та генетично пов'язане різноманітне зрудиніння. З'ясування геологічної позиції, особливостей речовинного складу та формаційної приналежності таких дайок є важливим інструментом для реконструкції магматичних процесів та геотектонічних подій в докембрії. Мафічні дайки широко розповсюджені в межах Інгульського мегаблоку (ІМБ) Українського щита (УЩ). Порівняно з іншими мегаблоками УЩ, їх геологічна та петрографічна вивченість є набагато гіршою [4]. Найменш вивчені дайки південної частини ІМБ.

Аналіз попередніх досліджень та публікацій. Розанівське дайкове поле (РДП) складає південно-східну частину Бобринецького дайкового поясу [3], ло-

калізованого в південній частині ІМБ УЩ (рис. 1). Мафічні дайки цього поля трасують розривні порушення Вільнянської зони розломів північно-західного простягання, які перетинають контакт Бобринецького гранітоїдного масиву з гнейсами Приінгульської синкліналі [1]. Окрім дайок, потужністю від 3-5 до 25-30 м, концентруються в рої, які фіксуються в магнітному полі контрастними лінійними аномаліями, витягнутими в північно-західному напрямку [2]. Вміщувачими породами для них є гнейси чечелівської світи інгуло-інгулецької серії (PR_{1ii}) та гранітоїди кіровоградського комплексу (PR_{1kg}). У зв'язку з відсутністю природних відслонень, петрографії РДП до останнього часу приділялося замало уваги [1]. В 2008 р дайки, які відносяться до РДП, були розкриті глибокими свердловинами № 3417, 3419, 3420, 3424, 3425, пробуреними експедицією № 37 КП "Кіровогеологія" в районі с. Розанівка Новобузького р-ну

Миколаївської області України. Можливість вивчити керновий матеріал по цим дайкам була люб'язно надана головним геологом М. Кир'яновим та провідним геологом М. Ніколаєнком геологорозвідувальної експедиції № 37, яким автори виражають щиру вдячність.

Метою роботи було визначення мінералого-петрографічних особливостей дайкових порід Розанівського дайкового поля, які у подальшому можна було б використовувати у якості індикаторних ознак при з'ясування формаційної приналежності цих, а також й інших дайкових утворень ІМБ УЦ.

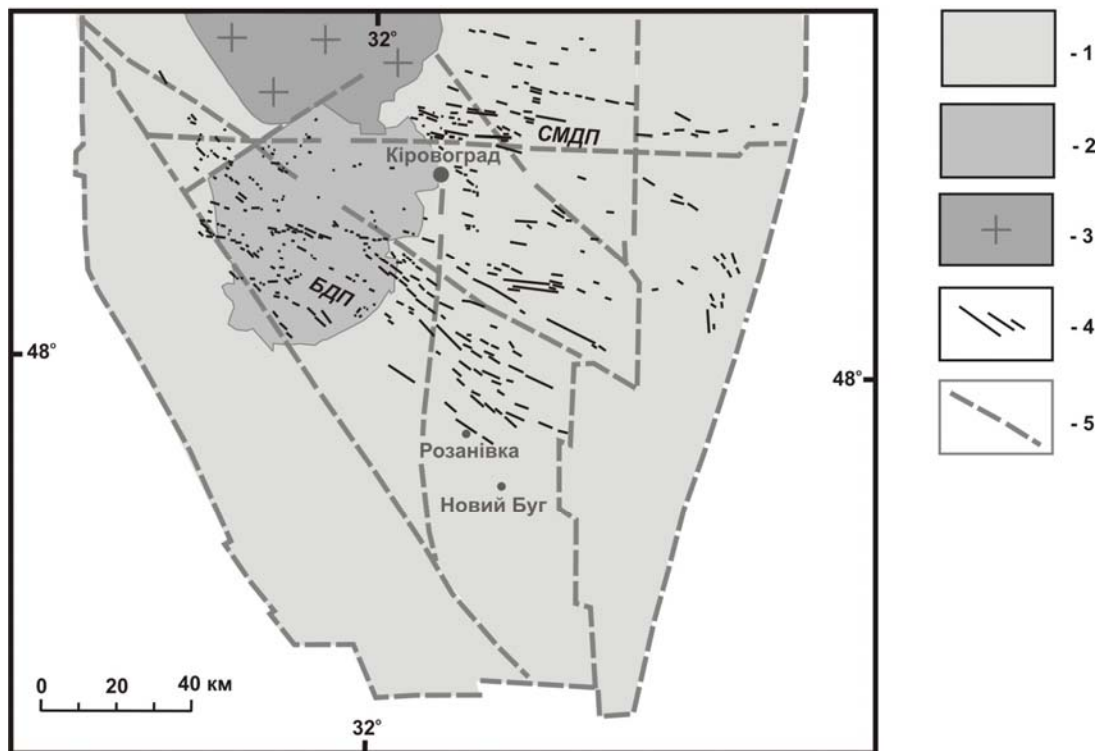


Рис. 1. Геологічна позиція Розанівського дайкового поля в структурі Інгільського мегаблоку Українського щита.

Умовні позначення: 1 – метаморфічні породи інгуло-інгулецької серії та гранітоїди кіровоградського комплексу; 2 – Новоукраїнський гранітоїдний плутон; 3 – Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітний плутон; 4 – дайки базит-гіпербазитового складу (БДП – Бобринецький дайковий пояс, СМДП – Суботсько-Мошоринський дайковий пояс); 5 – розломи

Отримані результати. Виконані дослідження показали, що серед вивчених зразків переважають основні гіпібасальні породи нормального ряду лужності із сімейства долеритів. В залежності від ступеня постмагматичних змін, серед них розрізняють як кайнотипні, так і палеотипні різновиди. Основну увагу автори приділили кайнотипним різновидам, представленим *олівіновими долеритами*. Останні встановлені у свердловинах № 3417 (глибина 45.3 м), № 3419 (глибини 210.3 м, 210.9 м, 212.5 м), № 3420 (глибини 83.0 м, 87.2 м, 89.7 м, 205.8 м) та № 3424 (глибина 287.4 м). Це темно-сірі до чорних породи з дрібнокристалічною афіровою структурою. Лише деякі зразки свердловини 3420 мають олігофірову структуру, яка розрізняється макроскопічно та характеризується присутністю поодиноких порфірових вкраплеників плагіоклазу таблитчастої форми, розміром 5-10 мм, які різко виділяються на фоні дрібнозернистої основної маси. У зразку 3420-205.8 вкрапленики водяно-прозорого плагіоклазу виявляють нечітку орієнтацію під кутом 20° до осі керну. Своєрідна дріботакситова текстура зразків 3417-45.3, 3420-87.2, 3420-89.7 визначається наявністю однорідно розсіяних в об'ємі породи світлих ділянок, розміром 5-10 мм. Останні розділені більш темними "перегородками", збагаченими мафічними мінералами, зокрема – олівіном та рудними. В деяких зразках керну свердловин 3419 та 3424 долерити розбиті тонкими тріщинами, виповненими глиною тертя, сульфідами та карбонатами.

Під мікроскопом долерити виявляють повнокристалічну офітову структуру, яка характеризується різким ідіоморфізмом плагіоклазу по відношенню до піроксену. Елементи пойкилоофітової структури в зразках 3417-45.3 та 3420-89.7 визначаються наявністю порівняно крупних ксеноморфних зерен піроксену з дрібними пойкилітовими включеннями плагіоклазу. В більшості вивчених зразків на фоні дрібнозернистої загальної маси виділяються таблитчасті мікрівкрапленики плагіоклазу, розміром 1-3 мм. Але тільки в деяких з них вміст таких вкраплеників досягає 5%, що надає породі мікропорфірової структури. Більш звичайні олігофірова та серійно-порфірова мікроструктури. Остання визначається наявністю поступових переходів між розмірами вкраплеників та плагіоклазом в загальній масі. Головні породоутворюючі мінерали олівінових долеритів – основний плагіоклаз та клінопіроксен. Другорядні та акцесорні – олівін, ільменіт, титаномагнетит, піротин, апатит. Серед вторинних незначно розвинені преніт, тальк, магнетит. У невеликих кількостях можуть бути присутніми кварц, калішпат та біотит.

Плагіоклаз кількісно переважає над усіма іншими мінералами. В окремих зразках його вміст може досягати 65-70%. Загальну масу складають безладно орієнтовані лейстоподібні кристали плагіоклазу, довжиною 0,6-1 мм. Під мікроскопом у прохідному світлі вони по більшості чисті, не заміщені вторинними мінералами. Лише місцями спостерігається незначна пренітизація. В схрещених ніколях плагіоклази виявляють полісинтети-

чне двійникування. Мікрозондовим аналізом встановлено, що основність плагіоклазів загальної маси коливається в діапазоні An_{41-67} , виявляючи звичайну для плагіоклазів магматичних порід, пряму зональність. Найбільш розповсюдженими є лабрадори An_{51-63} . Пор-

фирові вкрапленики плагіоклазу мають таблитчасту форму та розміри 2-3 мм. Їх склад змінюється від бітовніту An_{70-83} – у високотемпературних ядрах вкрапленників, до лабрадору An_{51-62} – у зовнішніх оболонках (рис. 2).

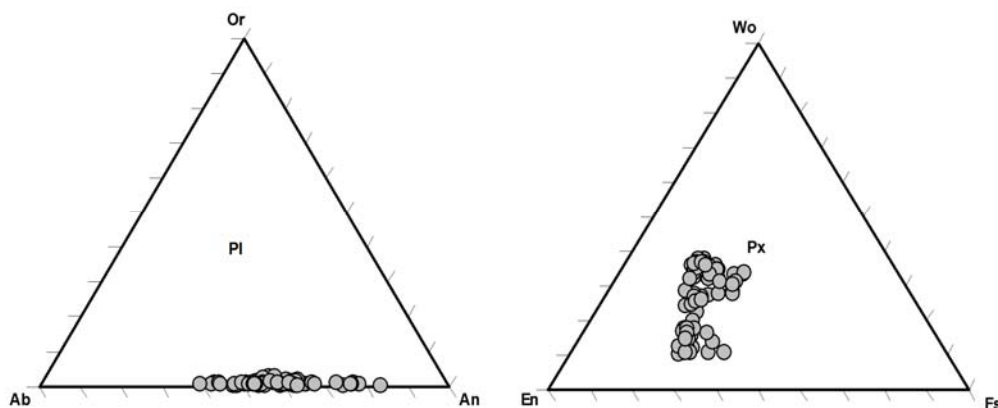


Рис. 2. Хімічний склад плагіоклазів (Pl) та піроксенів (Px) з долеритів Розанівського дайкового поля

Піроксен домінує серед мафічних мінералів. Він представлений лише моноклінним різновидом. Ксеноморфні зерна піроксену звичайно виповнюють інтерстиції між лейстами плагіоклазу. Під мікроскопом в одному ніколі вони мають ледь помітний коричнюватий відтінок. У схрещених ніколях деякі зерна виявляють просте двійникування. Зображення під електронним мікроскопом демонструють внутрішню неоднорідність більшості піроксенових зерен. Мікрозондом встановлені помітні варіації їх хімічного складу від піжоніту $Wo_{8-15}En_{53-67}$ до субкальцієвого авгіту $Wo_{16-21}En_{48-59}$ та авгіту $Wo_{28-38}En_{37-54}$ (рис. 2). При цьому, в одних випадках спостерігається концентрична зональність піроксенових зерен з високотемпературним піжонітовим ядром та авгітовою периферією, в інших – несиметричне змінення складу вздовж певного напрямку в досліджуваному індивіді.

Олівін розподіляється в долеритах досить неоднорідно. Вміст його зрідка перевищує 10%. По відношенню до піроксену, олівін проявляє ідіоморфізм, утворюючи включення в ньому. Звичайні короткопризматичні та ізометричні зерна, розміром від 0.1 до 0.5 мм. Більш крупні з них мають характерні форми розрізів у вигляді витягнутих шестигрунників, а також ромбів, частково кородованих. В деяких шліфах (3424-287.4) спостерігається заміщення олівину магнетит-тальковим агрегатом. Під електронним мікроскопом свіжі зерна олівину виявляють як концентричну, так і несиметричну зональність, змінюючи склад від хризоліту Fo_{70-76} в високотемпературних ядрах, до гортоноліту Fo_{40-47} на периферії.

Ільменіт найбільш звичайний рудний мінерал досліджуваних долеритів. Він утворює кристали пластинчастого габітусу, розміром 0.1-0.2 мм, а також скелетні форми. Титаномagnetит – другий за розповсюдженістю рудний мінерал в долеритах. Для нього характерні зерна неправильної форми, а також дрібні кубічні кристали з частково кородованими гранями. Під електронним мікроскопом титаномagnetит демонструє тонку пластинчасту або ґраткову мікроструктуру з ексолуційними ламелями ільменіту.

Висновки. Досліджувані олівінові долерити Розанівського дайкового поля виявляють цілу низку мінералого-петрографічних особливостей, які можуть бути індикаторними при ідентифікації подібних дайкових утворень на суміжних територіях та визначенні їх формацийної приналежності. Зокрема, для них властиві: 1) кайнотипність, що забезпечує добру збереженість первинних структур та мінерального складу основних

дайкових порід; 2) дрібнокристалічні афірові або мікропорфірові структури з мономінеральним плагіоклазовим парагенезисом вкрапленників; 3) висока, але варіабельна основність плагіоклазу, як у вкрапленниках, так і в загальній масі; 4) олівін-клінопіроксеновий парагенезис мафічних мінералів; 5) підвищена, але варіабельна магнезійність піроксенів та олівінів; 6) співіснування низько-кальцієвих клінопіроксенів з помірно- та високо-кальцієвими; 7) титаномagnetит-ільменітовий парагенезис Fe-Ti оксидно-рудних мінералів. Виявлені мінералого-петрографічні особливості олівінових долеритів РДБ споріднюють їх з дайковими утвореннями долерит-діабазової формації раннього докембрію, яка виділяється авторами відомої монографії [5]. Долерит-діабазова формація є індикаторною для субплатформної стадії розвитку давніх платформ і являє палеоаналог континентальної плато-базальтової (трапової) асоціації фанерозою. Практичне значення її виявлення полягає у потенційній Cu-Ni спеціалізації багатьох відомих долерит-діабазових комплексів. Остаточне визначення формацийної приналежності олівінових долеритів РДБ потребує додаткових геохімічних досліджень.

Список використаних джерел:

1. Вишнева Е.А., Митрохин А.В., Загородний В.В., (2013). Петрографическая характеристика долеритов Розановского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита). Сучасні проблеми геологічних наук: Матер. V Всеукр. наук. конференції-школи, 15-19 квітня 2013 р. (електронна версія, формат PDF, видано на CD-дисках), 4.
2. Vishnevskaya E.A., Mitrokhin A.V., Zagorodniy V.V., (2013). Petrographic description of dolerites of Rozanovka Dyke Field (Ingul Region of Ukrainian Shield). Materials of the V all-Ukrainian scientific conference-school "Modern Problems of Geological Sciences" on April 15-19, 2013, (the electronic version, the PDF format, it is published on CD disks), 4 (In Russian).
3. Shatalov N.N., (2001) Mafic dyke swarms of the East-European platform. Geol. Journ., 3, 41-45.
4. Щербак І.Б., (2005). Петрологія Українського щита. Львів: ЗУКЦ, 366.
5. Щербак І.Б., (2005). Petrology of Ukrainian Shield. Lviv, 366 (In Russian).
6. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П., (1980) Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Книга 3: Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия, 266.
7. Shurkin K.A., Mitrophanov F.P., (1980). Magmatic associations of Early-Precambrian on USSR territory. Volume 3: Orogenic and subplatform magmatism of Early Precambrian, 266 (In Russian).

Надійшло до редколегії 19.09.13

A. Mitrokhin, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua
E. Vishnevskia, postgraduate student
E-mail: genyivishnevskia@mail.ru
Geological Faculty, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL PECULIARITIES OF ROZANOVKA DYKE FIELD DOLERITES (INGUL MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)

The authors of this paper were the first to study Mafic dyke rocks drilled in deep boreholes in the southern part of the Ingul Megablock (IMB) of the Ukrainian Shield. The drilled dykes refer to the under-explored Rozanovka Dyke Field (RDF). The objective of the work was to determine the mineralogical and petrographical features of RDF dyke rocks which could further be used as an indicator to refer them, as well as other IMB mafic dykes, to certain regional magmatic associations. Under the authors' tentative examination is the mineralogy of dyke rocks as well as the chemistry of the main rock-forming minerals: plagioclase, pyroxenes, and olivine. It has been established that among the studied samples there prevail cainotypic olivine dolerites showing mineralogical and petrographical features of the Proterozoic dolerite-diabase association. Being an indicator for the subplatform stage of ancient cratons development, the association is viewed as a paleoanalog of the continental plateau-basalt Phanerozoic association. Practical application of this finding is in identifying the potential Cu-Ni specialization of many well-known dolerite-diabase complexes. A more accurate definition of the petrography, geotectonic position and metallogenic specialization of RDF dolerites requires further geochemical research.

Key words: petrography, mafic dykes, Ukrainian Shield

A. Митрохин, д-р геол. наук, проф.
mitrokhin.a.v@yandex.ua,
Е. Вишневська, асп.
genyivishnevskia@mail.ru,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Геологічний факультет, ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛЕРИТОВ РОЗАНОВСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ИНГУЛЬСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Авторами статьи впервые изучены мафические дайковые породы, вскрытые глубокими буровыми скважинами в южной части Ингульского мегаблока (ИМБ) Украинского щита. Разбуренные дайки относятся к практически неизученному Розановскому дайковому полю (РДП). Целью проведенных исследований было определение минералогических и петрографических особенностей дайковых пород РДП, которые в дальнейшем можно было бы использовать в качестве индикаторных при отнесении их, а также других мафических даек ИМБ, к определенным магматическим формациям региона. В ходе предварительных исследований основное внимание авторов было сконцентрировано на минералогии дайковых пород, а также химизме главных породообразующих минералов: плагиоклаза, пироксенов и оливины. Установлено, что среди изученных образцов распространены кайнотипные оливиновые долериты, характеризующиеся минералого-петрографическими особенностями протерозойской долерит-диабазовой формации. Эта формация является индикаторной для субплатформенной стадии развития древних платформ, представляя палеоаналог континентальной плато-базальтовой формации фанерозоя. Практическое значение ее выявления определяется потенциальной Cu-Ni специализацией многих известных долерит-диабазовых комплексов. Окончательное выяснение формационной принадлежности, геотектонической позиции и металлогенической специализации долеритов РДП требует дальнейших геохимических исследований.

Ключевые слова: петрография, мафические дайки, Украинский щит

УДК 54.057+54.31+577.1

I. Герасимець, студ.
E-mail: Herasimets@i.ua, тел.: +38096 642 33 28;

O. Петренко, студ.
E-mail: Ksuha_Petrenko@ukr.net, тел.: +38097 664 31 83;

T. Савченко, студ.
E-mail: Konfetka-t.s@ukr.net, тел.: +38068 034 17 10
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Геологічний факультет, вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

Ю. Карданець, асп., О. Гречанівський, ст. наук. співроб.,
Н. Дудченко, ст. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
Національної Академії наук України,
пр. Паладіна, 34, м. Київ-142, Україна, 03680

СИНТЕЗ І ВЛАСТИВОСТІ СИНТЕТИЧНИХ АНАЛОГІВ БІОГЕННОГО МАГНЕТИТУ

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

Стаття присвячена дослідженню впливу різних параметрів (ультразвук, магнітне поле) на властивості синтетичних наночастинок магнетиту. Розробка технологій створення синтетичних аналогів магнітних мінералів, локалізованих у тканинах живих організмів, в тому числі і в організмі людини, є актуальною для вирішення широкого кола мінералогічних, медико-біологічних та матеріалознавчих задач. Магнетит є одним з фізіогенних біомінеральних утворень в живих організмах, формування якого контролюється на генному рівні. Відомо, що магнітовпорядковані біогенні наночастинок оксидів та гідроксидів заліза, слугують для здійснення широкого ряду біологічних функцій, в тому числі, відповідають за орієнтацію тварин в просторі та грають важливу роль в функціонуванні мозку. Такі організми як перелітні птахи, бджоли, риби завдяки наявності магнетиту орієнтуються в просторі ("магнітний компас"), тому з-поміж багатьох відомих біомінералів магнетит завжди привертає до себе широкий інтерес.

В статті розглянуто способи синтезу наночастинок магнетиту під впливом магнітного поля та ультразвуку. Описано хімічний метод со-осадження, як один з найбільш простих методів синтезу магнітних наночастинок. Зразки наночастинок було синтезовано методом со-осадження солей Fe^{3+} та Fe^{2+} в лужному середовищі під впливом ультразвуку та магнітного поля і досліджено методами магнітометрії та рентгенофазового аналізу. Основну увагу автори статті акцентують на дослідженні магнітних властивостей та визначенні розміру кристалітів отриманого мінералу. В результаті проведених досліджень авторами встановлено та проаналізовано залежність розміру кристалітів від різних умов синтезу. Отримані експериментальні результати показали, під впливом ультразвуку розмір синтезованих наночастинок збільшується в порівнянні з наночастинками, отриманими без впливу ультразвуку. Встановлено, що зі збільшенням розміру наночастинок збільшується намагніченість зразків. Отримані дані можуть бути використані при розробці методів синтезу аналогів біогенного магнетиту.

Стаття може бути корисною для викладачів, студентів, наукових співробітників, для всіх, хто цікавиться біомінералогією та питанням синтезу магнітних наночастинок.

Ключові слова: біогенний магнетит, метод со-осадження, синтез, наночастинок, рентгенофазовий аналіз, магнітометрія.

Вступ. Постановка проблеми. Серед мінералів, вивчення яких займається наука мінералогія, є міне-

рали, кристалізація яких відбувається в живих організмах, в тому числі в організмі людини. До них відносять

кальцієві карбонати, кремнезем, фосфати, оксиди та гідрооксиди заліза. Найбільш типовим прикладом є частинки мінералів, які формують мінеральну компоненту кісток та зубів.

Після того, як в 1962 р. Х. Ловенстам відкрив у зубах хітона біогенний магнетит, а пізніше в 1975 р. Блейкмор виявив бактерії, що не опосередковано реагують на геомагнітне поле, цей мінерал привернув до себе широкий інтерес. Виявилось, що багато організмів здатні накопичувати магнетит, а він здатний передавати інформацію про магнітне поле до нервової системи. Вчені визнали, що це і є той самий "магнітний компас", за допомогою якого орієнтуються в просторі бджоли, риби, перелітні птахи, тварини. У людини магнетит знайшли в головному мозку [2].

Магнетит – один з біогенних, залізовмісних мінералів, що займає важливе місце серед продуктів біомінералізації організмів. Функціями такого мінералу (разом з феритом) є перенесення і запас заліза у більшості організмів, в тому числі і людини, зміцнення радулярних зубів молюсків, орієнтація на місцевості бактерій, комах, бджіл, риб і птахів [1].

Окрім того, магнетит Fe_3O_4 є найпоширенішим матеріалом магнітних включень в біологічних системах, хоча зустрічаються і його різновиди: з браком катіонів – маггеміт ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) і заміщена форма – титаномангнетит. Магнетит являє собою обернену шпінель з формулою $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4$. Для нього властиві впорядковані магнітні моменти іонів заліза, що характерно для феромагнетиків. До того ж магнетит являється єдиним феромагнітним мінералом біологічного походження [2].

Спроби охарактеризувати відкладення магнетиту в тканинах багатоклітинних тварин зустрічають ряд труднощів, що пов'язано з дуже малими кількостями матеріалу, диспергованого в тканинах. Кристали магнетиту, знайдені в черевних сегментах бджіл, в голові голубів і інших хребетних, мають субмікроскопічні розміри (<100 нм), масу 1-100 нг і займають сумарний обсяг від 10^{-10} до 10^{-8} см³. Виявлення таких кількостей магнетиту за їх магнітними властивостями в живих організмах можливо тільки завдяки тому, що кристали сконцентровані в певних структурах (мозок, зуби та ін.), а не розподілені рівномірно по всіх тканинах. Виявлення кристалів залежить також від того, чи достатня їхня концентрація в цих структурах, так щоб ці кристали можна було зареєструвати магнітометричними методами [1].

Як відомо, максимальний критичний розмір однодоменності для сферичних частинок магнетиту становить 128 нм. Частки, розмір яких перевищує один домен, можуть утворювати безліч доменів, магнітні моменти яких спрямовані в різні напрямки. Частинки ж менше певного розміру (близько 30 нм для магнетиту, в залежності від співвідношення геометричних розмірів) мають моменти, розташовані у випадковому порядку, тобто такі частинки стають суперпарамагнітними.

Протягом останніх десятиріч, інтенсивно розвивається синтез суперпарамагнітних наночастинок, і не тільки в інтересах фундаментальної науки, а також і для використання в багатьох технологічних процесах. Наприклад: для виробництва магнітних носіїв інформації, магнітних тонерів для принтерів, для біосенсорних та медичних пристосувань.

Є дуже багато методів синтезу магнітних наночастинок, які поділяються на фізичні та хімічні. Серед хімічних виділяють конденсаційні та методи диспергування компактного матеріалу, серед хімічних – термоліз металовмісних з'єднань, золь-гель метод, синтез магнітних наночастинок на межі поділу газової і рідкої фаз та інші [3].

В даній роботі використовувався метод со-осадження. Цей метод є найбільш простим та найбільш ефективним хімічним методом для отримання магнітних наночастинок.

Основною метою роботи є синтез аналогів біогенного магнетиту під впливом дії магнітного поля та ультразвуку. Це може бути корисним для подальшого синтезу магнетиту з заданими властивостями.

Матеріали та методи. Зразки 1, 2, 3 та 4 синтезували методом со-осадження солей Fe^{3+} та Fe^{2+} в лужному середовищі під впливом двох різних умов (магнітного поля та ультразвуку). Реагенти, що використовувалися для створення суспензії – $\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, KOH та HCl .

Під час синтезу зразків, що відбувався під дією ультразвуку, був використаний ультразвуковий прибор UP200S (робоча частота 24 кГц, потужність 200 Вт) та магнітне поле 8 мТл.

Приготування реагентів виконувалось наступним чином:

- В 1М HCl для приготування розчинів заліза розчинити 21 мл концентрованої HCl в 250 мл води.
- В 1 мл 1М HCl розчинили 0,556 г 2М $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.
- В 4 мл 1М HCl розчинили 1,08 г 1М $\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.
- В 500 мл води розбавили 126,81 г 2М KOH .

Розчинили кристалогідрати в 1М HCl , долили 50 мл 2М KOH і залишили суспензію при перемішуванні за температури 80°C на 1 год в термостаті. Потім суспензію промили бідистильованою водою до нейтральної реакції. В результаті реакції утворився осад чорного кольору.

Перший дослід проводився без магнітного поля, за початкової температури 17°C. Час виходу на режим (80°C) – 32 хв.

Другий дослід проводився в умовах магнітного поля, за початкової температури 15°C. Час виходу на режим (80°C) – 21 хв.

У третьому досліді синтез проводився під дією ультразвуку без магнітного поля, за початкової температури 8°C. Час виходу на режим (80°C) – 33 хв.

У четвертому досліді синтез проводився в умовах магнітного поля під дією ультразвуку, за початкової температури 7°C. Час виходу на режим (80°C) – 18 хв.

Результати та їх обговорення. Синтезовані магнітні наночастинок досліджували методами рентгенофазового аналізу та магнітометрії, які дають уявлення про середній розмір, фазовий склад кристалітів та їх магнітні властивості.

Основною задачею рентгенофазового аналізу є ідентифікація кристалічних речовин (фаз), що входять до складу аналізованого матеріалу та визначення розмірів кристалітів.

Рентгенофазовий аналіз досліджуваних зразків проведений на дифрактометрі ДРОН-3М, мідному випромінюванні ($\text{CuK}\alpha=1,54178 \text{ \AA}$). Область сканування зразків (2θ) – 10-70°. Результати діагностики порівнювались з еталонними зразками банку даних PCPDFWIN (PDF-2) 2003 р.

Для аналізу отриманих результатів було проведено порівняння міжплощинних відстаней синтезованих зразків зі стандартними значеннями для магнетиту та магеміту (у табл. 1 наведено рефлексів з інтенсивністю $I_{\text{hkl}} > 0,05 I_{\text{h}^*\text{k}^*\text{l}^*}$, де $\text{h}^*\text{k}^*\text{l}^*$ – найбільш інтенсивний рефлекс).

Стандартні значення міжплощинних відстаней для найбільш інтенсивних рефлексів магнетиту та магеміту відрізняються мало (табл. 1). Окрім того слід зазначити, що для нанорозмірних зразків відношення ширини рефлексів до їх висоти значно збільшується і точність їх визначення зменшується.

Таблиця 1

Порівняння міжплощинних відстаней синтезованих зразків зі стандартними значеннями для магнетиту та магеміту

Індекс hkl	Міжплощинні відстані зразків				Стандартні значення та інтенсивності			
	$d_{hkl(1)}$	$d_{hkl(2)}$	$d_{hkl(3)}$	$d_{hkl(4)}$	Магнетит		Магеміт	
					d_{hkl}	I_{hkl}	d_{hkl}	I_{hkl}
110	—	—	—	—	—	—	5,901	58
111	—	—	—	—	4,846	96	—	—
210	—	—	—	—	—	—	3,732	62
211	—	—	—	—	—	—	3,407	54
220	2,971	2,977	2,963	2,948	2,967	299	2,951	362
311	2,540	2,529	2,526	2,526	2,531	999	2,516	999
222	—	—	—	—	2,423	72	—	—
400	2,102	2,101	2,091	2,088	2,098	206	2,086	173
422	—	—	—	—	1,713	87	1,704	103
511	1,608	1,613	1,611	1,609	1,615	278	1,606	260
440	1,483	1,477	1,483	1,478	1,484	367	1,475	353
533	—	—	—	—	1,280	68	1,273	63
731	—	—	—	—	1,093	99	—	—

Також було розраховано постійну комірки для синтезованих зразків, використовуючи співвідношення для кубічних кристалів [5]:

$$\frac{1}{d_{hkl}^2} = \frac{h^2 + k^2 + l^2}{a^2}, \quad (1)$$

де a – постійна решітки кубічного кристалу, d – міжплощинна відстань.

Результати показують (табл. 2), що параметр a для зразку 3 практично збігається зі стандартним значенням для магнетиту. Параметр a для зразку 2 наближається до стандартних значень для магеміту.

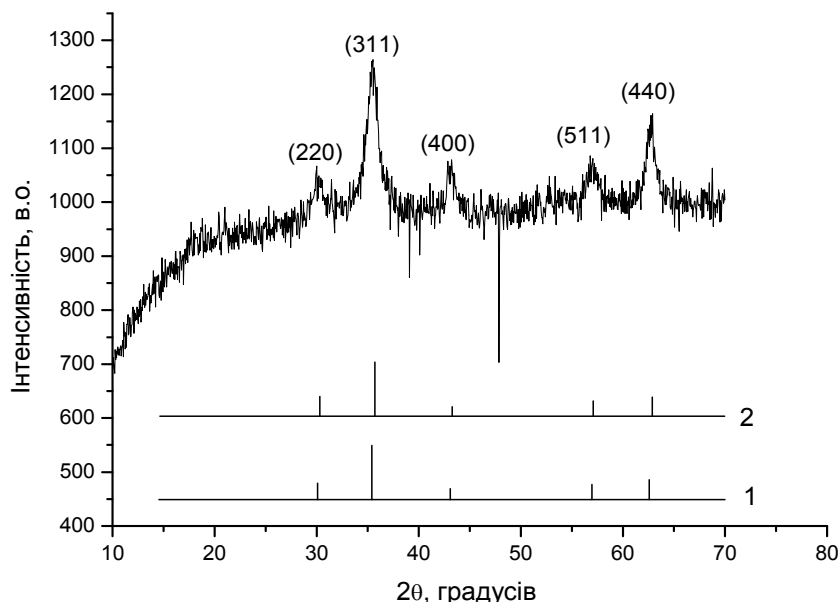


Рис. 1. Порівняння дифрактограми синтезованого зразка 2 з еталонними значеннями для магнетиту (1) та магеміту (2)

Таблиця 2

Порівняння постійної комірки а синтезованих зразків зі стандартними значеннями для магнетиту та магеміту

Постійна комірки				Стандартні значення	
$a(1)$	$a(2)$	$a(3)$	$a(4)$	Магнетит	Магеміт
8,362	8,333	8,392	8,362	8,393	8,3457

Виходячи з отриманих параметрів постійної комірки для синтезованих зразків було розраховано співвідношення дво- та тривалентного заліза x [6] за формулою:

$$a = 0,1148x + 8,3396 \quad (2)$$

де x – співвідношення дво- та тривалентного заліза, a – параметр постійної комірки.

Параметр x для магнетиту складає 0,5, а для магеміту – 0. Проміжні значення відповідають твердим розчинам магнетит/магеміт. Показано, що для зразків 1 та 4 параметр x дорівнює 0,2, тобто отримали твердий розчин магнетит/магеміт.

Метод рентгенофазового аналізу також дає можливість оцінити середній розмір зерен досліджених зразків. Ця величина була оцінена за допомогою формули Дебая – Шерера:

$$d_{кр} = \frac{k\lambda}{\beta \cos \theta}, \quad (3)$$

де $d_{кр}$ – середній розмір кристалітів, λ – довжина хвилі, що використовувалася $\lambda(\text{CuK}\alpha)=1,54051\text{\AA}$, β – ширина піка на половині висоти, θ – дифракційний кут, $k = 0,89$ [4].

Результати показують (табл. 3), що середній розмір кристалітів змінюється від 6,3 нм для зразку 1 до 10,5 нм для зразку 3.

Методом магнітометрії, використовуючи магнітометр з датчиком Хола, була досліджена намагніченість насичення (M_s) отриманих зразків 1-4. Для визначення абсолютної величини магнітного моменту (намагніченості) цих зразків виконувалась калібровка за еталонним зразком з відомою намагніченістю насичення. Як еталонний зразок використовувався чистий нікель, намаг-

ніченість насичення якого визначена з високою точністю ($54,5 \text{ A} \cdot \text{m}^2/\text{kg}$ при кімнатній температурі).

За отриманими графіками у вигляді кривих намагніченості (рис. 2), які показують залежність намагніченості речовини (M) від величини індукції магнітного поля (B), оцінили значення намагніченості насичення, які наведені нижче (табл. 3).

Таблиця 3
Значення намагніченості насичення та середніх розмірів частинок для зразків 1-4

Зразок	Розмір частинок, нм	Намагніченість насичення, $\text{A} \cdot \text{m}^2/\text{kg}$
Зразок 1	$6,3 \pm 0,1$	24 ± 1
Зразок 2	$7,0 \pm 0,1$	32 ± 1
Зразок 3	$10,5 \pm 0,1$	37 ± 1
Зразок 4	$7,1 \pm 0,1$	32 ± 1

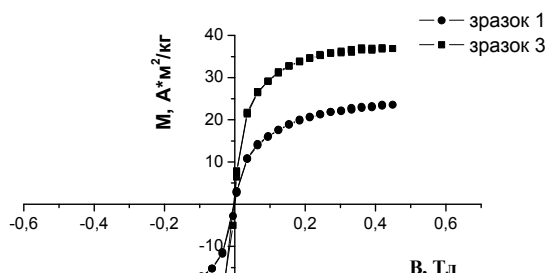


Рис. 2. Вигляд кривої намагніченості для зразків 1 та 3

З графіку (рис. 2) видно стрімке початкове зростання намагніченості частинок із зростанням поля, а потім поступове підвищення до насичення. В нашому випадку, форма кривих гістерезису синтезованих зразків надзвичайно вузька, що є характерною ознакою суперпарамагнітних наночастинок.

Отримані експериментальні результати показують наступне. В умовах магнітного поля розмір частинок збільшується (зразок 2). Дія ультразвуку ще більше збільшує розмір частинок (зразок 3). Однак одночасна дія магнітного поля та ультразвуку призводить до меншого ефекту, ніж дія ультразвуку без магнітного поля (зразок 4).

Отримані дані також показують, що зі збільшенням розміру частинок збільшується намагніченість зразків. Подібна закономірність раніше була відмічена в статті [7].

Така залежність може бути пов'язана з тим, що іони Fe на границях між кристалітами не вносять вклад у загальну намагніченість. Зі збільшенням розміру кри-

сталітів відносна доля таких іонів зменшується і загальна намагніченість збільшується.

Висновки.

1. Розроблено технологію та створено зразки синтетичного наномангнетиту за різних умов (вплив магнітного поля, ультразвукової обробки). Створені зразки досліджено методами магнітометрії та дифракції рентгенівських променів. Показано, що розмір синтезованих наночастинок лежить в діапазоні 10 нм, а намагніченість насичення досягає $40 \text{ A} \cdot \text{m}^2/\text{kg}$. Тобто, властивості синтезованих наночастинок подібні до властивостей біогенних наночастинок магнетиту.

2. Показано, що накладання ультразвукових коливань на реакційну суміш призводить до підвищення намагніченості насичення зразків в порівнянні із зразками, що було синтезовано у відсутності ультразвукових коливань, а накладання магнітного поля на реакційну суміш, навпаки – знижує намагніченість насичення зразків. Одночасна дія магнітного поля та ультразвуку призводить до меншого ефекту, ніж дія ультразвуку без магнітного поля.

3. Отримані результати можуть бути корисними для створення синтетичних аналогів біогенного магнетиту.

Подяки. Автори статті вдячні чл.-кор. НАН України, професору О.Б. Брику за корисні зауваження.

Список використаних джерел:

1. Дудченко Н.А., (2011). Свойства биогенных магнитных минералов. Минералогические перспективы: Матер. междунар. минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 45-46.
2. Dudchenko N.A., (2011). Svoystva biogennikh magnitnikh mineralov. Mineralogicheskie perspektivi: Materiali mezhnunarodnogo mineralogicheskogo seminar. Syktyvkar: IG Komi NTS UrO RAN, 45-46 (In Russian).
3. Киршвинк Дж., Джонс Д., Мак-Фадден Б., (1989). Биогенный магнетит и магниторецепция. Новое о биманетизме / пер. с англ. В.А.Троицкой. М.: Мир, 353.
4. Krishvink Dzh., Dzgons D., Mak-Fadden B., (1989). Biogenniy magnetit i magnitoretseptiya. Novoe o biomagnetizme. M.: Mir, 353 (In Russian).
5. Губин С.П., Кокшаров Ю.А., Хомутов Г.Б., Юрков Г.Ю., (2005). Магнитные наночастицы: методы получения, строение и свойства, 74, 6, 539-574.
6. Gubin S.P., Koksharov YU.A., Khomutov G.B., Yurkov G.YU., (2005). Magnitnie nanochastitsi: metodi polucheniya, stroenie i svoystva, 74, 6, 539-574 (In Russian).
7. Шнюков С.Е., Андреев О.В., Савенок С.П., Лазарева И.И., (2006). Фізичні методи дослідження хімічного складу мінеральної речовини. К.: Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 36.
8. Shnyukov S.E., Andreev O. V., Savenok S.P., Lazareva I.I., (2006). Fizichni методи doslidzhennya khimichnogo skladu mineralnoyi rechovin. K: Vidavnicho-poligrafichnyi tsentr "Kiyivskiyi universitet", 36 (In Ukrainian).
9. Cornell R.M., Schwertmann U., (2003). The Iron Oxides. Structure, properties, reactions, occurrences and uses. Wiley, 664.
10. Gorski C.A., (2009). Redox behavior of magnetite in the environment: moving towards a semiconductor model. PhD diss., University of Iowa, 215.
11. Sharma S.K., Kumar Ravi, Kumar V.V. et al., (2007). Size dependent magnetic behaviour of nanocrystalline spinel ferrite $\text{Mg}_{0.95}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}_{2}\text{O}_{4}$. Indian Journal of Pure & Applied Physics, 45.

Надійшло до редколегії 07.07.13

I. Gerasimets, Student, Tel.: +38096 642 33 28, E-mail: Herasimets@i.ua,
O. Petrenko, Student, Tel.: +38097 664 31 83, E-mail: Ksuha_Petrenko@ukr.net,
T. Savchenko, Student, Tel.: +38068 034 17 10, E-mail: Konfetka-t.s@ukr.net,
Geological Faculty, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
J. Kardanets, Postgraduate Student, A. Grechanovsky, Senior Research Associate,
N. Dudchenko, Senior Research Associate
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
National Academy of Sciences of Ukraine
34 Acad. Palladina Ave., Kyiv, 142, 03680, Ukraine

SYNTHESIS AND PROPERTIES OF BIOGENIC MAGNETITE SYNTHETIC ANALOGUES

This paper deals with different factors (ultrasonication, magnetic field) in determining the properties of synthesized magnetite nanoparticles. Development of technologies for creating synthetic analogues of magnetic minerals localized in human and other living organism tissues is of great importance in solving a wide range of mineralogical, medical-biological and material science problems. Magnetite is one of the physiological biominerals in living organisms, its formation being genetically determined. Magnetically ordered biogenic nanoparticles of iron oxides and hydroxides, which are biominerals, are known to realize a wide range of biological functions, including animals' orientation in space, and to play an important role in brain functioning. Migratory birds, bees, fish develop a sense of direction in space ("magnetic compass") due to the presence of magnetite, which is why this vital biomineral is of wide scientific interest.

The paper describes the methods of magnetite nanoparticle synthesis using a magnetic field and ultrasound. Co-precipitation is described as one of the easiest chemical methods of synthesizing magnetic nanoparticles. Samples were synthesized by employing the method of co-precipitation of Fe^{3+} and Fe^{2+} salts in an alkaline medium involving ultrasound and magnetic fields. X-ray diffraction and magnetometry were used to study the samples. Special attention was given to the magnetic properties and determining the crystallite size of the produced mineral. The research results showed a correlation between the crystallite size and various synthesis conditions. With ultrasound applied, the size of the synthesized nanoparticles tends to be bigger as compared to that of the nanoparticles obtained without ultrasonication. It was determined that magnetization of samples increases with the increase in the size of nanoparticles. The research results are summarized in the tables and

illustrations presented in the paper. The obtained data can be used for developing and improving the technologies for biogenic magnetite analogue synthesis. The paper could be of use to teachers, students, and researchers interested in biomineralogy and magnetite nanoparticle synthesis.

Keywords: biogenic magnetite, co-precipitation method, synthesis, nanoparticles, X-ray analysis, magnetometry.

И. Герасимец, студ., Тел.: +38096 642 33 28, Herasimets@i.ua,
О. Петренко, студ., Тел.: +38097 664 31 83, Ksuha_Petrenko@ukr.net,
Т. Савченко, студ., Тел.: +38068 034 17 10, Konfetka-ts@ukr.net,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
Геологический факультет, ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина
Ю. Карданец, асп., А. Гречановский, ст. науч. сотрудник,
Н. Дудченко, ст. науч. сотрудник
Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененко НАН Украины,
пр. Паладіна, 34, м. Київ-142, Україна, 03680

СИНТЕЗ И СВОЙСТВА СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ БИОГЕННОГО МАГНЕТИТА

Статья посвящена вопросу синтеза аналогов биогенного магнетита. Разработка технологий создания синтетических аналогов магнитных минералов, локализованных в тканях живых организмов, в том числе и в организме человека, особенно актуальна в условиях развития науки и медицины. Магнетит является одним из физиогенных биоминеральных образований в живых организмах, формирование которого определяется генетически. В живых организмах, в организме человека биогенный магнетит отвечает за перенос и запас железа. Такие организмы как перелетные птицы, пчелы, рыбы благодаря наличию магнетита ориентируются в пространстве ("магнитный компас"), поэтому из многих известных биоминералов магнетит всегда привлекает к себе широкий интерес.

В статье рассмотрен синтез наночастиц биогенного магнетита под воздействием магнитного поля и ультразвука. Описан химический метод со-осаждения, как один из самых простых методов синтеза магнитных наночастиц. Образцы наночастиц были синтезированы методом со-осаждения солей Fe^{3+} и Fe^{2+} в щелочной среде под воздействием ультразвука и магнитного поля и исследованы методами магнитометрии и рентгенофазового анализа. Основное внимание авторы статьи акцентируют на исследовании магнитных свойств и определении размера кристаллитов полученного минерала. В результате проведенных исследований авторами установлена и проанализирована зависимость размера кристаллитов от различных условий синтеза. Полученные экспериментальные результаты показали, что в условиях магнитного поля размер синтезированных наночастиц увеличивается, под воздействием ультразвука он увеличивается существенно. Установлено, что с увеличением размера наночастиц увеличивается намагниченность образцов. Представленные в статье таблицы и иллюстрации предоставляют информацию о полученных результатах исследований. Полученные данные могут быть использованы при синтезе аналогов биогенного магнетита.

Статья может быть полезной для преподавателей, студентов, работников медицинской отрасли, для всех, кто интересуется биоминералогией и вопросами синтеза магнитных наночастиц.

Ключевые слова: биогенный магнетит, метод со-осаждения, синтез, наночастицы, рентгенофазовый анализ, магнитометрия.

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.83:552.1:537

С. Вижва, д-р геол. наук, проф.

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

Д. Онищук, асп.

E-mail: boenerges@ukr.net,

М. Рева, канд. фіз.-мат. наук, доц.

E-mail: mvreva@gmail.com,

В. Онищук, канд. геол. наук, асист.

E-mail: vitus16@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Геологічний факультет, вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

КОМПЛЕКСНІ ПЕТРОЕЛЕКТРИЧНІ МОДЕЛІ ВАПНЯКІВ ДЕВОНУ ТА ПІСКОВИКІВ КЕМБРІЮ ДОБРОТВІРСЬКОЇ ПЛОЩІ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

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

В статті розглядаються результати та особливості методики петроелектричних досліджень при вивченні складнобудованих карбонатних та теригенних колекторів. Наведені результати визначення електричних параметрів та їх зв'язок з емпіричними властивостями вапняків девону та пісковиків кембрію Добровітської площі Волино-Поділля. Метою проведених досліджень була розробка та створення петроелектричних моделей порід-колекторів, як основи комплексного аналізу їх електричних параметрів та зв'язків з емпірично-фільтраційними властивостями. Відомості про питомий електричний опір порід-колекторів використовуються для уточнення меж його зміни для окремих типів і груп порід; виділення окремих стратиграфічних горизонтів, розрізів та фацій; встановлення характеру його залежності від мінерального складу, структури порового простору, співвідношення фаз речовини, частоти і напруженості електричного поля; виявлення характеру зміни електричного опору при епігенетичному перетворенні та метаморфічних змінах гірських порід. Матеріали лабораторних досліджень питомого електричного опору порід використовуються при інтерпретації результатів електрометричних методів досліджень свердловин та польової електророзвідки. Комплекс петрофізичних лабораторних досліджень включає визначення: густини досліджених порід (сухих та насичених моделлю пластової води); відкритої пористості (методами насичення азотом та моделлю пластової води); коефіцієнта залишкового водонасичення (методом центрифугування); проникності (методом стаціонарної фільтрації азоту); інтервального часу (швидкості поведовжніх пружних хвиль) та питомого електричного опору. В процесі лабораторних робіт визначається питомий електричний опір зразків порід при різних умовах (сухі, неповністю та повністю насичені розчином-імітатором пластового флюїду) в атмосферних умовах, а також в умовах наближених до пластових. В результаті виконаних лабораторних досліджень вивчені петроелектричні параметри пісковиків кембрію та вапняків девону Добровітської перспективної площі, встановлені емпіричні кореляційні залежності між петроелектричними параметрами та емпірично-фільтраційними властивостями досліджених порід, що слугують основою геологічної інтерпретації геофізичних даних. Ці залежності апроксимуються у більшості випадків степеневою функцією. Аналіз наведених даних свідчить про те, що електрометричні методи є потужним засобом як лабораторних так і польових досліджень, досить ефективні і надають широку та цінну інформацію про властивості порід.

Ключові слова: дослідження керну, фільтраційно-емісійні параметри, електричні параметри, поровий простір, кореляційні залежності, пісковики, вапняки, пористість, електричний опір, тиск, проникність, петроелектричні параметри.

Вступ. Комплексні лабораторні петрофізичні дослідження є основою для визначення кореляційних зв'язків між емпірично-фільтраційними характеристиками і даними свердловинних та польових геофізичних методів. Ці зв'я-

зки є досить складними і потребують ретельного вивчення. Питомий електричний опір (ρ) є одним із найбільш інформативних параметрів при визначенні геоелектричних властивостей гірських порід. Електричний опір гірсь-

ких порід залежить від: речовинного складу та текстури породи; структури ємнісного простору; її нафто-, газо- та водонасиченості; коефіцієнта пористості; мінералізації пластових вод; температури та тиску [1-9].

Метою проведених досліджень була розробка та створення петроелектричних моделей порід-колекторів, як основи комплексного аналізу їх електричних параметрів та зв'язків з ємнісно-фільтраційними властивостями. Відомості про питомий електричний опір порід-колекторів використовуються для уточнення меж його зміни для окремих типів і груп порід; виділення окремих стратиграфічних горизонтів, розрізів та фацій; встановлення характеру його залежності від мінерального складу, структури порового простору, співвідношення фаз речовини, частоти і напруженості електричного поля; виявлення характеру зміни електричного опору при епігенетичному перетворенні та метаморфічних змінах гірських порід. Матеріали лабораторних досліджень питомого електричного опору порід використовуються при інтерпретації результатів електрометричних методів досліджень свердловин та польової електророзвідки.

В статті представлені результати та особливості лабораторних петроелектричних досліджень вапняків девону та пісковиків кембрію перспективної на вуглеводні Добровірівської площі (св. Добровірівська-1, інтервали 1729–1831 та 3236–3702 м). Площа розташована в північній частині східного борту Львівського палеозойського прогину.

Породи з досліджених інтервалів представлені переважно вапняковими відкладами девону та різнозернистими пісковиками кембрію.

Експериментальні дослідження. Комплекс петрофізичних лабораторних досліджень включав визначення: густини досліджених порід (сухих та насичених моделлю пластової води); відкритої пористості (методами насичення азотом та моделлю пластової води); коефіцієнта залишкового водонасичення (методом центрифугування); проникності (методом стаціонарної фільт-

рації азоту); інтервального часу (швидкості повздовжніх пружних хвиль) та питомого електричного опору. В процесі лабораторних робіт визначався питомий електричний опір зразків порід при різних умовах (сухі, неповністю та повністю насичені розчином-імітатором пластового флюїду) в атмосферних умовах, а також в умовах наближених до пластових.

Лабораторні електрометричні вимірювання сухих зразків керна виконані при температурі 20°C за допомогою цифрового тераомметра С.А.6547 та прецезійного цифрового RLC-метра МНС-1100, які дозволяють виконувати високоточні вимірювання електричного опору та ємності в широкому діапазоні частот з цифровим записом на ЕОМ за спеціальною програмою. Циліндричні зразки при вимірюванні вставлялися в спеціальний кернотримач з електродами, що не поляризуються [1, 2, 4]. Для вимірювання зразків насичених розчином NaCl (M=90 г/л та 120 г/л) застосовувався RCL-метр МНС-1100. З метою визначення залежності петрофізичних параметрів від ступеню водонасиченості (а отже газонафтонасиченості) порід виконані дослідження зміни питомого електричного опору при відгонці води на центрифугі ОС-6М. Петроелектричні дослідження при центрифугуванні виконувались шляхом серії вимірювань електричного опору насичених зразків моделлю пластової води: до центрифугування та після центрифугування при режимах відгонки від 1000 до 6000 об/хв з кроком 1000 об/хв, тиск витіснення води змінюється від 0,2 до 1,00 МПа. (7 циклів вимірювань). Паралельно визначалися коефіцієнт водонасичення та швидкість пружних хвиль. Середня відносна похибка визначення електричного опору склала 2,5%.

Аналіз даних. В результаті виконаних лабораторних петрофізичних досліджень визначено фільтраційно-ємнісні та електричні параметри основних типів порід, межі змін яких наведені в табл. 1.

Таблиця 1

№ з/п	Порода	Вік	Значення параметра	Густина, кг/м ³		Відкрита пористість, %		Проникність, фм ²	Коеф. залишк. водонас.	Питомий електричний опір, Ом·м		Відносний опір
				сухі	насич. NaCl	азот	насич. NaCl			сухі	нас. NaCl	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Вапняки	D	min	2645	2654	0,008	0,005	0,002	0,330	865370	83,9	579
2	Вапняки	D	max	2982	2833	0,015	0,008	0,016	0,770	27687320	91,1	629
3	Вапняки	D	серед	2770	2754	0,010	0,006	0,007	0,572	14276340	87,5	604
4	Пісковики	Є	min	2518	2567	0,009	0,004	0,002	0,320	319200	9,7	83
5	Пісковики	Є	max	2750	2754	0,050	0,046	0,068	0,900	41967670	29,7	255
6	Пісковики	Є	серед	2620	2641	0,025	0,020	0,019	0,613	15733100	19,6	168

За результатами лабораторних вимірювань встановлено, що питомий електричний опір сухих екстрагованих зразків (питомий електричний опір мінерального скелету) має значні варіації викликані неоднорідностями у текстурі порід, як для вапняків, так і пісковиків. Цей параметр змінюється від 319200 до 41967670 Ом·м при середньому значенні 15733100 Ом·м (пісковики) та від 865370 до 276873200 Ом·м при середньому значенні 14276340 Ом·м (вапняки). Питомий електричний опір зразків порід насичених моделлю пластової рідини (розчин NaCl) змінюється від 9,7 до 29,7 Ом·м при середньому значенні 19,6 Ом·м (пісковики) та від 83,9 до 91,1 Ом·м при середньому значенні 87,5 Ом·м (вапняки).

Аналіз отриманих даних дозволив встановити, що пісковики мають діапазон зміни відносного електричного опору від 83 до 255 при середньому значенні 168. Відповідні цьому зміни коефіцієнта пористості складають від 0,004 до 0,046 при середньому значенні 0,020.

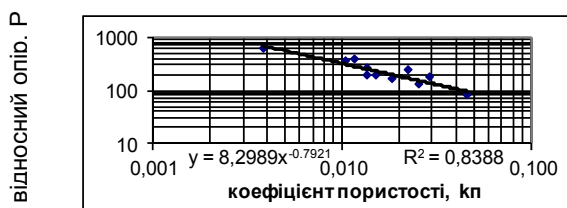
Для вапняків діапазон зміни відносного електричного опору складає від 579 до 629 при середньому значенні 604, а коефіцієнта пористості – від 0,005 до 0,008 при середньому значенні 0,006.

В результаті виконаних лабораторних досліджень побудовані кореляційні залежності (рис. 1а, 1б) між коефіцієнтом пористості (k_n) і відносним електричним опором (P) типу $P = a \cdot k_n^{-m}$ – рівняння Арчі-Дахнова для пісковиків і вапняків, відповідно, де a – постійний коефіцієнт, m – структурний показник.

Рівняння Арчі-Дахнова мають вигляд: $P = 8,299 \cdot k_n^{-0,792}$ при $R^2=0,84$ (пісковики), $P = 1,192 \cdot k_n^{-1,162}$, при $R^2=0,85$ (вапняки), де $P = \rho_{пв}/\rho_{в}$, $\rho_{пв}$ – питомий електричний опір повністю водонасичених порід, $\rho_{в}$ – питомий електричний опір пластової води.

Для вапняків Добровірівської площі, коефіцієнт a складає 1,192, а структурний показник m – 1,162. Ці параметри

для пісковиків мають значення, відповідно, 8,299 і 0,792,



а

що різко відрізняються від значень для вапняків.

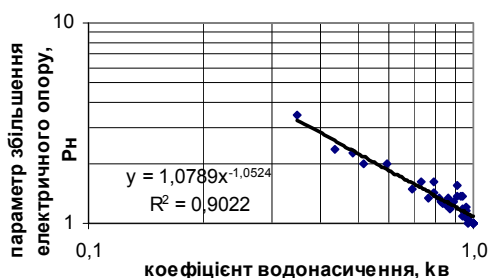


б

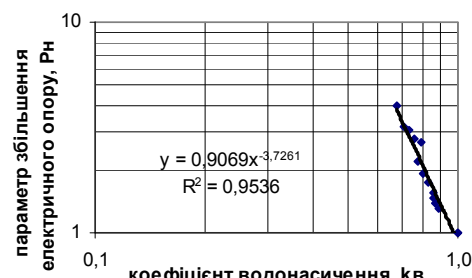
Рис. 1. Кореляційна залежність між коефіцієнтом пористості (k_p) і відносним електричним опором (P) – рівняння Арчі-Дахнова (лабораторні умови): а – пісковики, б – вапняки

Шляхом експериментальних лабораторних досліджень встановлено залежності петрофізичних параметрів від ступеню водонасиченості порід. Водонасиченість порід змінювалась шляхом центрифугування за допомогою центрифуги ОС-6М. При цьому виконувалась серія електрометричних вимірювань. В результаті цих досліджень встановлені кореляційні залежності типу $P_H = b \cdot k_e^{-n}$ – параметра збільшення електричного опору (P_H) від коефіцієнта водонаси-

чення (k_e) для досліджених порід. Кореляційні залежності мають вигляд: для пісковиків – $P_H = 1,079 \cdot k_e^{-1,052}$, при $R^2 = 0,9$, для вапняків – $P_H = 0,907 \cdot k_e^{-3,726}$ при $R^2 = 0,95$, де – $P_H = \rho_{нв}/\rho_{пв}$, $\rho_{пв}$ – питомий електричний опір неповністю водонасичених порід, $\rho_{нв}$ – питомий електричний опір повністю водонасичених порід. Ці кореляційні залежності представлені на рис. 2а та 2б.



а



б

Рис. 2. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасичення (k_v) та параметром збільшення електричного опору (P_n): а – пісковики, б – вапняки

Аналіз отриманих даних показує, що пісковики мають діапазон зміни параметра збільшення електричного опору від 1 до 3,47 при середньому значенні 1,38. Відповідний цьому діапазон зміни коефіцієнта водонасичення складає від 1 до 0,35 при середньому значенні 0,81. Для вапняків діапазон зміни P_n складає від 1 до 4 при середньому значенні 2,09, а коефіцієнта водонасичення – від 1 до 0,68 при середньому значенні 0,82.

Для досліджених порід коефіцієнт b в кореляційному рівнянні типу $P_H = b \cdot k_e^{-n}$, що виражає зв'язок між коефіцієнтом водонасичення і параметром збільшення електричного опору, змінюється від 0,907 (вапняки) до 1,079 (пісковики), а показник змочуваності n від 1,052 (пісковики) до 3,726 (вапняки). За параметром b досліджені породи слабо диференційовані, а за показником змочуваності мають значну диференціацію.

На сучасному етапі у зв'язку зі збільшенням глибини свердловин, для кількісної інтерпретації каротажних діаграм важливе значення мають експериментальні дані про залежність електричного опору осадових порід від тиску.

Вперше залежність опору порід-колекторів від тиску була вивчена Феттом [9] на 20 зразках пісковика насичених розчином хлористого натрію. Для всіх зразків спостерігалось зростання питомого опору, а отже і відносного електричного опору P з підвищенням тиску.

Дослідження впливу тиску на електричний опір гірських порід розвивається в двох напрямках. Перший напрямок пов'язаний з вирішенням задач промислової геофізики, головним чином для встановлення залежності між тиском і електричним опором (відносним електричним опором) порід-колекторів. При цьому тиск змінюється від атмосферного до 100 МПа. Для другого напрямку (великої геофізики) потрібні значення елект-

ричного опору глибинних гірських порід, для яких тиск складає до декількох десятків тисяч МПа.

Основну роль в процесі збільшення електричного опору при збільшенні тиску відіграють пори і мікротріщини, обсяг яких визначається вмістом глинистого матеріалу. Було встановлено, що пористість змінюється значно менше, ніж проникність та електричний опір, що може спостерігатися тільки при закритті або зменшенні перерізу малих пор.

Для оцінки питомого електричного опору порід в пластових умовах виконані комплексні дослідження на спеціальній установці високого тиску ВСЦ-1000 при зміні тиску від атмосферного до 59 МПа. В результаті аналізу отриманих даних визначено залежність середнього значення коефіцієнта збільшення питомого електричного опору (Q) від тиску (p) для пісковиків, що виражається поліномом 2 порядку: $Q = -1 \cdot 10^{-4} \cdot p^2 + 6,29 \cdot 10^{-2} \cdot p + 1,0412$, при $R^2 = 0,998$. Графік цієї залежності представлений на рис. 3.

Аналіз отриманих даних показує, що пісковики мають діапазон зміни коефіцієнта збільшення опору від 1 до 4,3 при збільшенні всібного тиску від атмосферного до 59 МПа. При цьому графік кореляційної залежності $Q=f(p)$ монотонно зростає в усьому діапазоні тисків. У зв'язку з підвищеною крихкістю зразків вапняків, виконати їх дослідження під тиском не вдалося.

Отримані дані при вимірюваннях під тиском дали можливість оцінити значення питомого електричного опору для досліджених порід в пластових умовах. За матеріалами петроелектричних досліджень при високих тисках встановлена залежність між коефіцієнтом пористості ($k_{пл}$) та параметром пористості ($P_{пл}$) в пластових умовах. Визначене рівняння Арчі-Дахнова для пісковиків кембрію має вигляд (рис. 4): $P_{пл} = 5,394 \cdot k_{пл}^{-1,093}$, при $R^2 = 0,91$.

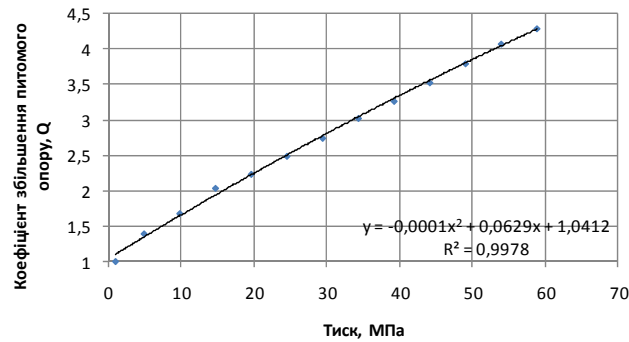


Рис. 3. Кореляційна залежність коефіцієнта збільшення питомого електричного опору (Q) від тиску (p) для пісковиків кембрію

Шляхом вимірювання електричного опору за "напластуванням" і вхрест "напластування" виконана оцінка електричної анізотропії пісковиків. Коефіцієнт електричної анізотропії λ визначався за допомогою формули:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_l}}, \text{ де } \rho_n, \rho_l - \text{питомий електричний опір вхрест і}$$

за "напластуванням", відповідно. В результаті аналізу отриманих даних встановлено, що коефіцієнт анізотропії сухих екстрагованих пісковиків змінюється від 1,03 до 1,11 при середньому значенні 1,07. Коефіцієнт ані-

зотропії пісковиків, насичених розчином NaCl, змінюється від 1,07 до 1,2 при середньому значенні 1,14.

Комплексні петроелектричні моделі пісковиків кембрію та вапняків девону визначались на основі аналізу всієї сукупності матеріалів петрофізичних досліджень. Комплексна петроелектрична модель в даній роботі представляється у вигляді геоелектричної інформації та кореляційних залежностей між петроелектричними параметрами та фізичними властивостями досліджених порід Добровіської площі, що зведені в табл. 2.

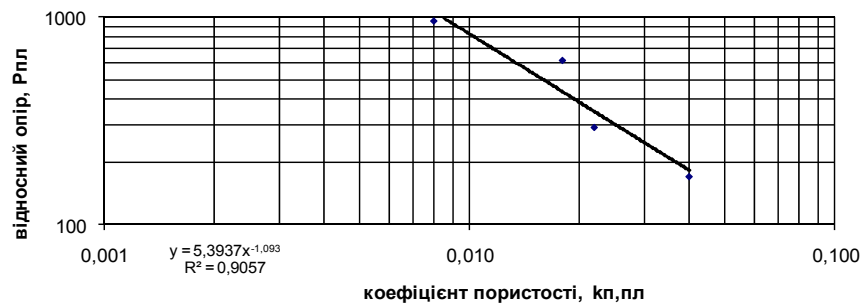


Рис. 4. Кореляційна залежність між коефіцієнтом пористості ($k_{n, nл}$) та параметром пористості ($P_{nл}$) в пластових умовах для пісковиків кембрію.

Таблиця 2

Комплексні петроелектричні моделі пісковиків кембрію та вапняків девону Добровіської площі

№ з/п	Петроелектричний параметр/ Кореляційна залежність	Межі зміни параметра (середнє)/ Кореляційне рівняння (коефіцієнт кореляції)	
		Пісковики	Вапняки
1	Питомий електричний опір сухих екстрагованих порід	319200–41967670 Ом·м (15733100 Ом·м)	865370–27687320 Ом·м (14276340 Ом·м)
2	Питомий електричний опір порід, насичених моделлю пластової води	9,7–29,7 Ом·м (19,6 Ом·м)	83,9–91,1 Ом·м (87,5 Ом·м)
3	Відносний електричний опір (P) при лабораторних умовах	83–255 (168)	579–629 (604)
4	Відносний електричний опір (P) при пластових умовах	182–1056 (502)	–
5	Кореляційна залежність Арчі-Дахнова (лабораторні умови)	$P = 8,299 \cdot k_n^{-0,792}$ ($R^2=0,84$)	$P = 1,192 \cdot k_n^{-1,162}$ ($R^2=0,85$)
6	Кореляційна залежність Арчі-Дахнова (пластові умови)	$P_{nл} = 5,394 \cdot k_{n, nл}^{-1,093}$ ($R^2=0,91$)	–
7	Коефіцієнт електричної анізотропії сухих екстрагованих порід	1,03–1,11 (1,07)	–
8	Коефіцієнт електричної анізотропії порід, насичених пластовою водою	1,07–1,2 (1,14)	–
9	Параметр збільшення електричного опору (P_H)	1–3,47 (1,38)	1–4 (2,09)
10	Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості (k_s) та параметром збільшення електричного опору (P_H)	$P_H = 1,079 \cdot k_s^{-1,052}$ ($R^2=0,9$)	$P_H = 0,907 \cdot k_s^{-3,726}$ ($R^2=0,95$)
11	Кореляційна залежність коефіцієнта збільшення питомого опору порід (Q) від тиску (p)	$Q = -1 \cdot 10^{-4} \cdot p^2 + 6,29 \cdot 10^{-2} \cdot p + 1,0412$ ($R^2=0,99$)	–
12	Коефіцієнт збільшення електричного опору при збільшенні всебічного тиску від атмосферного до 59 МПа	1–4,3 (3,2)	–

Висновки. За даними петрографічних досліджень зразків керну св. Добровірска-1 визначено, що за складом вони відносяться до вапняків девону та пісковиків кембрію. Зустрічаються включення глинистого матеріалу, сидериту, вуглефікація та піритизація.

В результаті виконаних лабораторних досліджень вивчені петроелектричні параметри пісковиків кембрію та вапняків девону Добровірскої перспективної площі, встановлені емпіричні кореляційні залежності між петроелектричними параметрами та ємкісно-фільтраційними властивостями досліджених порід, що слугують основою геологічної інтерпретації геофізичних даних. Ці залежності апроксимуються у більшості випадків степеневу функцію.

На базі аналізу виконаних петроелектричних досліджень, всієї наявної геолого-геофізичної інформації визначено комплексні петроелектричні моделі досліджених порід. Аналіз розроблених комплексних петроелектричних моделей пісковиків кембрію та вапняків девону показує, що вони суттєво розрізняються за електричними параметрами. Розробка таких моделей для різних типів порід може бути цінним інструментом петрофізичних досліджень.

Аналіз наведених даних свідчить про те, що електрометричні методи є потужним засобом як лабораторних так і польових досліджень, досить ефективні і надають широкую та цінну інформацію про властивості порід. Петроелектричні дослідження займають важливе місце у петрофізичному комплексі і широко застосовуються при вивченні фізичних властивостей гірських порід з метою встановлення їх складу, структури і стану, а також при вирішенні різноманітних завдань пошуків і розвідки родовищ корисних копалин, особливо у нафтогазовій геології.

В подальшому, комплекс петроелектричних досліджень гірських порід, раціонально було б доповнити вивченням діелектричної проникності, тангенса кута діелектричних втрат порід-колекторів, оцінати інформативність геоелектричних параметрів, що контролюють зміни електричного опору сухих екстрагованих зразків з часом при пропусканні постійного струму та встановити

кореляційні залежності їх з даними геофізичних досліджень свердловин.

Список використаних джерел:

1. Вижва С.А., Рева М.В., Гожик А.П., Онищук В.І., Онищук І.І., (2008). Петроелектричні дослідження керну свердловини Чорноморського шельфу. Вісник Київського університету. Геологія, 44, 4-8.
2. Vyzhva S., Reva N., Gozhyk A., Onyshchuk V., Onyshchuk I., (2008). Petroelectrical investigations of borehole core of Black Sea shelf [Petroelektrychni doslidzhennya kernu sverdllovyny Chornomorskogo shelfu]. Visnyk Kyivskogo universytetu. Geologiya – Herald of Kyiv University. Geology, 44, 4-8 (In Ukrainian).
3. Вижва С.А., Рева М.В., Гожик А.П., Онищук В.І., Онищук І.І., (2010). Петроелектричні дослідження керну складнопобудованих порід-колекторів. Вісник Київського університету. Геологія, 50, 4-7.
4. Vyzhva S., Reva N., Gozhyk A., Onyshchuk V., Onyshchuk I., (2010). Petroelectrical investigations of borehole core of complexly-build reservoir rocks [Petroelektrychni doslidzhennya kernu skladnopolbudovanyh porid-kolektoriv]. Visnyk Kyivskogo universytetu. Geologiya – Herald of Kyiv University. Geology, 50, 4-7 (In Ukrainian).
5. Вижва С.А., Онищук Д.І., Онищук В.І., (2012). Петроелектрична модель порід-колекторів Західно-Шебелинського газоконденсатного родовища. Вісник Київського університету. Геологія, 57, 13-16.
6. Vyzhva S., Onyshchuk D., Onyshchuk V., (2012). Petroelectrical investigations of reservoir rocks of Western-Shebelynske gas condensate field [Petroelektrychna model porid-kolektoriv Zahidno-Shebelynskogo gazokondensatnogo rodovyscha]. Visnyk Kyivskogo universytetu. Geologiya – Herald of Kyiv University. Geology, 57, 13-16 (In Ukrainian).
7. Дахнов В.Н., (1975). Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения пород. Недра, 343.
8. Dahnov V., (1975). Geophysical methods of assesment of reservoir characteristics and hydrocarbon saturation of rocks [Geofizicheskie metody opredeleniya kolektorskih svoystv i neftegazonasyshcheniya porod]. Nedra – Subsurface, 343 (In Russian).
9. Дортман Н.Б., (1992). Петрофизика. Справочник. ч.1. Недра, 391.
10. Dortman N., (1992). Petrophysics. Handbook. part 1 [Petrofizika. Spravochnik ch.1]. Nedra – Subsurface, 391 (In Russian).
11. Дортман Н.Б., (1992). Петрофизика. Справочник. ч.2. Недра, 304.
12. Dortman N., (1992). Petrophysics. Handbook. part 2 [Petrofizika. Spravochnik ch.2]. Nedra – Subsurface, 304 (In Russian).
13. Дортман Н.Б., (1984). Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. Недра, 455.
14. Dortman N., (1984). Physical properties of rocks and mineral deposits. Geophysics Handbook [Fizicheskie svoystva gornikh porod i poleznykh iskopaemykh. Spravochnik geofizika]. Nedra – Subsurface, 455 (In Russian).
15. Пархоменко Э.И., (1965). Электрические свойства горных пород. Наука, 164.
16. Parkhomenko E., (1965). Electrical properties of rocks [Elektricheskie svoystva gornykh porod]. Nauka – Science, 164 (In Russian).
17. Fatt J. Effect of overburden and reservoir pressure on electric logging formation factor. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 41, 11.

Надійшла до редколегії 10.06.14

S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof., E-mail: vsa@univ.kiev.ua
D. Onyshchuk, Postgraduate Student, E-mail: boenerges@ukr.net
N. Reva, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Assos. Prof., E-mail: mvreva@gmail.com
V. Onyshchuk, Cand. Sci. (Geol.), Assistant, E-mail: vitus16@ukr.net
Geological Faculty, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

INTEGRATED PETROELECTRICAL MODELS OF DEVONIAN LIMESTONES AND CAMBRIAN SANDSTONES FROM DOBROTVIRSKA AREA OF VOLYN-PODILIA

This paper deals with the technique and results of research into petroelectrical properties of complex terrigenous and carbonate reservoirs. Analyzed are electric data and their relation to capacity properties of Devonian limestones and Cambrian sandstones from Dobrovirska area of Volyno-Podilia. The objective of the research was to build petroelectrical models of reservoir rocks based on the electrical parameters and their relation to capacity properties. Data on specific resistivity of reservoir rocks were used for specifying the range of its variation for different types and groups of rocks. These data were also essential for identifying the stratigraphic horizons, cross-sections and facies, as well as finding the relationship between specific resistivity and a range of factors such as mineral composition, pore structure, substance phase ratio, electric field intensity and frequency, and resistivity variations with epigenetic transformation and metamorphic changes in rocks. Laboratory data on electrical resistivity of rocks made it possible to interpret the results of employing electrometric well logging methods and electric exploration. Petrophysical laboratory data enabled us to determine the following properties: rock density (dry and saturated with synthetic brine), effective porosity (nitrogen and synthetic brine saturation methods), residual water saturation factor (by centrifugation), permeability (nitrogen stationary filtration method), interval time (P-wave velocity) and resistivity. There were obtained laboratory data on specific resistivity of rock samples (dry, partly and fully saturated with synthetic brine) in atmospheric and in simulated in-situ conditions. We estimated the petroelectrical parameters of Cambrian sandstones and Devonian limestones from Dobrovirska area to find an empirical correlation between petroelectrical parameters, porosity and permeability of the studied rocks. The correlations are mainly approximated by power function and serve as the basis for geological interpretation of geophysical data. Electrometric methods have proved to be a powerful tool in both laboratory and field rock studies, being efficient enough to provide extensive information on rock properties.

Key words: porosity & permeability parameters, electrical parameters, pore volume, correlation dependencies, sandstone, limestone, porosity, resistivity, pressure, permeability, petroelectrical parameters.

С. Выжва, д-р геол. наук, проф., vsa@univ.kiev.ua
Д. Онищук, асп., boenerges@ukr.net
М. Рева, канд. физ.-мат. наук, доц., mvreva@gmail.com
В. Онищук, канд. геол. наук, ассист., vitus16@ukr.net
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
Геологический факультет, ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

КОМПЛЕКСНЫЕ ПЕТРОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ИЗВЕСТНЯКОВ ДЕВОНА И ПЕСЧАНИКОВ КЕМБРИЯ ДОБРОТВИРСКОЙ ПЛОЩАДИ ВОЛЫНО-ПОДОЛЬЯ

Рассматриваются особенности методики и результаты петроэлектрических исследований при изучении сложнопостроенных карбонатных и терригенных коллекторов. Приведены результаты определения электрических параметров и их связь с емкостными свойствами известняков девона и песчаников кембрия Добровириской площади Волыно-Подолья. Целью проведенных исследований была разработка и создание петроэлектрических моделей пород-коллекторов, как основы комплексного анализа их электрических параметров и связей с емкостно-фильтрационными свойствами. Сведения об удельном электрическом сопротивлении пород-коллекторов используются для уточнения пределов его изменения для отдельных типов и групп пород; выделения отдельных стратиграфических горизонтов, разрезов и фаций; установления характера его зависимости от минерального состава, структуры порового пространства, соотношения фаз вещества, частоты и напряженности электрического поля; выявления характера изменения электрического сопротивления при эпигенетическом превращении и метаморфических изменениях горных пород. Материалы лабораторных исследований удельного электрического сопротивления пород используются при интерпретации результатов электрометрических методов исследований скважин и полевой электроразведки. Комплекс петрофизических лабораторных исследований включал определение: плотности исследованных пород (сухих и насыщенных моделью пластовой воды); открытой пористости (методами насыщения азотом и моделью пластовой воды); коэффициента остаточного водонасыщения (методом центрифугирования); проницаемости (методом стационарной фильтрации азота); интервального времени (скорости продольных упругих волн) и удельного электрического сопротивления. В процессе лабораторных работ определялось удельное электрическое сопротивление образцов пород при разных условиях (сухие, частично и полностью насыщенные раствором-имитатором пластового флюида) в атмосферных условиях, а также в условиях приближенных к пластовым. В результате выполненных лабораторных исследований изучены петроэлектрические параметры песчаников кембрия и известняков девона Добровириской площади, установлены эмпирические корреляционные зависимости между петроэлектрическими параметрами и емкостно-фильтрационными свойствами исследованных пород, которые служат основой геологической интерпретации геофизических данных. Эти зависимости аппроксимируются в большинстве случаев степенной функцией. Анализ приведенных данных свидетельствует о том, что электрометрические методы являются мощным средством как лабораторных, так и полевых исследований, достаточно эффективны и предоставляют широкую и ценную информацию о свойствах пород.

Ключевые слова: исследование керна, фильтрационно-емкостные параметры, электрические параметры, поровое пространство, корреляционные зависимости, песчаник, известняк, пористость, удельное электрическое сопротивление, давление, проницаемость, петроэлектрические параметры.

УДК 550.344

Е. Козловський, пров. інж.,
Д. Малицький, д-р фіз.-мат. наук, проф.,
E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua,

А. Павлова, асп. проф.,
Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна
Національної Академії Наук України,
вул. Наукова, 3-б, м. Львів, Україна, 79060

РОЗРАХУНОК ТА АНАЛІЗ АЗИМУТАЛЬНИХ КОЕФІЦІЄНТІВ q_i ТА УТОЧНЕННЯ ШВИДКІСНОЇ МОДЕЛІ ЗАКАРПАТСЬКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГІОНУ

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

Метою представленої роботи є уточнення швидкісної моделі Закарпатського сейсмоактивного регіону для подальшого її використання у нейронно-мережевому моделюванні для розв'язання задачі розрахунку та уточнення глибини залягання джерел місцевих землетрусів. Проведено аналіз поведінки поширення сейсмічних хвиль в різних напрямках Закарпатського сейсмоактивного регіону. Обґрунтовано введення азимутального коефіцієнта q_i для застосування у навчальній вибірці нейронної мережі, як параметру, що відповідає за напрямок поширення хвилі в реальному середовищі. Показано два способи виділення секторів коли за основу взято або сейсмостанцію, або область сейсмічних подій. Обчислені середні значення азимутального коефіцієнта q_i для відповідних секторів із близькими значеннями q_i для одно, дво та три-шароватого середовища у відповідності до глибини розташування вогнища землетрусу в першому, другому або в третьому шарі. Оскільки три-шарувате середовище охоплює глибини знаходження джерел землетрусів до 8000–9000 м, то проведені розрахунки повністю відображають місцеві сейсмічні події Карпатського регіону. Розрахунок середніх потужностей шарів h та середніх швидкостей шарів v обчислювались окремо для кожної пари E-S (епіцентр-сейсмостанція). Для розрахунку азимутального коефіцієнта q_i третього шару використано метод умовного об'єднання шарів. Представлено розрахунки, які виконані для прямої Р-хвилі (аналогічні розрахунки можна зробити і для S-хвилі). Обчислена відносна похибка розрахунку середнього значення азимутального коефіцієнта q_i для кожного сектору, який проведено на основі 4 – 26 подій для відповідних секторів в залежності від наявної кількості даних про події, які вибрано із сейсмологічних бюлетенів. Проведено інтерпретацію отриманих результатів та розглянуто варіанти використання даної методики. На прикладах показано використання азимутального коефіцієнта q_i для аналізу параметрів середовища.

Ключові слова: Закарпатський сейсмоактивний регіон; азимутальний коефіцієнт q_i ; навчальна вибірка нейронної мережі; середня швидкість поширення хвилі в шарі; глибина розташування джерела землетрусу; прямі Р та S-хвилі; пари E-S (епіцентр-сейсмостанція); умовна швидкість проходження хвилею об'єднаних шарів.

Вступ. Метод визначення координат епіцентру та розрахунку глибини залягання джерела землетрусу, що зареєстрований 4-ма та більшою кількістю сейсмічних станцій, є відомим і не потребує опису. Але з різних технічних причин не завжди вдається зафіксувати землетрус необхідною кількістю сейсмічних станцій і, відповідно, розрахувати глибину залягання джерела сейсмічної події. Проте, таку можливість може надати застосування іншого підходу, а саме, використання статистичного аналізу для розрахунку глибини залягання джерела землетрусу.

Представлена робота є лише першим кроком розв'язання задачі розрахунку та уточнення глибини залягання джерел місцевих землетрусів Закарпатського сейсмоактивного регіону. У даній статті показані результати розрахунків для одно-, дво- та три-шарового середовища (глибина до 8000–9000 м), для яких відомі глибини залягання вогнищ землетрусів, що повністю охоплюють місцеві сейсмічні події Карпатського регіону.

Одним з інструментів статистичного аналізу є мережі штучних нейронів. Для того, щоб отримати якісний

результат нейронно-мережевого моделювання, необхідно розглянути достатню кількість прикладів та відповідних їм розв'язків для навчання нейронної мережі, тобто встановлення та запам'ятовування закономірностей, що пов'язують їх між собою. Такими прикладами слугували дані землетрусів, що зареєстровано в районі

Закарпаття, які описано в сейсмологічних бюлетенях за 2002–2011 рр [1]. Модель середовища, яку надалі використано для роботи, побудована на основі даних сейсмо-геологічного розрізу земної кори вздовж Закарпатського прогину (рис. 1) [2].

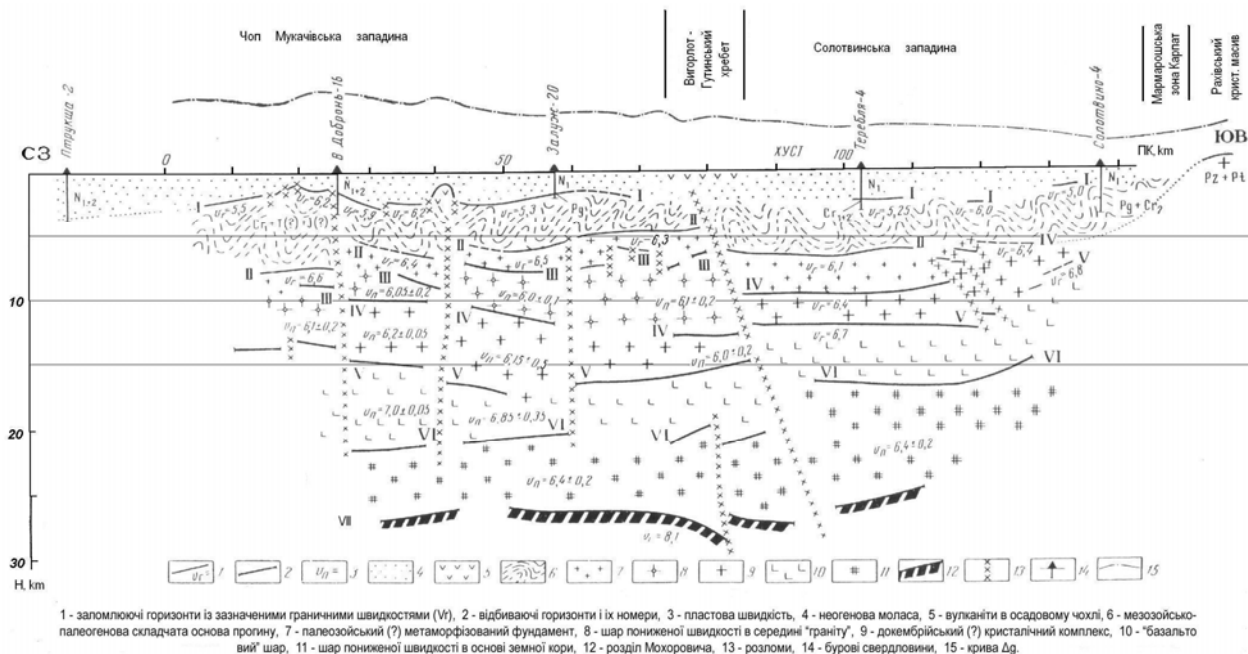


Рис. 1. Сейсмо-геологічний розріз земної кори вздовж Закарпатського прогину

Викладення основного матеріалу. Працюючи з реальним, неоднорідним середовищем Закарпатського сейсмоактивного регіону, та аналізуючи поведінку поширення сейсмічних хвиль в різних напрямках, дійшли висновку про необхідність введення додаткового параметру для нейронної мережі, який би відповідав за зміну швидкості поширення хвиль з різних напрямків (різні пари епіцентр-сейсмостанція (E-S)). У роботі F.C. Lin [3] американськими науковцями використано моделі, в яких швидкості поширення сейсмічних хвиль залежні від азимуту, а в статті H.K.C. Perry [4] описано роботу канадських сейсмологів, які працюють з моделями типу LITH5.0, де використано зміну швидкостей і інших параметрів на сітці $5^\circ \times 5^\circ$ та в середині кожної такої клітинки, завдяки великій кількості сейсмічних станцій та зареєстрованих ними сейсмічних подій. У зв'язку з обмеженою кількістю сейсмостанцій, що є характерним для Закарпаття, слід шукати інший підхід. Так як швидкості поширення сейсмічних хвиль в різних напрямках суттєво відрізняються і математично прив'язати азимут, як компоненту навчаючої вибірки прикладів для мережі штучних нейронів є неможливим, то було введено інший параметр, що відповідає за напрямок поширення хвилі – азимутальний коефіцієнт q_1 .

Перейдемо до визначення параметра q_1 із врахуванням різних глибин залягання вогнища землетрусу, тобто розміщення джерела в першому, другому або в третьому шарі.

У даній роботі представлено розрахунки, які виконані для прямої P-хвилі (аналогічні розрахунки можна зробити і для S-хвилі).

Розглянемо випадок, коли джерело сейсмічних хвиль розташоване в першому шарі (рис. 2). Вважаємо шляхи проходження хвилі в реальному та модельованому середовищах рівними.

Згідно з рис. 2 отримано співвідношення:

$$S = \sqrt{\varepsilon^2 + h_1^2}, \quad t_{c1} = S/v_1, \quad t_{c1}/t_r = q_1, \quad v_{a1} = v_1 q_1, \quad (1)$$

де h_1 – потужність першого шару, v_1 – швидкість в 1-му шарі (взята із сейсмо-геологічного розрізу (рис. 1), ε – епіцентрально відстань, t_r – час проходження хвилі (взятий із бюлетеня), t_{c1} – розрахований час, q_1 – азимутальний коефіцієнт, v_{a1} – уточнена швидкість для першого шару.

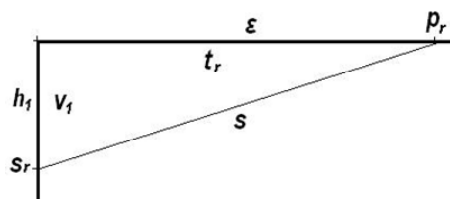


Рис. 2. Проходження прямої P-хвилі від джерела S_r , яке розміщене в першому шарі

Таким чином, отримано азимутальний коефіцієнт q_1 та уточнену швидкість v_{a1} для першого шару згідно (1).

Наступним кроком є отримання азимутального коефіцієнта, коли джерело розміщене в другому шарі. Розглянемо задачу знаходження точки перетину P-хвилею границі між першим та другим шаром для двохарового середовища (рис. 3). Маючи епіцентрально відстань ε , потужність першого шару h_1 , відстань до джерела в другому шарі h_2 , швидкості поширення P-хвилі в першому та другому шарі v_{a1} (уточнена швидкість для першого шару) та v_2 (швидкість взята із сейсмо-геологічного розрізу (рис. 1), а також час приходу хвилі t_r (згідно бюлетеня), знаходимо величину x (рис. 3).

Для цього проведемо математичні операції:

$$t = t_1 + t_2, \quad t_1 = \frac{l_1}{v_{a1}}, \quad t_2 = \frac{l_2}{v_2},$$

$$l_1 = \sqrt{x^2 + h_1^2}, \quad l_2 = \sqrt{(\varepsilon - x)^2 + h_2^2} \quad (2)$$

де t_1, t_2 – часи проходження P -хвилі в 1-му та 2-му шарах, h_1, h_2 – шляхи проходження P -хвилі в 1-му та 2-му шарах.

$$t_{c2} = \frac{\sqrt{x^2 + h_1^2}}{V_{a1}} + \frac{\sqrt{(\varepsilon - x)^2 + h_2^2}}{V_2} \quad (3)$$

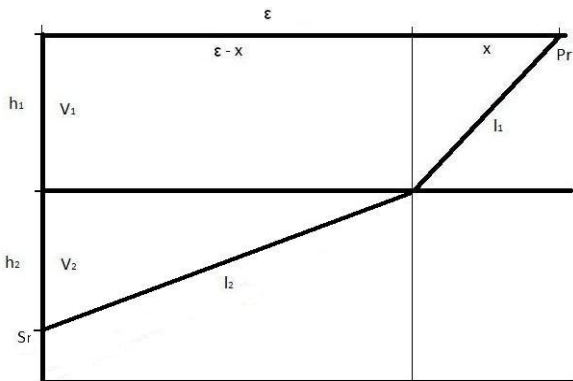


Рис. 3. Проходження прямої P -хвилі від джерела S_r , яке розміщене в другому шарі

Отримуємо рівняння

$$Bx^4 - Cx^3 + Dx^2 + Ix + E = 0, \quad (4)$$

$$\text{де } A = \varepsilon^2 + h_1^2 + h_2^2, \quad B = \frac{V_{a1}^4 - 2V_{a1}^2V_2^2 + V_2^4}{V_{a1}^4V_2^4}, \quad C = \frac{4\varepsilon}{V_2^2} \left(\frac{V_{a1}^2 + V_2^2}{V_{a1}^2V_2^2} \right),$$

$$D = \frac{6\varepsilon^2 + 2h_2^2}{V_2^2} - \frac{2A}{V_{a1}^2V_2^2} - 2t^2 \frac{V_{a1}^2 + V_2^2}{V_{a1}^2V_2^2} + \frac{2h_1^2}{V_{a1}^2},$$

$$I = \frac{4t^2\varepsilon}{V_2^2} - \frac{4\varepsilon^3 + 4\varepsilon h_2^2}{V_2^2} + \frac{4\varepsilon h_1^2}{V_{a1}^2V_2^2},$$

$$E = \left(\frac{\varepsilon^2 + h_2^2}{V_2^2} - \frac{h_1^2}{V_{a1}^2} \right) - 2t_r^2 \frac{V_2^2h_1^2 + V_{a1}^2(\varepsilon^2 + h_1^2)}{V_{a1}^2V_2^2} + t_r^4 \quad (5)$$

Таким чином, отримано час проходження хвилі в другому шарі t_{r2} та розрахований час проходження хвилі в цьому ж шарі t_{c2} (згідно сейсмо-геологічного розрізу) і знайдено азимутальний коефіцієнт q_2 та уточнену швидкість v_{a2} проходження хвилі в другому шарі.

$$q_2 = \frac{t_{c2}}{t_{r2}}, \quad v_{a2} = v_2 q_2 \quad (6)$$

Слід зазначити, що середня потужність шару h_1 , середні швидкості шарів v_1 та v_2 обчислювались для кожної пари E - S (епіцентр-сейсмостанція), використовуючи значення глибин і швидкостей із сейсмо-геологічного розрізу (рис. 1).

Наступним кроком є інтерпретації отриманих результатів. Розглянуто два варіанти, які використано в даній методиці. У першому варіанті за основу беремо станцію та виділяємо сектори до скупчення епіцентрів сейсмічних подій (нанесених на карту Закарпатської області), які зафіксовано за період з 2002 по 2011 р (рис. 4). Такі рисунки можна зробити для кожної сейсмостанції. Цей варіант є цікавий сейсмологам для аналізу параметрів середовища навколо кожної із сейсмостанцій. Блакитним кольором показано скупчення епіцентрів сейсмічних подій. Стрілка вказує на напрямки E - S . Сектори з близькими значеннями q_i показані однаковим кольором. Над стрілкою (чорним кольором) вказано середнє значення азимутального коефіцієнта першого шару q_1 для даного сектору, під стрілкою (синім кольором) – середнє значення q_2 для другого шару. Відносна похибка розрахунку середнього значення азимутального коефіцієнта q_i для одного сектору змінюється в межах від 0,5% до 6% для різних секторів. Розрахунок середнього значення q_i проведено на основі 4-26 подій для кожного сектора в залежності від наявності кількості даних про події, які вибрано із сейсмологічних бюлетенів.

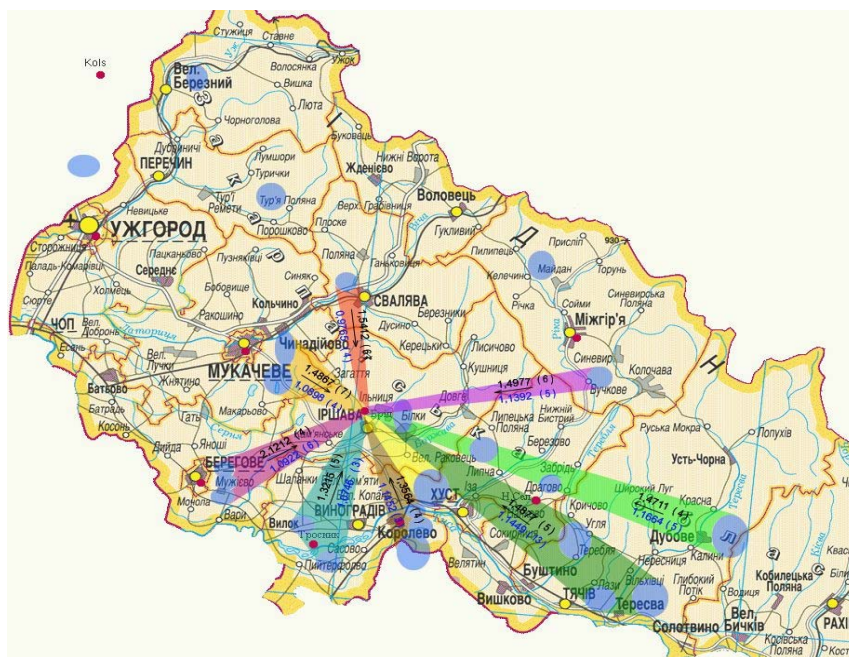


Рис. 4. Спосіб виділення секторів: за основу взято станцію та виділено сектори до скупчення епіцентрів сейсмічних подій

У другому варіанті за основу беремо область сейсмічних подій і виділяємо сектори до сейсмостанцій, як показано на рис. 5.

Для подальших досліджень розглянуто другий варіант, так як необхідно виділити сектори, які охоплюють області сейсмічних подій із близькими значеннями ази-

мутальних коефіцієнтів q_i , а також станції, що реєструють ці події (рис. 8).

Наприклад, виділяємо сектор, що охоплює області сейсмічних подій біля Тересви, Тячева, Терембі, Углі, Хуста, Мукачєвого та відповідні станції реєстрації: NSL, BRI, MUKU, UZH.

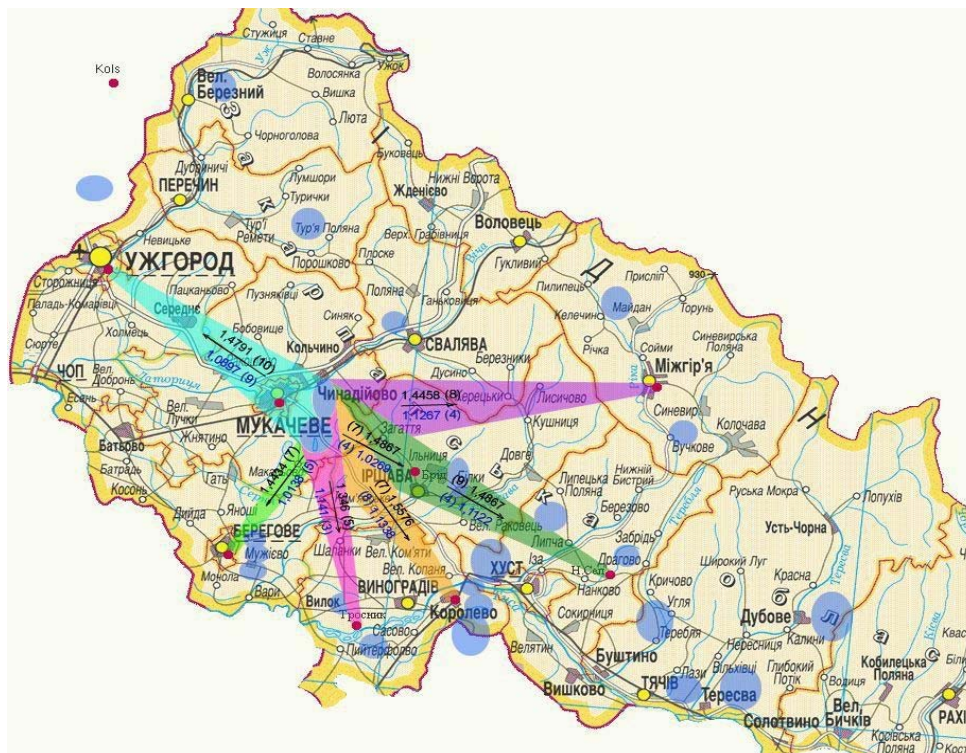


Рис. 5. Спосіб виділення секторів: за основу взято область сейсмічних подій і виділено сектори до сейсмостанцій

Наступний крок – джерело розміщене в третьому шарі. Для цього випадку приведено наступні міркування. Розраховуючи значення x згідно (4) для двох шарів, отримано рівняння полінома 4-го степеня. Якщо рахувати x для трьох шарів аналогічним методом ми отримаємо рівняння 28-го степеня, що зробить досить важким вибір потрібного розв'язку рівняння та приведе до суттєвого збільшення похибки. Тому був використаний, так званий, метод "*китайської вежі*" – умовне об'єднання першого та другого шарів.

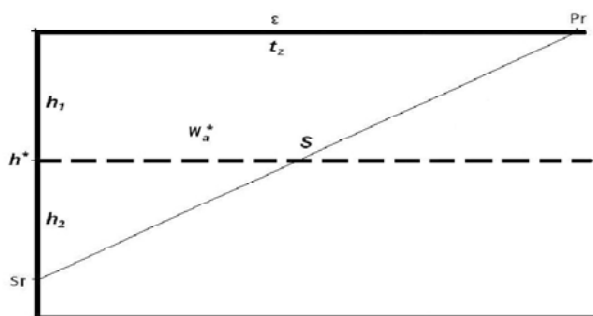


Рис. 6. Модель середовища, коли використано умовне об'єднання першого та другого шарів

Для обчислення умовної швидкості проходження хвилею об'єднаних 1-го та 2-го шарів зробимо наступні розрахунки:

$$h^* = h_1 + h_2, \quad S = \sqrt{\varepsilon^2 + h^{*2}}, \quad w_a^* = S/t_z, \quad (7)$$

де w_a^* – умовна швидкість проходження хвилею об'єднаних 1-го та 2-го шарів.

Таким чином, можна розглядати перший і другий шари як один із умовною швидкістю проходження хвилі w_a та далі розв'язувати задачу для двох шарів (рис. 7).

Отже, у рівняннях (5) замінюємо величини h_1, l_1, v_1, l_2, h_2 , як показано у (8) та отримуємо розв'язки рівняння (4) для задачі три-шарового середовища.

$$h_1 \rightarrow h^*, l_1 \rightarrow L^*, v_1 \rightarrow w_a^*, l_2 \rightarrow L_3, h_2 \rightarrow h_3 \quad (8)$$

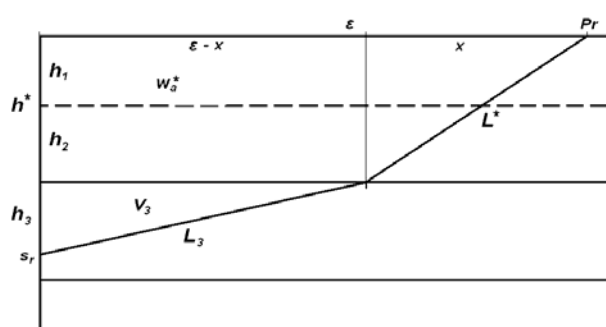


Рис. 7. Проходження прямої P -хвилі від джерела Sr , яке розміщене в третьому шарі з використанням методу "китайської вежі"

Таким чином, для різних моделей середовища у залежності від глибини залягання вогнища землетрусу побудовано методику визначення азимутальних коефіцієнтів q_i у випадку розміщення джерела в першому, другому або третьому шарах. Отримані результати продемонстровано на рис. 8.

Аналізуючи величину азимутального коефіцієнта q_i , можна зробити наступні висновки:

1. у секторі Тячів, Теремля, Угля – NSL, BRI, MUK, UZH (рис. 8) азимутальний коефіцієнт першого шару $q_1=1,4877$, а в тому ж секторі від Тересви параметр $q_1=0,9732$ при $q_2=1,063$ для обох випадків. Отже, між Тересвою та Тячевом-Теремлею у першому шарі можлива аномалія, швидкість якої більша швидкості першого шару;

2. у секторі Дубове, Теремля, Угля, Королево, Тросник, Берегове – KOR, TRS, BER (рис. 5), біля Королево та Берегове в першому шарі знаходяться області з великою пластичністю ($q_1 > 2$);

3. у секторі Берегове, Тросник, Королево, Хуст – TRS, KOR, NSL для пари Хуст–NSL, q_2 зростає з глибиною ($h=4000 - q_2=1,0893$, $h=4700 - q_2=1,1270$, $h=6000 - q_2=1,2384$), що свідчить про ущільнення породи, а для пари Хуст–TRS ($h=4000 - q_2=1,2961$, $h=4700$

$q_2=1,0740$, $h=6000$ – $q_2=1,0210$), навпаки – наявність завади, у якій швидкість зменшується з глибиною;

4. у секторі Свалява – BRI, KOR $q_2=1,001$, $0,95201$, $1,17692$, $1,05068$, $1,0335$ пара у Мукачеве – NSL, $q_1=1,5173$, $1,5353$, $1,8363$, $1,5370$, $1,4801$, спостерігаємо "випадання" в обох випадках величини

азимутального коефіцієнта із загальної картини через можливі помилки в даних бюлетеня, що потребує додаткового дослідження.

У пунктах 1–4 показано лише частину прикладів, як за допомогою азимутальних коефіцієнтів q_i можна досліджувати середовище.



Рис. 8. Приклад виділення секторів
Червоним кольором вказані швидкості проходження хвилі в третьому шарі.

Висновки. Таким чином, у запропонованій роботі введено азимутальний коефіцієнт q_i для застосування у навчаючій вибірці нейронної мережі як параметра, що відповідає за напрямок поширення хвилі в реальному середовищі для Закарпатського сейсмоактивного регіону. Обчислені середні значення азимутального коефіцієнта для відповідних секторів із близькими значеннями q_i для одного, двох та трьох шарів та здійснено його використання для аналізу параметрів середовища. Уточнена швидкісна модель для Закарпатського сейсмоактивного регіону. Із збільшенням кількості опрацьованих даних сейсмічних бюлетенів, будуть уточнюватись і середні значення азимутальних коефіцієнтів q_i для всіх секторів. Отримані результати будуть використані для визначення, наприклад, глибини залягання вогнища землетрусу, використовуючи нейронно-мережеве моделювання, що буде показано в наступних публікаціях.

Список використаних джерел:

1. Сейсмологический бюллетень Украины (2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011). Севастополь, НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика".
Seismological Bulletin of Ukraine, (2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011). Sevastopol, RPC "ECOSI-Hydrophysics" (In Russian).
2. Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С., (1969). Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. Сов. Геология, 57-69.
Chekunov A., Livanova L., Geiko V., (1969). Deep crustal structure and tectonics of some features of the Transcarpathian deflection. Sov. Geology, 57-69.
3. Lin F., Ritzwoller M., Yang Y., Moschetti M., Fouch M., (2010). The stratification of seismic azimuthal anisotropy in the western US. American Geophysical Union. Fall Meeting.
4. Perry H., Eaton D., Forte A. (2002). LITH5.0: a revised crustal model for Canada based on Lithoprobe results. Geophys. J. Int., 150, 285-294.

Надійшла до редколегії 14.01.14

E. Kozlovskyy, Lead. Eng.,
D. Malysky, Dr. Sci., Prof.,
E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua
A. Pavlova, Postgraduate Student
Carpathian Branch of
Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine
3-b Naukova Str., Lviv, 79060 Ukraine

DETERMINING AND ANALYSIS OF AZIMUTHAL COEFFICIENTS Q_i FOR THE SEISMICALLY ACTIVE TRANSCARPATHIANS

The aim of this paper is to clarify the velocity model of the Transcarpathian seismic region. The model will further be implemented in neural-network modelling to calculate and verify the depth and distribution of earthquake foci. There has been carried out an analysis of seismic wave propagation in different directions across the Transcarpathian seismic region. Being an important parameter indicative of the direction of wave propagation in a natural medium, the azimuthal coefficient q_i has proved to be efficient in developing a training neural network set. Two methods of

selecting sectors have been shown, based either on the location of a seismic station or a seismic event area. We have calculated average values of the azimuthal coefficient q_i for sectors with close values of q_i for one-, two- and three-layered media according to the depth of earthquake foci in each of the three layers. With three-layered media covering earthquake foci depths of 8,000-9,000 m, the calculations accurately reflect local seismic events in the Carpathians. An average layer thickness h and an average layer velocity v were calculated separately for each E-S pair (epicenter - seismic station). Conventional combining of layers was used as a method of calculating the third layer azimuth coefficient q_i . The calculations were made for direct P-waves (similar calculations can be made for S-waves). We have suggested an interpretation of the obtained results and their practical implications. It has been demonstrated how the azimuthal coefficient can be used in analysing the parameters of media.

Keywords: Transcarpathian seismic region, azimuthal coefficient q_i , a training neural network set, average velocity of wave propagation in a layer, depth of the earthquake focus, direct P- and S-waves, E-S pair (epicenter - seismic station), conventional velocity of wave propagation in combined layers.

Э. Козловский, вед. инж.,
Д. Малицкий, д-р физ.-мат. наук, проф., dmytro@cb-igph.lviv.ua,
А. Павлова асп., susyinet@gmail.com,
Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
ул. Научная, 3-б, г. Львов, Украина, 79060

РАСЧЕТ И АНАЛИЗ АЗИМУТНЫХ КОЭФИЦИЕНТОВ q_i ДЛЯ ЗАКАРПАТСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА

Целью представленной работы является уточнение скоростной модели Закарпатского сейсмоактивного региона для дальнейшего ее использования в нейронно-сетевом моделировании для решения задачи расчета и уточнения глубины залегания источников местных землетрясений. Проведен анализ поведения распространения сейсмических волн в разных направлениях Закарпатского сейсмоактивного региона. Обосновано введение азимутального коэффициента q_i для применения в обучающей выборке нейронной сети, как параметра, отвечающего за направление распространения волны в реальной среде. Показано два способа выделения секторов когда за основу взято или сейсмостанция, или область сейсмических событий. Вычислены средние значения азимутального коэффициента q_i для соответствующих секторов с близкими значениями q_i для одно, двух и трех-слоистой среды в соответствии с глубиной расположения очага землетрясения в первом, втором или в третьем слое. Поскольку трех-слоистая среда охватывает глубины нахождения источников землетрясений в 8000-9000 м, то проведенные расчеты полностью отражают местные сейсмические события Карпатского региона. Расчет средних мощностей слоев h и средних скоростей слоев v вычисляются отдельно для каждой пары E-S (эпицентр - сейсмостанция). Для расчета азимутального коэффициента q_i третьего слоя использован метод условного объединения слоев. Представлены расчеты, которые выполнены для прямой P-волны (аналогичные расчеты можно сделать и для S-волны). Исчислена относительная погрешность расчета среднего значения азимутального коэффициента q_i для каждого сектора, проведенного на основе 4 - 26 событий для соответствующих секторов в зависимости от имеющегося количества данных о событиях, выбранных из сейсмологических бюллетеней. Проведено интерпретацию полученных результатов и рассмотрены варианты использования данной методики. На примерах показано использование азимутального коэффициента q_i для анализа параметров среды.

Ключевые слова: Закарпатский сейсмоактивный регион; азимутальный коэффициент q_i ; обучающая выборка нейронной сети; средняя скорость распространения волны в слое; глубина расположения источника землетрясения; прямые P и S -волны; пары E-S (эпицентр - сейсмостанция); условная скорость прохождения волной объединенных слоев.

УДК 550.832

Л. Скакальська, пров. інж.,
E-mail: Skakalska.sbigph@gmail.com
Тел.: моб.: +38(068)5051361/дом.: +38(0322)34-20-69
Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна
Національної Академії Наук України,
вул. Наукова, д. 49, кв. 46, м. Львів, 79060

ПРОГНОЗУВАННЯ ФІЗИЧНИХ ТА КОЛЕКТОРСЬКИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ У ГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУРАХ ІЗ НЕТРАДИЦІЙНИМ ГАЗОМ

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

Оскільки ефективність досліджень поведінки швидкостей пружних хвиль в газонасних тонкошаруватих геологічних структурах залежить від вибору геофізичної та математичної моделей реального геологічного середовища, чисельних методів розв'язання задачі, то в роботі вважається доцільним застосування моделі квазіоднорідного, ізотропного тріщинувато-пористого двофазного середовища із заданими фізико-механічними властивостями. Пропонується розрахунок емпіричних співвідношень, що пов'язують об'ємний тиск, пористість і тиск в пористих породах доволіного геологічного регіону. Проведено розрахунок кореляційних зв'язків і емпіричних залежностей між колекторськими властивостями і параметрами пружних хвиль, розрізнення сухих і флюїдонасичених порід на прикладі даних Залужанських свердловин. При розрахунку залежностей коефіцієнтів стисливості флюїдонасичених порід від пористості і тиску використано метод найменших квадратів (МНК). Проведено розрізнення флюїдів нафти і води за параметром густини. Створено алгоритм розрахунків.

Ефективність запропонованого дослідження, що базується на методико-програмному комплексі [7], його переваги та можливості забезпечуються:

- виробленням чисельно-аналітичної прогностичної схеми інтерпретації сейсмоакустичних даних тонкошаруватих гірських порід за виявленими зв'язками між їх динамічними фізичними (ефективні швидкості поширення хвиль, коефіцієнти загасання амплітуд і поглинання їх енергії) і колекторськими (пористість, тріщинуватість, стисливість) властивостями;

- застосуванням запропонованої моделі та програмних продуктів у геофізичній практиці розвідки газонасних шарів до геологічної і геофізичної інформації про структуру розрізів і фізичні особливості газонасних басейнів. Введення в числову схему сейсмоакустичної розвідки експериментальних геолого-геофізичних даних про умови залягання гірських порід на досліджуваній площі обов'язкове з причини існування значних відмінностей між фізико-механічними властивостями різних територій. Облік такої вхідної інформації, а також структурних і розсіюючих особливостей гірських порід (густина, шаруватість, мікропористість) гарантує значне підвищення точності чисельного аналізу. Попереднє тестування проведено на даних пружних модулів і швидкостей поперечних хвиль для сухих і флюїдонасичених порід Navajo, Boise [7, 13]; розраховані пружні модулі і швидкості поздовжніх хвиль для сухих і флюїдонасичених порід Західного нафтогазоносного регіону України (свердловини Залужани-18 і Залужани-19). Мета цієї роботи – продемонструвати можливість прогностичного методу [7] шляхом дослідження колекторських властивостей порід свердловин, оцінити їх газонасиченість за даними акустичного каротажу та бази геолого-фізичних і петрофізичних даних.

Ключові слова: об'ємний тиск, пористість, тиск, геологічний регіон, нетрадиційний газ.

Вступ. Запаси легкодобувних вуглеводнів у світі закінчуються, тому особливу зацікавленість викликає нетрадиційний газ (unconventional gas), який залягає в

щільних колекторах, вугільних пластах, глинистих сланцях [11]. Сучасні технічні засоби сейсмічної розвідки корисних копалин є унікальними щодо можливостей

отримання сейсмоакустичних хвильових полів. Моделі ж розсіювання сейсмічних і акустичних хвиль надмірно спрощені. Низьким залишається процент успішності в пошуково-розвідувальних роботах. У випадках тонкошаруватих геологічних розрізів з малими об'ємами покладів нафти й газу, з різкою зміною речовинного складу порід-колекторів застосування діагностичних ознак тривимірної сейсморозвідки під час прямого пошуку покладів нафти чи газу поза межами еталонних площ не дає результату, оскільки в реальних літологічно складно побудованих середовищах поведінка амплітудно-частотних характеристик часто невизначена [6; 14].

Це завдання було вирішено з використанням математичного апарату дисертаційної роботи П.І. Хекала [13]. Уточнено та узагальнено його для застосування до будь-якого геологічного регіону. Це також дозволило провести розрізнення типу наповнювача пор: вода чи нафта. Отриманий методико-програмний комплекс відрізняється від відомих застосовністю до задач у необмежених областях та кардинально підвищеною точністю й об'єктивністю аналізу через врахування структурних і розсіювальних особливостей гірських порід (шаруватість, мікропористість).

Мета роботи:

1. Виведення емпіричних співвідношень, які пов'язують стисливість, пористість і тиск у флюїдонасичених та сухих породах для довільного геологічного регіону.

2. Проведення розрахунків для розрізнення сухих і флюїдонасичених порід.

3. Розрізнення нафти і води.

4. Побудова алгоритму та програмного забезпечення для аналізу сейсмоакустичних полів геологічних структур довільно обраних територій для вдосконалення існуючих геофізичних методів розвідки нафтогазоносності, зокрема, для виявлення нетрадиційного газу.

1. Емпіричні співвідношення

1.1. Виведення формул для підрахунку стисливості флюїдонасичених порід при експериментально виміряних значеннях пористості

Гірські породи можна змоделювати як двокомпонентне тонкошарувате квазіоднорідне з ефективними модулями пружності середовище [4; 7; 9-11], а функціональний вираз зв'язку стисливості β та пористості ϕ для довільного заданого тиску P – лінійною залежністю [2; 8]:

$$\beta^* = a + b \cdot \phi, \quad (1)$$

де $\beta^* = \beta \cdot 10^{11}, \text{Па}^{-1}$; a і b – залежні від тиску шукані константи; ϕ – коефіцієнт пористості породи, %.

Запишемо рівняння параметричної оцінки функції регресії:

$$L = \sum_{i=1}^n L_i^2 = \sum_{i=1}^n \left[(a + b \cdot \phi_i) - \beta_i^* \right]^2. \quad (2)$$

Цю функцію екстраполюється методом найменших квадратів. Обчислюються коефіцієнти b :

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n \beta_i^* - n \cdot a}{\sum_{i=1}^n \phi_i} \quad (3)$$

та a :

$$a = \frac{-\sum_{i=1}^n \beta_i^* \cdot \sum_{i=1}^n \phi_i^2 + \sum_{i=1}^n \phi_i \cdot \sum_{i=1}^n (\beta_i^* \cdot \phi_i)}{\left(\sum_{i=1}^n \phi_i \right)^2 - n \cdot \sum_{i=1}^n \phi_i^2} \quad (4)$$

виразу (1) при наперед заданих значеннях пористості ϕ та тиску P (табл. 1). Розрахунки проведено для рядів експериментальних даних центральної частини Західного нафтогазоносного регіону України з [13].

У порівняльній табл. 2 значення стисливості підраховано за формулами (3, 4) та у статті [13].

Таблиця 1

Коефіцієнти лінійної залежності стисливості від пористості для вибірових тисків

$P, \text{МПа}$	a	b	$\beta^* = a + b \cdot \phi$
0,1	1,2778	0,4027	$1,2778 + 0,4027 \cdot \phi$
1	1,4234	0,3589	$1,4234 + 0,3589 \cdot \phi$
2,5	1,7127	0,2942	$1,7127 + 0,2942 \cdot \phi$
5	1,7206	0,2286	$1,7206 + 0,2286 \cdot \phi$
10	1,7148	0,1847	$1,7148 + 0,1847 \cdot \phi$
20	1,7149	0,1433	$1,7149 + 0,1433 \cdot \phi$
40	1,5994	0,1333	$1,5994 + 0,1333 \cdot \phi$
80	1,4995	0,1348	$1,4995 + 0,1348 \cdot \phi$

Таблиця 2

Розраховані, усереднені та експериментально отримані значення стисливості

Пористість $\phi_i, i=1, \dots, 15$ (%)	Стисливість $\beta, \text{Па}^{-1}$. Пораховано за формулами (3, 4)	Стисливість $\beta, \text{Па}^{-1}$. Пораховано в [13]	Стисливість $\beta, \text{Па}^{-1}$. Експериментальні дані
0,4	1,56696	2,0	1,80
2,1	2,17669	2,46	1,70
3,6	2,71544	2,86	2,85
3,9	2,82311	2,94	2,85
5,4	3,36146	3,35	3,05
9,0	4,65350	4,32	5,65
12,2	5,80198	5,18	5,30
14,5	6,62745	5,81	5,30
15,4	6,95046	6,05	5,80
17,4	7,66826	6,59	8,05
18,3	7,99127	6,83	8,45
19,1	8,27839	7,05	10,20
19,4	8,38606	7,13	8,40
22,4	9,46276	7,94	8,75
Усереднене значення $\beta^*, \text{Па}^{-1}$:	5,409	4,89	5,41

1.2. Виведення формул для підрахунку стисливості флюїдонасичених порід при експериментальних вимірних значеннях тиску у свердловині

Відомо, що зв'язок стисливості з тиском є нелінійним [9; 13]. Запишемо функціональні залежності параметрів a і b в (1) від тиску P так:

$$a = A + C \cdot P^*, \quad (5)$$

$$b = D \cdot (P^*)^S. \quad (6)$$

де $P^* = \frac{P}{P_0}$; $P_0 = 1$ МПа; A, C, D, S – константи, які визначаються методом найменших квадратів.

Для тиску $P = 0,1$ МПа ($a = 1,2778$; $b = 0,4027$; табл. 1) $A = 1,939$; $C = -4,32/1000$; $D = 0,27$; $S = -0,186$.

Зокрема, для знаходження коефіцієнтів D, S рівняння (6) його частини потрібно прологарифмувати:

$$\ln b = \ln D + S \cdot \ln P^*. \quad (7)$$

Вираз (7) рівноцінний (1) або (5). Отримуємо вирази для розрахунку S, D :

$$S = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n (\ln P_i^* \cdot \ln b_i) - \sum_{i=1}^n (\ln P_i^*) \cdot \sum_{i=1}^n (\ln b_i)}{n \cdot \sum_{i=1}^n (\ln P_i^*)^2 - \left(\sum_{i=1}^n \ln P_i^* \right)^2}, \quad (8)$$

$$\ln D = \sum_{i=1}^n (\ln(b_i) - S \cdot \ln(P_i^*)). \quad (9)$$

Пораховано: $S = -0,18635$; $\ln D = -1,30749$; $D = \exp^{-1,307} \approx 0,27$. Отже, $b = 0,27 \cdot (P^*)^{-0,186}$.

Підстановкою порахованих значень коефіцієнтів у вираз (1) формується емпірична залежність для стисливості насиченої рідиною породи

$$\beta^{*\phi} = 1,939 - 4,32 \cdot 10^{-3} \cdot P^* + 0,27 \cdot \phi \cdot (P^*)^{-0,186}. \quad (10)$$

2. Порядок розрахунків для розрізнення сухих і флюїдонасичених гірських порід за даними АК (СК)

Формуємо залежність $\beta^{*\phi}$ від тиску за формулою (10).

Знаходимо густини порід для конкретної свердловини.

Для сухих порід згідно [10, с. 8]

$$\rho_o^c = \rho^T \cdot (1 - 0,01 \cdot \phi),$$

де ρ^T – густина твердої компоненти породи, кг/м³; ϕ – коефіцієнт пористості, %; ρ_o^c – об'ємна густина сухої породи.

Для нашого підрахунку $\rho^T = 2730$ кг/м³, $\rho^\phi = 1000$ кг/м³. Отримаємо $\rho_o^c \approx 2719,08$ кг/м³.

Для флюїдонасичених порід з [5; 10] скористуємось виразом

$$\rho_o' = (1 - \phi) \cdot \rho^T + \phi \cdot \rho^\phi,$$

де ρ_o' – об'ємна густина двокомпонентного середовища, ρ^ϕ – густина флюїду, звідки

$$\rho_o' = \rho^T (1 - 0,01 \cdot \phi \cdot (1 - \rho^\phi / \rho^T)). \quad (11)$$

Отже, для $\phi = 0,4$ %:

$$\rho_o' = 2730 \cdot (1 - 0,004 \cdot (1 - 1000 / 2730)) \approx 2723,08 \text{ кг/м}^3.$$

Знаходимо коефіцієнт об'ємного стиску K^T матриці породи при пористості $\phi = 0$ і дії ефективного тиску на породу $P = 80$ МПа згідно формули (10). У нашому випадку $K^T \approx 62,76$ ГПа.

Обчислюємо коефіцієнт Пуассона для твердої матриці породи. Оскільки модуль Юнга (модуль одноосового зсуву), коефіцієнт об'ємного стиску K , модуль

зсуву μ та коефіцієнт Пуассона ν (коефіцієнт поперечних деформацій) взаємопов'язані [5], то:

$$2\mu \cdot (1 + \nu) = 3K \cdot (1 - 2\nu), \quad (12)$$

$$\nu = \frac{3K - 2\mu}{2 \cdot (3K + \mu)}. \quad (13)$$

У нашому випадку, для твердої матриці породи $\nu^T \approx 0,277745 \approx 0,278$ ГПа.

Модуль зсуву твердої матриці породи можна порівняти, використавши рівняння (12) у вигляді:

$$\mu^T = \frac{3K^T \cdot (1 - 2\nu^T)}{2 \cdot (1 + \nu^T)}. \quad (14)$$

Для нашої твердої матриці $\mu^T \approx 32,75$ ГПа.

А тепер послідовно визначимо формули зв'язків між пружними параметрами сухої породи.

Підраховуємо пружні модулі зсуву в сухих породах, використовуючи експериментальні дані пружних модулів зсуву породи з рідкими включеннями. Функціональні залежності із [13], що враховують довільну концентрацію включень і пов'язують модуль зсуву у сухих породах з відповідними значеннями об'ємного стиску і модуля зсуву для флюїдонасичених порід, перетворюємо до виду (15, 16):

$$\mu_{i+1}^c = 1 / \left[\frac{1}{\mu_i^c} - \frac{5 - \nu^T}{3} \cdot \frac{15(\mu_{i+1}^\phi - \mu_i^\phi) + 4\mu_i^\phi \mu_{i+1}^\phi (\beta_{i+1}^\phi - \beta_i^\phi)}{15\mu_i^\phi \mu_{i+1}^\phi} \right]; \quad (15)$$

$$\mu_i^c = \frac{\rho_o^c \cdot \mu_i^\phi}{\rho_i^\phi}; \quad i = 1, 2, \dots, n-1; \quad (16)$$

де ρ_o^c – об'ємна густина сухої породи; ρ_i^ϕ – об'ємна густина першого шару флюїдонасиченої породи; ν^T – коефіцієнт Пуассона твердої фази породи; $\beta_i^\phi, \beta_{i+1}^\phi$ – стисливості, а $\mu_i^\phi, \mu_{i+1}^\phi$ – модулі зсуву i -го та $i+1$ -го шару флюїдонасиченої породи.

Для отримання масиву значень стисливості сухих порід беремо до уваги залежності з [13], що пов'язують модулі зсуву, коефіцієнт Пуассона і пружний модуль об'ємного стиску і сформуємо їх у вигляді:

$$\beta_{i-1}^c = \beta_i^c + \frac{15 \cdot (2 - \nu^T)}{4 \cdot (5 - \nu^T)} \cdot \left(\frac{1}{\mu_{i-1}^c} - \frac{1}{\mu_i^c} \right), \quad (17)$$

$$\beta_n^c = \frac{3 \cdot \rho_o^\phi}{\rho_o^c \cdot (3 / \beta_n^\phi + 4 \cdot \mu_n^\phi) - 4 \cdot \mu_n^c \cdot \rho_o^\phi}, \quad i = n, n-1, \dots, 2. \quad (18)$$

Аналогічно як для (10), методом найменших квадратів проведено побудову виразу для обчислення стисливості в сухих породах:

$$\beta^{*c} = 2,032 + 0,482 \cdot 10^{-3} \cdot P^* + 6,367 \cdot 10^{-16} \cdot (P^*)^{0,112} \cdot \phi^c, \quad (19)$$

де $\beta^{*c} = \beta^c \cdot 10^{11} \text{ Па}^{-1}$; ϕ^c – відкрита пористість сухої породи, %.

Вирази для підрахунку швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль з [10] формуємо як залежності від стисливості. Для розрахунку використовуємо емпіричні (10, 19) та теоретичні (13-18) залежності.

Виразуємо значення функціоналу [13]:

$$\Phi = \min_{\phi_{\min} \leq \phi \leq \phi_{\max}} \left\{ \left| V_p^c - V_p^{AK(CK)} \right|, \left| V_p^\phi - V_p^{AK(CK)} \right| \right\}, \quad (20)$$

для якого значення швидкостей поздовжніх хвиль $V_p^{AK(CK)}$ отримуються при дослідженнях свердловин методом акустичного чи сейсмокаротажу (наведено зразок розрахункової таблиці (табл. 3)).

Таблиця 3

Визначення типу заповнювача порового простору за допомогою функціоналу (20)
для даних центральної частини Західного нафтогазоносного регіону

$\Delta V_p^c = \min V_p^c - V_p^{ak} , \text{ м/с}$	$\Delta V_p^\phi = \min V_p^\phi - V_p^{ak} , \text{ м/с}$	$\min(\Delta V_p^c, \Delta V_p^\phi), \text{ м/с}$	Заповнювач:
13,74	1599,84	13,74	газ
9,03	1583,51	9,03	газ
97,04	1442,38	97,04	газ
192,96	1335,81	192,96	газ
163,91	1182,81	163,91	газ
26,22	1061,64	26,22	газ
368,52	930,17	368,52	газ
199,98	870,14	199,98	газ

З використанням вище викладеного пораховано і сформовано масиви взаємно відповідних значень глибин, коефіцієнтів відкритої пористості, пластових поздовжніх швидкостей, відношення швидкостей поперечної хвилі до

поздовжньої; визначено тип заповнювача порового простору. У табл. 4, 5 показано кореляцію цих параметрів, приведених до зорової співрозмірності для різних експериментальних даних свердловини Залужани-18.

Таблиця 4

Задано глибини, пористість, швидкості поздовжніх хвиль (AK) для свердловини Залужани-18. Обчислено V_s/V_p , визначено тип заповнювача пор

$H, \text{ м}$	$\phi, \%$	V_s/V_p	$V_p, \text{ м/с}$	Заповнювач:
1779+1978	4,61+11	0,41+0,44	3932,87+4293,89	нафта
1978+1985	2,36	0,54	4068,67	газ
1985+2011	14,45+10,50	0,41	3720,28+3937,21	нафта
2011+2020	0,94+3,09	0,52+0,55	4219,89+3994,78	газ
2020+2127	8,74+3,84	0,42+0,44	4041,08+4353,28	нафта
2127+2152	3,09+1,64	0,55+0,53	3999,99+4153,77	газ
2152+2256	13,41+9,17	0,41+0,44	3773,96+4295,42	нафта
2256+2261	2,36	0,54	4080,95	газ
2261+2355	9,97+4,61	0,42+0,44	3965,75+4296,18	нафта
2355+2380	3,09; 2,36; 3,09	0,55; 0,54; 0,55	4009,17; 4084,45; 4009,88	газ
2380+2395	7	0,43	4145,67	нафта
2395+2405	2,36	0,54	4396,24	газ
2405+2698	5,39+14,45	0,43+0,41	4252,31; 3724,27; 4085,36	нафта
2698,00+2704,00	3,84	0,55	3948,19	газ
2704,00+2729,00	7,41+12,40	0,41+0,43	3831,12+4110,46	нафта

Показовим є параметр V_s/V_p , який характерно змінюється при зміні типу заповнювача пор. Для нафтогазового середовища свердловини Залужани-18: 0,52+0,55 – ознака наявності газу і 0,41+0,44 – нафти. Для скоректованих даних швидкостей і тисків цієї

свердловини: 0,53 – ознака наявності газу і 0,41+0,45 – нафти.

Подібним чином проведено розрахунок типу заповнювача пор для даних АК свердловини Залужани-19. Результати розрахунку показано у табл. 6.

Таблиця 5

Для змінених швидкостей поздовжніх хвиль свердловини Залужани-18 пораховано параметр V_s/V_p і визначено тип заповнювача пор

$H, \text{ м}$	$\phi, \%$	V_s/V_p	$V_p, \text{ м/с}$	Заповнювач:
1779+2006	2,56+10,5	0,41+0,45	3669,89+4394,05	нафта
2011+2016	0,94	0,53	4219,89	газ
2016+2147	3,09; 8,74; 4,61; 3,84; 3,09	0,42+0,45	3975,22+4345,29	нафта
2147+2152	1,64	0,53	4153,77	газ
2152+2729	2,36+14,45	0,42+0,45	3664,63+4396,24	нафта

Таблиця 6

Пораховані значення параметра V_s/V_p і тип заповнювача пор для заданих глибин і швидкостей поздовжніх хвиль свердловини Залужани-19

$H, \text{ м}$	$\phi, \%$	V_s/V_p	$V_p, \text{ м/с}$	Заповнювач:
1151+2272	2,88+18,87	0,65	3014,31+3943,56	газ
2272+2361	1,5; 1,25; 1,75	0,58	4100,14+4124,19	вода
2361+2803	2+8	0,60+0,62	3635,42+4012,77	газ

3. Виявлення води у поровому просторі породи

Оскільки в макротріщинах газ перебуває і у водорозчиненому стані, то для його пошуку доречно виокремити воду.

З рівняння середнього часу для густин [4; 5]

$$\phi = \frac{\rho^T - \rho_0}{\rho^T - \rho^\phi},$$

де ϕ – пористість i -того шару породи у свердловині, $\rho^T, \rho_0, \rho^\phi$ – значення густини твердої компоненти по-

роди, об'ємної густини, густини флюїду i - того шару, отримано вираз для визначення типу флюїду, коли маємо значення пористості:

$$\rho^\phi = \frac{(\phi - 1) \cdot \rho^T + \rho_0}{\phi}. \quad (21)$$

Густинні константи для твердої та рідкої компонент породи вибираються з літературних джерел [5], або підраховуються на основі експериментальних даних у

кожному окремому випадку. Відомо, що густина води $1 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, нафти — $400-850 \text{ кг/м}^3$.

Результати розрахунку густин флюїдів пластів порівняно з даними імпульсного нейтронного каротажу як найточнішого, на сьогодні, у розрізненні води та нафти у пласті [1].

Точність підрахунку густини залежить від багатьох кроків: від каротажного обладнання і — до точності програмного забезпечення. Практично, це близько 6 %. В обраному нами прикладі підрахунок густин виконано програмно. З похибкою $\approx 0,055$ при $\rho^{\text{ф}} = 1$ флюїдом вважатимемо воду (табл. 7).

Таблиця 7

Порівняння заданих і порохованих за формулою (21) густин флюїду на прикладі даних свердловини Залужани-19 з табл. 6

Задано:		Пороховано програмно:			Похибка, %
$\rho^{\text{т}}, \text{г/см}^3$	$\phi, \%$	$\rho_{\text{г}}^{\text{пластов}}, \text{г/см}^3$	$\rho_{\text{ф}}^{\text{пластов}}, \text{г/см}^3$	$\rho^{\text{т}}, \text{г/см}^3$	
2,682	1,5	2,66	1,215	2,657	8
$\rho^{\text{ф}}, \text{г/см}^3$	1,25	2,66	0,922	2,660	3
1	1,75	2,65	0,853	2,653	6
Середнє:	1,5	2,657	0,997	2,657	5,52

Висновки. Показано виведення емпіричних співвідношень зв'язку відкритої пористості, зовнішнього навантаження і стисливості для порід сухих та з рідкими включеннями на прикладі центральної частини Західного нафтогазоносного регіону України, пороховано значення пружних модулів для доступних нам експериментальних даних.

З використанням принципів прогнозного методу проведено ряд досліджень з виявлення газу в тонких шарах гірської породи. Отримані результати показано на кількох вище описаних прикладах. Запропоновано спосіб виявлення води в поровому просторі породи за параметром густини.

Роботу виконано за підтримки проекту № 5726 "Методико-програмний комплекс для сейсмоакустичної розвідки сланцевих газів на основі адекватних моделей структурної механіки".

Список використаних джерел:

- Білецький В.С., (2004). Мала гірнича енциклопедія. В 3-х т. Донець: Донбас, ISBN 966-7804-14-3.
- Biletsky V.S., (2004). The small mining encyclopedia. In three volumes [Mala girnycha encyklopediya. V 3-ch tomach]. Donets'k: Donbas – Donets'k: Donbass, ISBN 966-7804-14-3 (In Ukrainian).
- Вербицкий Т.З., (1977). Физическая природа нелинейной упругости геологических сред с фазовыми микронеоднородностями и особенности распределения в них упругих волн. — К.: Геофиз. сб. АН УССР, 75, 16-24.
- Verbitsky T.Z., (1977). The physical nature of the nonlinear elasticity of the geological medias with the phase micro-inhomogeneities and the elastic waves distribution characteristics in them [Fizicheskaya priroda nelineynoy uprugosti geologicheskikh sred s fazovymi mikroneodnorodnostyami i osobennosti raspredeleniya v nich uprugich voln]. *Geofizicheskii sbornik AN USSR – Geophysical M. of the AS of the USSR*, 75, 16-24 (In Russian).
- Бакулин Е., Борисов Ю., Яремийчук Я., Шваченко И., (2010). Виды природного газа и способы его добычи: Газовые кладовые Украины. К.: *Еженедельник 2000 : Держава-ресурси*, 23(513).
- Bakulin E., Borisov Yu., Yaremychuk Ya., Shvachenko I., (2010). The types of the natural gas and its production methods: Gas storages of Ukraine [Vidy prirodnoho gaza i sposoby ego dobychi: Gazovye skladovye Ukrainy]. K.: *Ezhenedel'nyk 2000 : Derzhava-resursy*. — K.: *Weekly 2000 : State-Resources*, 23(513) (In Russian).
- Джеваншир Р.Д., (1992). Оценка пористости и компонентного состава пород по данным ГИС на ПК с использованием методов математической алгебры. Баку: ИПГНГМ АН Азербайджана: Геология нефти и газа, 8.
- Jevanshir R.D., (1992). The evaluation of the porosity and chemistry of rocks by GIW data on a PC using the methods of the mathematical algebra [Ocenka porystosti i komponentnogo sostava porod po dannym GIS na PK s ispol'zovaniem metodov matematicheskoy algebry]. *Baku: YPGNGM AN Azerbaijan – Baku: Azerbaijan Academy IPGOGM: Oil and Gas Geology*, 8 (In Russian).
- Корн Г., (1970). Справочник по математике для научных работников и инженеров. М.: Наука, 720.
- Korn G., (1970). Mathematical Handbook for Scientists and Engineers [Spravochnik po matematyke dlya nauchnykh rabotnikov i inzhenerov]. M.: Nauka – M.: Science, 720 (In Russian).
- Лесной Г., (2010). Возможность определения скоростной модели с эллиптической анизотропией с помощью прямого преобразования сейсмограмм общих источников в сейсмические изображения геологической среды. Геолог Украины, 4(32), 69-75.

Lesnoy G., (2010). The possibilities of a determination of the velocity model with an elliptical anisotropy using the direct conversion of the common sources seismograms to the seismic images of the geological environment [Vozmozhnosti opredeleniya skorostnoy modeli s ellipticheskoy anizotropiey s pomosh'yu pryamogo preobrazovaniya seysmogramm obshchikh istochnikov v seysmycheskie izobrazheniya geologicheskoy sredy]. *Geolog Ukrainy – Geologist of Ukraine*, 4(32), 69-75 (In Russian).

7. Малицкий Д.В., Федоришин О.С., Хекало П.И., (2006). Прогнозирование нафтогазоносности горных пород с использованием скорости пружных волн, коэффициентов поглощения и рекуррентных соотношений. К.: Наука та інновації : Науково-практичний журнал, 2(5), 4-17.

Malitsky D.V., Fedoryshyn O.S., Hekalo P.I., (2006). Prediction of the hydrocarbon rocks using the velocity of the elastic waves absorption coefficients and recurrence relations [Prognozuvannya naftogazonosnosti gorn'nykh porod z vykorystannnyam shvydkostey pruznykh hvyl', koefitsiyentiv poglynnannya ta rekurentnykh spivvidnoshen']. K.: *Nauka i Innovatsiyi: Naukovo-praktychnyyi zhurnal – K.: Science and Innovations: Scientific journal*, 2(5), 4-17 (In Ukrainian).

8. Вербицкий Т.З., Починайко Р.С., Стародуб Ю.П., Федоришин А.С., (1985). Математическое моделирование в сейсморазведке. К.: Наук. думка, 275.

Verbitsky T.Z., Pochynayko R.S., Starodub J.P., Fedoryshyn A.C., (1985). The mathematical modeling in the seismic exploration [Matematicheskoe modelirovanie v seysmorazvedke]. K.: *Nauk. dumka – K.: Sciences Opinion*, 275 (In Russian).

9. Петкевич Г.И., Вербицкий Т.З., (1970). Акустические исследования горных пород в нефтяных скважинах. К.: Наук. думка, 126.

Petkevich G.I., Verbitsky T.Z., (1970). The acoustic studies of rocks in the oil wells [Akusticheskie issledovaniya gorn'nykh porod v neftyanykh skvazhynakh]. K.: *Nauk. dumka – K.: Sciences Opinion*, 126 (In Russian).

10. Петкевич Г.И., Вербицкий Т.З., (1965). Исследование упругих свойств пористых геологических сред, содержащих жидкости. К.: Наук. думка, 76.

Petkevich G.I., Verbitsky T.Z., (1965). The investigation of the elastic properties of the porous geological media with the liquids [Issledovanie uprugikh svoystv poristyykh geologicheskikh sred, sodержaschikh zhydkosti]. K.: *Nauk. dumka – K.: Sciences Opinion*, 76 (In Russian).

11. Петкевич Г.И., Шеремета О.В., Притулко Г.И., (1979). Методика петрофизического изучения коллекторов нефти и газа в условиях, моделирующих пластовые. К.: Наук. думка, 128.

Petkevich G.I., Sheremeta O.V., Pritylko G.I., (1979). The methodology of the petrophysical study of the oil and gas reservoirs under simulate layers conditions [Metodika petrofizicheskogo izucheniya kolektorov nefi i gaza v ysluviyakh, modeliruyuschiykh plastovye]. K.: *Nauk. dumka – K.: Sciences Opinion*, 128 (In Russian).

12. Рудько Г., Ловинюков В., Григіль В., (2011). Наукові та методичні основи оцінки перспективних ресурсів сланцевого газу. К.: Геолог України, 2, 158-159.

Rud'ko G., Lovnyukov V., Hryhil' V., (2011). The scientific and the methodological bases of the prospective shale gas resources assessments [Naukovi ta metodychni osnovy otsinky perspektivnykh resursiv slantsevoho gazu]. K.: *Geolog Ukrainy – Geologist of Ukraine*, 2, 158-159 (In Ukrainian).

13. Хекало П.И., (2008). Прогнозирование физических и коллекторских vlastostey gorn'nykh porod za teoretiko-empiricheskimi zalezhnostyami. — K.: Геофиз. журн., 30(6), 151-160.

Hekalo P.I., (2008). The predicting of physical and reservoir properties of the rocks by the theoretical and empirical relationships [Prognozuvannya fizychnykh i kolektors'kykh vlastostey gorn'nykh porod za teoretiko-empiricheskimi zalezhnostyami]. K.: *Geofizichnyi zhurnal – K.: Geof. J.*, 30(6), 151-160 (In Ukrainian).

14. Grechka V., (2009). Application of Seismic Anisotropy in the Oil and Gas Industry. *EAGE Publication* by, Houten.

Надійшла до редколегії 10.04.13

L. Skakal's'ka, Lead. Eng.,
E-mail: Skakalska.sbigph@gmail.com,
Tel.: mobile: +38(068)5051361/home.: +38(0322)34-20-69
Carpathian Branch of
Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine
49/46 Naukova Str., L'viv, 79060, Ukraine

PHYSICAL AND RESERVOIR PROPERTIES PREDICTION FOR RESERVOIR ROCKS IN UNCONVENTIONAL GAS-BEARING GEOLOGICAL STRUCTURES

Research into the behavior of elastic waves in thin-layered gas-bearing geological structures depends on the choice of geophysical and mathematical models of natural geological media and the numerical methods of problem solving. Hence the efficiency of a quasi-homogeneous, isotropic fractured-porous two-phase medium with given physical and mechanical properties. We have suggested a method of calculating empirical relationships between volumetric compression, porosity and pressure in porous rocks of an arbitrary geological region. Data on Zaluzhany wells were used to calculate the correlation and empirical relationships between reservoir properties and parameters of elastic waves and to distinguish dry and oil-gas saturated rocks. The least square technique made it possible to determine the correlation between the compressibility factor of fluid-saturated rocks and their porosity and pressure. Discrimination between oil and water was based on the density parameter. An algorithm has been suggested to do the corresponding calculations.

The theoretical and practical implications of this study are as follows:

- developing a numerical analytical predictive model for interpreting acoustic data on thin-layered rocks which is based on the correlations between their dynamic physical (effective wave propagation velocities, amplitude attenuation coefficients and their energy absorption) and reservoir (porosity, fracturing, compressibility) properties;
- applying the proposed model and software products in geophysical exploration to interpret the geological and geophysical data on the structure and physical characteristics of sections and the physical properties of gas-bearing basins.

In seismic acoustic exploration, the numerical model has to include experimental geological and geophysical data on the peculiarities of rock occurrence in the investigated area, with the physical and mechanical properties of different territories showing considerable variation. Such input data, as well as structural features and scattering properties of rocks (density, bedding, microporosity), ensure a significant increase in the accuracy of the numerical analysis. Preliminary testing was based on the data on the elastic moduli and S-wave velocities for dry and fluid-saturated rocks. Calculations were made of the elastic moduli and P-wave velocities for dry and fluid-saturated rocks of the Western oil and gas region of Ukraine (Zaluzhany-18 and Zaluzhany-19 wells). The aim of this work was to demonstrate the efficiency of the predictive method by examining the reservoir rock properties of the wells and to evaluate their gas saturation using the acoustic logging, geophysical and petrophysical data.

Key words: elastic waves thin-layered rocks seismic acoustic.

Л. Скакальська, вед. інж., Skakalska.sbigph@gmail.com,
Тел.: моб.: +38(068)5051361/дом.: +38(0322)34-20-69
Карпатське відділення Інститута геофізики ім. С.І. Субботина НАН України,
ул. Наукова, д. 49, кв. 46, г. Львів, 79060

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ С НЕТРАДИЦИОННЫМ ГАЗОМ

Поскольку эффективность исследований поведения скоростей упругих волн в газоносных тонкослоистых геологических структурах зависит от выбора геофизической и математической моделей реальной геологической среды, численных методов решения задачи, то в работе считается целесообразным применение модели квазиоднородной, изотропной трещинно-пористой двухфазной среды с заданными физико-механическими свойствами. Предлагается расчёт эмпирических соотношений, связывающих объёмное сжатие, пористость и давление в пористых породах произвольного геологического региона. Проведён расчёт корреляционных связей и эмпирических зависимостей между коллекторскими свойствами и параметрами упругих волн, различение сухих и флюидонасыщенных пород на примере данных Залужанских скважин. При расчёте зависимостей коэффициентов сжимаемости флюидонасыщенных пород от пористости и давления используется метод наименьших квадратов (МНК). Проведено различение флюидов нефти и воды по параметру плотности. Создан алгоритм расчётов.

Эффективность предложенного исследования, базирующегося на методико-программном комплексе, его преимущества и возможности обеспечиваются:

- выработкой численно-аналитической прогностической схемы интерпретации сейсмоакустических данных тонкослоистых горных пород по обнаруженным связям между их динамическими физическими (эффективные скорости распространения волн, коэффициенты затухания амплитуд и поглощения их энергии) и коллекторскими (пористость, трещиноватость, сжимаемость) свойствами;

- применением предложенной модели и программных продуктов в геофизической практике разведки газоносных слоёв к геологической и геофизической информации о структуре разрезов и физических особенностях газоносных бассейнов. Введение в числовую схему сейсмоакустической разведки экспериментальных геолого-геофизических данных об условиях залегания горных пород на исследуемой площади обязательно по причине существования значительных отличий между физико-механическими свойствами разных территорий. Учёт такой входной информации, а также структурных и рассеивающих особенностей горных пород (плотность, слоистость, микропористость) гарантирует значительное повышение точности численного анализа. Предварительное тестирование проведено на данных упругих модулей и скоростей поперечных волн для сухих и флюидонасыщенных пород Navajo, Voise [7, 13]; рассчитаны упругие модули и скорости продольных волн для сухих и флюидонасыщенных пород Западного нефтегазоносного региона Украины (скважины Залужаны-18 и Залужаны-19). Цель этой работы – продемонстрировать возможность прогнозирования коллекторских свойств пород скважин, оценить их газонасыщенность по данным акустического каротажа и базы геолого-физических и петрофизических данных.

Ключевые слова: объёмное сжатие, пористость, давление, геологический регион, нетрадиционный газ

УДК 550.832

И. Карпенко, млад. науч. сотрудник,
E-mail: i.karpenko@petroply.com, Тел.: +38(093)601-08-57
ДП "Научно-исследовательский институт нефтегазовой промышленности
"Национальной акционерной компании "Нефтегаз Украины"

ЛИТОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СЛАНЦЕВЫХ ПОРОД С ПОВЫШЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ КЕРОГЕНА

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд-м геол. наук, ст. наук. співроб. І.М. Безродною)

К особенностям неконвенционных сланцевых скоплений углеводородов, в первую очередь, относится: а) нефтегазогенерирующие породы выступают в роли малопроницаемых нефтегазоносных пород-коллекторов, которые не нуждаются во флюидоупорах; б) эффективное поровое пространство распределено в самом объеме керогена, сформировавшееся в процессе его катагенетических преобразований органического вещества (ОР). Изучение и уточнение свойств подобных пород-коллекторов с повышенным содержанием керогена связано с применением новых подходов к геологоразведочным работам и с необходимостью использования технологии гидроразрыва пласта в низкопроницаемых формациях.

Сопоставление стратиграфических и седиментационных особенностей сланцевых формаций с подтвержденной продуктивностью и схожих разновозрастных формаций Днепровско-Донецкой впадины дало повод и мотивацию к изучению литологических и физических свойств литофаций с повышенным содержанием керогена. В силу близких условий образования нефтегазоносных сланцев с повышенным содержанием керогена в палеобассейнах Утика/Пойнт Плезант и образования определенных формаций в ДДв, были выделены литотипы с наибольшим содержанием керогена, как перспективные для дальнейших исследований. Были получены математические зависимости радиоактивности, объемной плотности и удельного электрического сопротивления от содержания органического углерода для нефтегазоносных отложений формации Утика и разновозрастных отложений ДДв, в частности для нижнекаменноугольных отложений ДДв. Использование лишь отдельных математических зависимостей не дает удовлетворительных результатов. Допустима исключительно комбинация в виде системы уравнений, описывающих характер изменения разных физических свойств сланцев от содержания органического компонента, для получения достаточно надежных результатов определения доли керогена в составе изучаемых пород-коллекторов. Величины водородного и кислородного индексов дают повод прогнозировать лишь низкомолекулярные продукты генерации и последующее их извлечение. Полученные выводы о литологических характеристиках и математические зависимости были использованы в научных исследованиях, результаты которых уже доложены на международных конференциях и будут опубликованы в нескольких статьях.

Ключевые слова: углеводороды, кероген, органический углерод, сланцы, акустический каротаж, радиоактивность, электрическое сопротивление, объемная плотность, компонентный состав.

Проблема. В связи с невысокими темпами прироста ресурсов углеводородов (далее УВ) и открытия новых месторождений конвенционного типа отрасль нуждается в освоении новых запасов углеводородного сырья. Разведка и разработка скоплений углеводородов нетрадиционных типов нуждаются в новых подходах и методах, что объясняется рядом литолого-петрофизических и геофизических особенностей нефтегазоносных сланцевых пород.

Задача. Основной целью этого исследования является анализ предыдущих публикаций, посвященных определению свойств сланцевых литофаций с подтвержденной продуктивностью. А также самостоятельное выявление наиболее перспективных литофаций, определение и уточнение их свойств и получение математических зависимостей, описывающих свойства.

Материалы. В данном исследовании была использована информация, полученная научно-исследовательским и проектным институтом "Науканафтогаз" у Департамента Природных Ресурсов штата Огайо (США). Материалом для работы послужила база петрофизических и геофизических данных по формациям Утика и Пойнт Плезант, а также каротажные кривые из нескольких десятков продуктивных и непродуктивных скважин. Также были проанализированы результаты лабораторных исследований кернового материала средне- и нижнекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины.

Предыдущие исследования и публикации. Авторами научных статей в зарубежных журналах описаны разнообразные методики диагностики материнских пород и черносланцевых формаций с промышленными запасами углеводородов (Квин Пасси, Вальтер Фёртл, Джордж Чилинджер, Алан Карпентер, Джеймс Мендельсон, Токсоз). Также опубликованы результаты многочисленных исследований свойств керогена, процессов генерации УВ, геометрии порового пространства, компонентного состава и свойств нефтегазогенерирующих фаций такими известными исследователями, как: Н.Б. Вассоевич, С.Г. Неручев, И.И. Амосов, О.К. Баженова, Дж.С. Левенталь, М.Х. Недерлоф, Дж.В. Шмокер, К. Пасси, Б. Тиссо и Д. Вельте, В.Е. Свенсон, М. Мёрфи и др.

Нами проведен анализ литолого-геофизических параметров для выявления недостатков и сильных сторон методик, корректности использования рекомендуемых коэффициентов, уравнений и зависимостей между свойствами фаций с высоким содержанием органического вещества, которые понадобятся для разработки методики выявления и диагностики газонасыщенных сланцевых толщ. Как известно из многочисленных публикаций, первоочередным индикатором перспективности нефтегазогенерирующих фаций является содержание органического углерода (далее СОУ), которое хорошо коррелируется с коэффициентом пористости (часто) и газонасыщенностью (рис. 1).

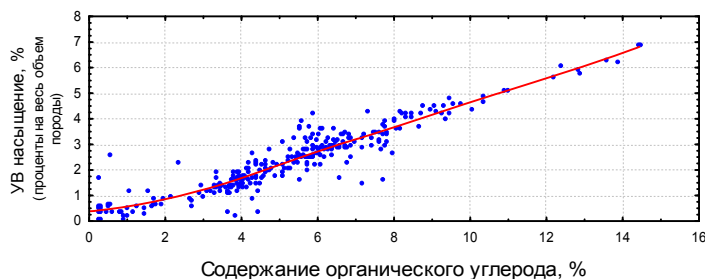


Рис. 1. Зависимость УВ насыщения от СОУ по образцам формации Утика, США
(по результатам исследования образцов керна формации Утика, материалы Школы Наук о Земле Штата Огайо)

Наиболее поздние исследования (май 2012 г) образцов горных пород формации Утика свидетельствуют о том, что 80% эффективной пористости находится непосредственно в керогене и образовывается в процессе катагенетических преобразований ОВ. Поступление и накопление исходного материала ОВ в определенной мере определяет состав и распределение органических компонентов в породе. В свою очередь, это влияет на неразрывность отдельных скоплений керогена между зернами и скоплениями других минералов, и неразрывность порового пространства, которое образуется в керогене [9].

Выявление фаций с повышенным СОУ является приоритетной задачей в поисках нетрадиционных скоплений УВ в сланцевых формациях. Петрофизические модели, ориентированные на математическое описание сланцевых толщ, основаны на использовании аномальных показаний геофизических приборов в присутствии повышенного СОУ и насыщения порового пространства УВ [3, 6, 7, 10]. Джеймс Мендельсон [8] предложил рассматривать материнские породы как трехкомпонентную составляющую (матрица, кероген, поровый флюид) и вывел ряд математических зависимостей для определения СОУ. Он не использовал данные электрического каротажа (т.е. влияние СОУ на удельное электрическое сопротивление породы); также не был учтен уровень термической зрелости и "слишком" усреднено большинство коэффициентов. Автор выдвигает спорное утверждение о наличии физического закона, предполагающего прямую связь между содержанием радиоактивных элементов в породе и содержанием керогена, и использует его в своих математических выражениях. Результаты статистических исследований показывают хорошую корреляцию между содержанием элементов уранового ряда с СОУ и даже с продуктивностью пород [11]. Хотя такая эмпирическая ассоциация зачастую бывает удовлетворительной с точки зрения математической статистики, физическая модель для объяснения этого соотношения до сих пор не существует. Есть целый ряд примеров, когда известные материнские породы (озерного происхождения) вообще не проявляют аномалии радиоактивности [7]. Параллельно с этим существуют задокументированные примеры материнских пород, сформированных как озерные, и которые характеризуются значительными аномалиями содержания урана [4]. Также следует отметить экспериментальные исследования [5], в которых показано, что некоторые виды водорослей при ожидаемых концентрациях 2 промилле урана, характеризовались концентрациями этого элемента, превышающими ожидаемые в 1000 раз. Вышеперечисленные примеры указывают на то, что концентрация урана в керогене зависит от типа органического вещества, из которого он образовался (аналогичный вывод был сделан Левенталем, 1981). Если прослеживается зависимость между содержанием радиоактивных элементов и СОУ и ее можно описать математическим выражением, то ее использование допустимо исключительно только в аналогичных типах одновозрастных отложений с аналогичным типом керогена. Вальтер Ферл и Джордж Чилинджер [3] методом многократной корреляции содержания сланцевой нефти с различными геофизическими параметрами и выводением математических зависимостей между петрофизическими параметрами пришли к обобщенным математическим выражениям. Корреляционные зависимости между плотностью породы и содержанием сланцевой нефти являются неудачными. К сожалению, введенный авторами индикатор

"D" не дает возможности проведения количественной оценки СОУ или насыщенности УВ.

Общепризнанная методика DlogR Квина Пасси [10] основана на сравнении показаний кривой нейтронной пористости с кривой электрического сопротивления, либо кривой плотности при ГГК / интервального времени при АК с кривой электрического сопротивления в пластах с пониженным и повышенным содержанием керогена. Методика используется многими петрофизиками и успешно работает, но не во всех типах отложений. В карбонатных породах с повышенным, а иногда очень высоким, электрическим сопротивлением она дает неудовлетворительные результаты. Также здесь недостаточно учитываются вариации диаметра скважины, газонасыщение пропластков классических коллекторов и зоны аномально высоких пластовых давлений для корректного использования акустического и нейтронного каротажа в этой методике.

Газоносные сланцевые породы формации Утика и Пойнт Плезант. Отличительной чертой в компонентном составе газоносных сланцев является наличие керогена, сернисто-железистых и железисто-карбонатных минералов, свойства которых в значительной мере влияют на общие свойства породы [4, 8]. Доминирующими компонентами являются глинистые минералы, кварц, полевошпат и карбонатные минералы; и следует заметить, что породы формаций Утика и Пойнт Плезант характеризуется аналогичным составом (рис. 2).

Внутренне-континентальный бассейн Утика-Пойнт Плезант формировался в ордовикский период в Северной Америке и был ограничен карбонатной платформой Лексингтон с северо-запада и Трентон с юго-запада и более крупным бассейном Таконик на востоке [9]. Учитывая более активное развитие карбонатных органогенных построек в период отложения сланцевой формации Пойнт Плезант, в компонентном составе пород преобладают карбонатные и глинистые минералы. В более поздний период трансгрессивные отложения формации Утика выполнялись разными типами глинистых сланцев, доминирующую часть которых занимают светлые и темно-серые глинисто-песчаные сланцы с второстепенными карбонатными составляющими (рис. 3). Отложение исходного материала происходило в условиях шельфа, на небольших глубинах; черные сланцы формировались в условиях заливов и лагун, где были аноксические условия осадконакопления.

Выявляется сходство пространственно-временных закономерностей размещения сланцевых толщ рассматриваемых формаций США и некоторых формаций ДДв. Преобладающее большинство продуктивных сланцевых формаций на территории северной Америки несогласно залегают на карбонатных "платформах". Результаты палеорекострукций условий седиментации продуктивных сланцев в палеобассейне Утика/Пойнт Плезант схожи с условиями в ДДв на временной границе нижнего и верхнего визе (известные рудовские слои в ДДв с высоким СОУ несогласно залегают на визейской карбонатной платформе). Опираясь на вышеописанные особенности, было принято решение провести статистический анализ упомянутых отложений для выявления фаций с наивысшим СОУ. Проведенный анализ распределения значений СОУ свидетельствует, что черные и темно-серые алевролиты-аргиллиты содержат наивысшие концентрации керогена, с СОУ - до 5-6% (рис. 3).

По построенной диаграмме Ван-Кревелена (рис. 4) были определены типы керогена и его исходный материал. Явное преобладание II и III типов керогена наталкивает на выводы о доминирующей доле обра-

зованных низкомолекулярных углеводородных соединений (далее УВС). Это подтверждается фактом наличия большого количества газовых и газоконденсатных месторождений в Огайо (как и в ДДв), генетически связанных с формациями Утика и Пойнт Плезант, как с нефтегазоматеринскими. Склонность к генерации высокомолекулярных УВС характерна для формации Утика на территории штатов Нью Йорк, Пенсильвания и Западная Вирджиния. Образцы пород с проанализированным керогеном были взяты из скважин на территории штата Огайо, где в ордовикский период были

области выноса больших объемов терригенного органического вещества в бассейн. Кероген, полученный из скважин, территориально расположенных в зоне генерации высокомолекулярных органических соединений, характеризуется высокими значениями водородного индекса, в рамках 400-800 мг НС/г Сорг, по большей части, образован водорослями *Gloeocapsamorpha prisca*. По результатам петрографических анализов органическое вещество других образцов керна соответствует аморфиниту, альгиниту, витриниту и инертниту в разных соотношениях.

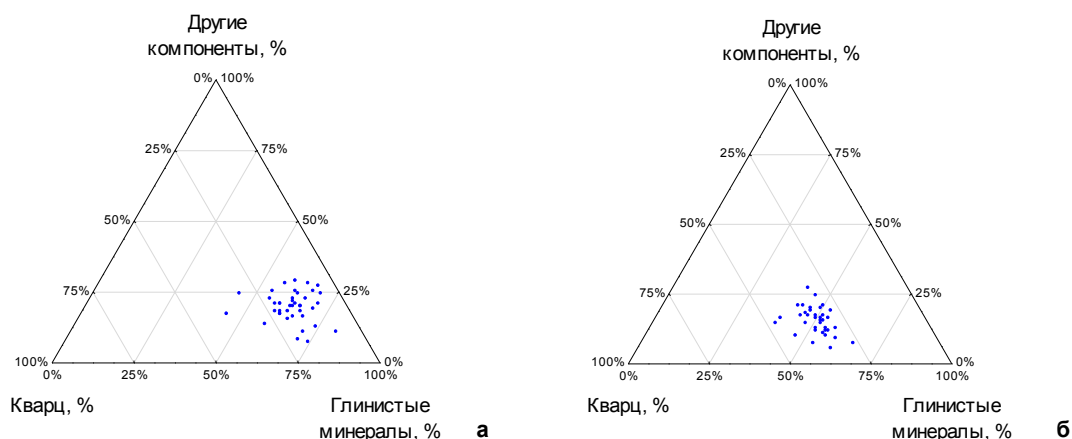


Рис. 2. Объемное (а) и весовое (б) соотношения доминирующих компонентов в продуктивных интервалах формаций Утика и Пойнт Плезант

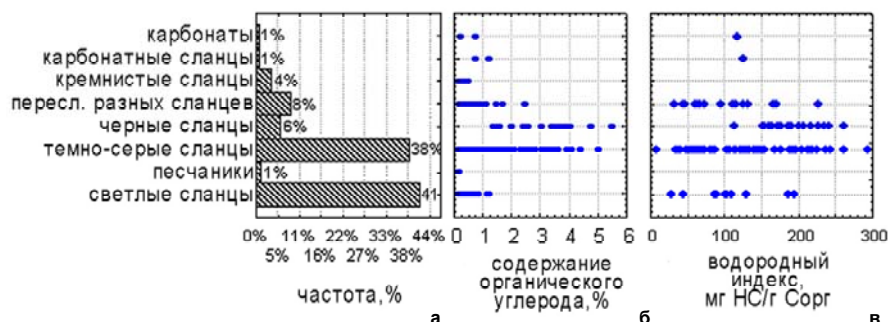


Рис. 3. Распределение литофаций, образующих формацию Утика:

а – гистограмма частоты распределения литофаций, образующих формацию Утика; б – график распределения СОУ в литофациях; в – график распределения значений водородного индекса в литофациях

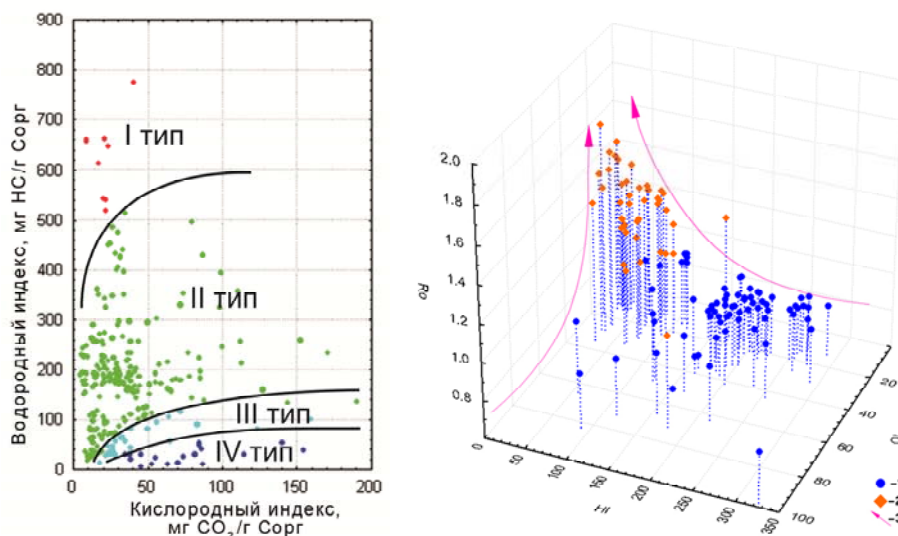


Рис. 4. Диаграмма Ван-Кревелена (слева), цифрам соответствуют типы керогена; диаграмма (справа) с трендом изменения состава керогена в процессе катагенетических преобразований, HI и OI - водородный и кислородный индексы, Ro – отражательная способность витринита в масле (%)

На диаграмме, совмещающей водородный и кислородный индексы по осям абсцисс и ординат и отражающую способность витринита по оси аппликат, хорошо прослеживается тренд изменения водородо- и кислородосодержания в процессе катагенетических преобразований. К сожалению, отсутствуют данные о коэффициенте пористости и проницаемости этих образцов для того, чтобы проследить динамику увеличения этих параметров в процессе генерации УВС.

В Школе Наук о Земле при Национальном Университете Огайо были проведены петрофизические исследования [4] образцов керн формаций Утика и Пойнт Плезант:

➤ слюдястый глинисто-карбонатный образец с примесью кварца и пирита, не зрелый ($R_o \approx 0,2\%$), COY в пределах 1-2%, характеризуется эффективной пористостью 3,1%, поры в керогене отсутствуют, средний диаметр пор - $4,7 \cdot 10^{-9}$ м; нет ни одной, средний диаметр которой превышает 10^{-8} м;

➤ кальцитовый сланец с примесью кварца и пирита, COY 3% с более низким значением эффективной пористости, не превышающей 1,4%, образованной не за счет соединенных скоплений керогена, со средним диаметром пор до $5,7 \cdot 10^{-9}$ м;

➤ сланец с равной долей карбонатного, глинистого и кварцевого материала с вкраплениями пирита, зрелый ($R_o \approx 2,0\%$), с COY в пределах 3-4%, характеризуется эффективной пористостью 2,7% с заметными порами в керогене, которые соединены между собой, а размер пор превышает десятки нанометров (отличительной чертой является наличие пор в несколько микрометров).

Используя обширную базу данных, были построены графики зависимостей объемной плотности, удельного электрического сопротивления и радиоактивности в зависимости от содержания органического углерода, а также математические выражения, их описывающие (рис. 5).

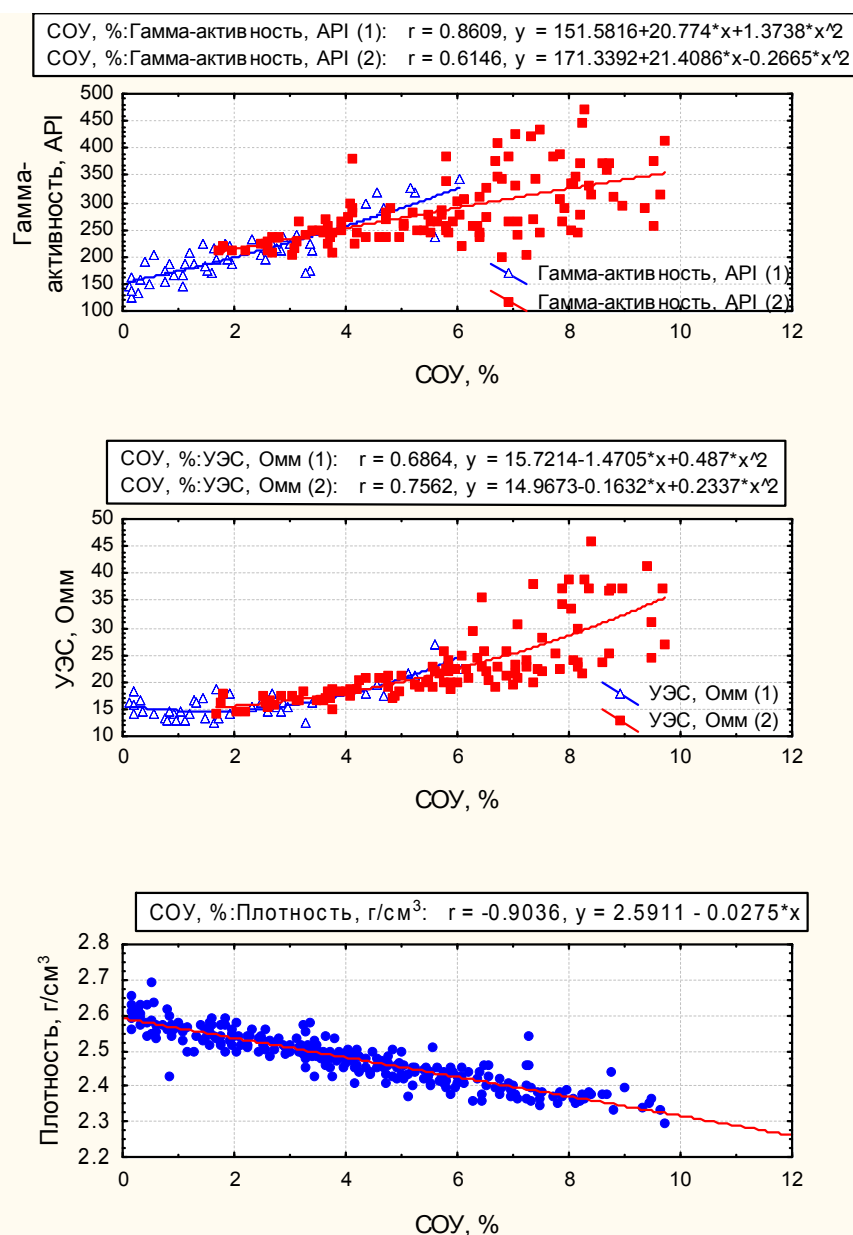


Рис. 5. Графики зависимостей свойств глинистых отложений формации Утика от содержания в их составе органического углерода (сверху вниз):

радиоактивность в условных API единицах от COY, $r = 0.79$ (10 API $\approx$ 1мкР/час); удельное электрическое сопротивление от COY, $r = 0.78$; объемная плотность от COY, $r = -0.9$; сланцы, обозначенные на графиках треугольниками, характеризуются карбонатно-глинистым составом с более низким содержанием ОВ

Графики, построенные по данным анализов кернового материала из штата Огайо, отличаются меньшим числом "ураганных" значений и более тесными зависимостями, так как весь керн был отобран из интервалов одной формации.

Для лабораторных анализов нижне- и среднекаменноугольных отложений ДДв были выбраны аргиллиты (70%), алевролиты (20%) и другие литотипы (до 10%) отобранные с площадей Керносовская, Артемовская, Дробышевская, Комышевахская, Богатойская и Святогорская. Абсолютное большинство образцов можно охарактеризовать как алевропесчанистые аргиллиты и алевролиты со значительной частью глинистой компоненты, со скоплениями пирита и с многочисленными обугленными остатками растительности. Образцы кернового материала соответствуют наиболее перспективным литотипам формации Утика (см. рис. 3). Анализы были выполнены в научных лабораториях Киевского национального университета имени Тараса Шевченко.

На рис. 6, 7 приведены наиболее интересные, на наш взгляд, зависимости петрофизических характеристик средне- и нижнекаменноугольных пород ДДв от содержания органического углерода. Следует отметить, что выборки образцов горных пород здесь были сформированы из разрезов скважин разных месторождений, в отличие от выше рассмотренной коллекции формации Утика (практически одно месторождение). Поэтому, естественно, петрофизические связи для ДДв выглядят значительно слабее, что обусловлено существенным влиянием других факторов – вариаций пористости, глинистости, минерального состава пород.

Кроме определения содержания органического углерода в образцах были получены и проанализированы данные анализов общего содержания керогена. Наличие остатков палеофауны практически во всех образцах свидетельствует о том, что исследуемый кероген соответствует второму типу. При этом параметры отношения содержания органического углерода к плотности атомов водорода и кислорода $[C]:[H]:[O]$ составили 43,5 и 43,5 соответственно [9].

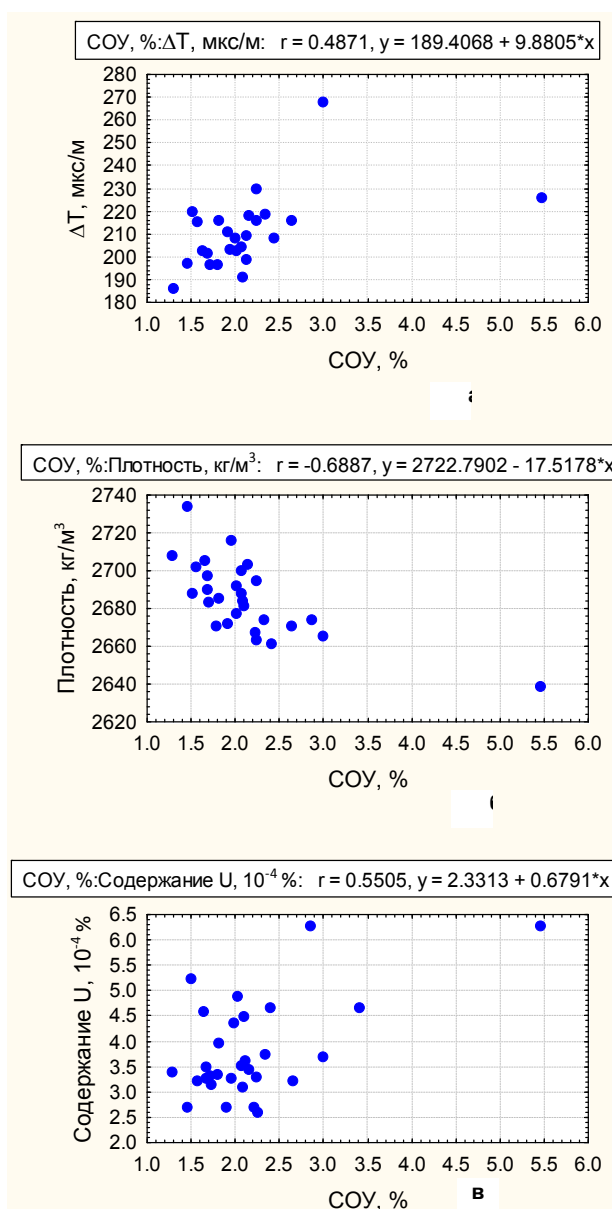


Рис. 6. Графики зависимости петрофизических характеристик средне- и нижнекаменноугольных пород ДДв от содержания органического углерода:

а – интервальное время прохождения продольной волны от COU, $r = 0.49$; б – объемная плотность от COU, $r = -0.69$; в – содержание урана от COU, $r = 0.55$

Петрофизические зависимости, полученные по керновым данным из нефтегазоносной формации Утика:

$$\sigma_n = 2.591 - 0.027 \cdot \text{COU}, \quad r = -0.9 \quad (1)$$

$$\rho_n = 14.72 - 0.127 \cdot \text{COU} + 0.234 \cdot \text{COU}^2, \quad r = 0.78 \quad (2)$$

$$\gamma = K \cdot (162.9 + 20.95 \cdot \text{COU}), \quad r = 0.78 \quad (3a)$$

$$\gamma = K \cdot (185.6 \cdot \text{COU}^{0.238}), \quad r = -0.81, \quad (3b)$$

где COU – содержание органического углерода, %; σ_n – объемная плотность породы, г/см³; ρ_n – удельное электрическое сопротивление, Ом·м; γ – радиоактивность, API; $K \approx 12.76$ для обсаженного ствола скважины, $K \approx 10$ для необсаженного ствола скважины; r – коэффициент парной линейной корреляции / корреляционное отношение – для нелинейных зависимостей.

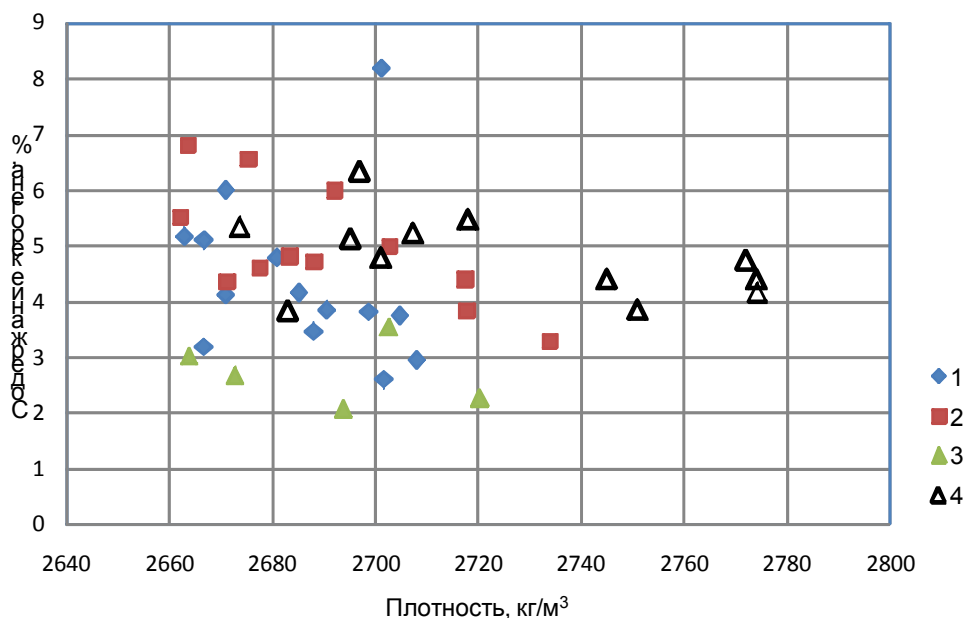


Рис. 7. Зависимость между объемной плотностью сланцевых глинистых горных пород (насыщенных пластовой водой) и содержанием керогена (отложениям нижнего карбона ДДв): 1 – московский ярус; 2 – башкирский ярус; 3 – серпуховский ярус; 4 – нижневизейский подъярус

Зависимости, полученные по данным лабораторных исследований керна из средне- и нижнекаменноугольных отложений ДДв:

$$\sigma_n = 2722.8 - 17.518 \cdot \text{COU}, \quad r = -0.69 \quad (4)$$

$$U = 2.33 + 0.679 \cdot \text{COU}, \quad r = 0.55 \quad (5)$$

$$\Delta T = 189.4 + 9.88 \cdot \text{COU}, \quad r = 0.49, \quad (6)$$

где σ_n – объемная плотность породы, кг/м³; U – содержание урана, $\cdot 10^{-4}$ %; ΔT – интервальное время прохождения продольной акустической волны, мкс/м.

Также были получены выражения отдельно для серпуховских (7), московских (8), нижневизейских (9) отложений в виде зависимостей объемной плотности от содержания органического углерода в сланцевых глинистых породах:

$$\sigma_n = 28.9056 - 0.0088 \cdot \text{COU}, \quad r = -0.65 \quad (7)$$

$$\sigma_n = 91.6784 - 0.0322 \cdot \text{COU}, \quad r = -0.41 \quad (8)$$

$$\sigma_n = 2.7271 - 0.0194 \cdot \text{COU}, \quad r = -0.55 \quad (9)$$

Результаты, выводы, дальнейшие направления исследований. Подтверждено по результатам статистического анализа, что черные углистые и темно-серые алевро-песчаные сланцеватые аргиллиты являются породами, наиболее богатыми керогеном, который, в свою очередь, характеризуются наивысшими значениями водородного индекса. Следует отметить, что значения водородного и кислородного индексов в нижнекаменноугольных отложениях ДДв предполагают наличие исключительно низкомолекулярных продуктов генерации УВ. Карбонатно-глинистые сланцы не столь богаты ОВ и, как показы-

вают "западные" исследования, специфика распределения керогена в породе зачастую негативно сказывается на связанном поровом пространстве, образованном в процессе катагенетических преобразований. По данным исследований керна из средне- и нижнекаменноугольных отложений ДДв получены математические зависимости радиоактивности, содержания урана, объемной плотности и удельного электрического сопротивления от содержания органического углерода. По результатам лабораторных исследований образцов керна из средне- и нижнекаменноугольных отложений ДДв получены математические выражения, описывающие зависимости содержания урана, интервального времени пробега поперечной волны и объемной плотности от содержания органического углерода. Уточненные выражения, описывающие изменение объемной плотности от содержания органического углерода были получены для серпуховских, московских и нижневизейских отложений ДДв. Теснота математической связи между физическими свойствами и COU не соответствует той, которую можно использовать для точного определения COU в отложениях ДДв, что объясняется фациальным разнообразием сланцевых пород. Логическим продолжением данных исследований будет изучение отдельных черносланцевых формаций ДДв с более представительными выборками керна. Это, в свою очередь, приведет к получению петрофизических моделей, пригодных для количественной диагностики потенциальных газосланцевых толщ по данным лабораторных и геофизических исследований.

Список використаних джерел:

1. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е., (2012). Геология и геохимия нефти и газа. Издательство Московского университета, 432.
2. Bazhenova O.K., Burlin U.K., Sokolov B.A., Hain V.E., (2012). Geology and geochemistry of oil and gas [Геология і геохімія нафти і газу]. Moscow University Publishing, 432 (In Russian).
3. Петтиджон Ф., (1981). Осадочные породы. Москва: Недра, 750.
4. Pettijohn F., (1981). Sedimentary Rocks [Осадочные породы]. Moscow: Nedra, 750 (In Russian).
5. Fertl H., Walter, Chillingar V., (1988). Total Organic Carbon Content Determined From Wireline Well Logs. *SPE Formation Evaluation*, 407-419.
6. Leventhal J.S., Goldhaber M.B., (1978). New Data for Uranium, Thorium, Carbon and Sulfur in Devonian Black Shale From West Virginia, Kentucky and New York. *UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR GEOLOGICAL SURVEY*, 43.
7. Mann G.P., Fyfe W.S., (1984). An Experimental Study of Algal uptake U, Ba, V, Co and Ni from dilute solution. *Chemical Geology*, 44, 385-398.
8. Mendelson J.D., Toksoz M.N., (1985). Source Rock Characterization Using Multivariate Analysis of Log Data. 26th Society of Petrophysicists and Well Log Analysts *Annual Logging Symposium*, paper UU.
9. Meyer B.L., Nederlof M.H., (1984). Identification of Source rock on wireline logs by Density / Resistivity and sonic transit Time / Resistivity Crossplots. *AAPG Bulletin*, 121-129.
10. Mendelson J.D., (1985). Petroleum Source Rock Logging. *Massachusetts Institute of Technology*, 96.
11. Murphy M., Daniels J., Cole D., Sheets J., Welch S., (2012). Pore Distribution in the Ordovician Shale of the Utica/Point Pleasant Sub-Basin. *Search and Discovery*, Article # 50605, May, 28, 11.
12. Passey Q.R., Creaney S., Kulla J.B., Moretti F.J., Stroud J.D.A., (1990). Practical Model for Organic Richness from Porosity and Resistivity Logs. *AAPG Bulletin*, V.74, No.12, December, 1777-1794.
13. Swenson V.E., (1969). Theoretical relationship between density and oil yield for oil shales. *USBM professional paper*, 356-A, 1-44.

Надійшла до редколегії 01.08.13

I. Karpenko, Research Associate,
E-mail: i.karpenko@petroply.com, Tel.: +38(093)601-08-57
CEO at PETROPLY Research & Consulting Ltd

LITHOLOGIC AND GEOPHYSICAL PROPERTIES OF SHALE WITH A HIGH CONTENT OF KEROGEN

The key features of unconventional shale hydrocarbon accumulations include the following: a) all source rocks act as low permeability oil and gas reservoir rocks requiring no cover rock; b) effective pore space is distributed within the bulk of mature kerogen resulting from katagenetic transformations in organic material. Evaluating the properties of reservoir rocks with a high content of kerogen attracts a lot of interest due to new approaches to unconventional hydrocarbon exploration and the challenge of applying the technology of hydraulic fracturing in low-permeability formations.

This research into the lithological and physical properties of facies with a high kerogen content was prompted by a correlation between the sedimentary features of the proven productive shale formations and similar formations of different ages in the Dnieper-Donets basin. The sedimentary conditions of shale formation in DDb being similar to those of forming oil and gas producing shales with a high content of kerogen in Utica/Point Pleasant paleobasins, the highest kerogen content was assumed to be associated with certain lithotypes holding interest for further study. Mathematical equations were derived to describe the correlation between radioactivity, uranium content, bulk density, electrical resistivity and organic carbon content for shales from the Utica formation and the DDb shales. There were clarified mathematical dependences of bulk density on organic carbon content for a number of Lower Carboniferous formations in DDb. As using separate mathematical expressions is likely to produce results of doubtful validity, preference should be given to a system of equations to describe the nature of changes in different physical properties of shales depending on the organic component content. That will provide accurate data on the share of kerogen in the studied reservoir rocks. Values of hydrogen and oxygen indices only predict low molecular weight products and their subsequent extraction. The findings on the lithological properties and mathematical relationships have been reported and discussed at international conferences.

Keywords: hydrocarbons, kerogen, organic carbon content, shale, sonic log, radioactivity, resistivity log, bulk density log, component composition.

I. Карпенко, мол. наук. співроб.
E-mail: i.karpenko@petroply.com, Тел.: +38(093)601-08-57
ДП "НДІ нафтогазової промисловості"
"НАК "Нафтогаз України"

ЛІТОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ СЛАНЦЕВИХ ПОРІД З ПІДВИЩЕНИМ ВМІСТОМ КЕРОГЕНУ

До особливостей неконвенційних сланцевих зосереджень вуглеводнів відносяться в першу чергу: а) нафтогазогенеруючі породи виступають у ролі малопрониклих нафтогазоносних порід-колекторів, які не потребують флюїдоупорів; б) ефективний поровий простір розподілений власно в об'ємі керогену, створеного в процесі катагенетичних перетворень органічної речовини (ОР). Вивчення та уточнення подібних порід-колекторів з підвищеним вмістом керогену викликало необхідність застосування нових підходів до геологорозвідувальних робіт та у зв'язку з необхідністю застосування технології гідророзриву пласта в формаціях, які характеризуються низькою проникністю. Співставлення стратиграфічних і седиментаційних особливостей сланцевих формацій з підтвердженою продуктивністю та схожих різновікових формацій Дніпровсько-Донецької западини дає привід і мотивацію до вивчення літологічних і фізичних властивостей літофацій з підвищеним вмістом керогену. В силу подібності умов утворення нафтогазоносних сланців з підвищеним вмістом керогену в палеобасейнах Утіка/Пойнт Плезант та умов формування деяких формацій в ДДз були виділені літологічні типи з найбільшим вмістом керогену як перспективні для подальших досліджень. Були отримані математичні залежності радіоактивності, об'ємної щільності та питомого електричного опору від вмісту органічного вуглецю для нафтогазоносних відкладів формації Утіка та різновікових відкладів ДДз, зокрема нижньокам'яновугільних відкладів ДДз. Використання лише окремого отриманого математичного виразу (залежності) не дає задовільних результатів. Допустима виключно комбінація у вигляді системи рівнянь, що описують характер зміни різних фізичних властивостей сланців від вмісту в них органічної компоненти, для отримання достатньо надійних результатів визначення частки керогену у складі досліджуваних порід-колекторів. Величини водневого та кисневого індексів дають привід прогнозувати виключно низькомолекулярні продукти генерації і подальше їх вилучення. Отримані висновки про літологічні властивості і математичні залежності були застосовані в наукових дослідженнях, результати яких вже докладені на міжнародних конференціях і будуть опубліковані в декількох статтях.

Ключові слова: вуглеводні, кероген, вміст органічного вуглецю, сланці, акустичний каротаж, радіоактивність, електричний опір, об'ємна щільність, компонентний склад.

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 622.324:553.983

В. Михайлов, д-р геол. наук, проф.

E-mail: vladvam@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Геологічний факультет, вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, УкраїнаО. Ємець, д-р геол. наук, пров. наук. співроб.,
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
Національної Академії наук України,
пр. Паладіна, 34, м. Київ-142, Україна, 03680**РІВЕНЬ ДОЗРІЛОСТІ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ ВІДКЛАДІВ
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ У ЗВ'ЯЗКУ
З ПЕРСПЕКТИВОЮ ВІДКРИТТЯ РОДОВИЩ НЕТРАДИЦІЙНОГО ГАЗУ***(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.М. Загнітком)*

В статті наведені результати дослідження вітриніту з керну глибоких свердловин в осадових товщах девону та карбону перспективних щодо нафтогазоносності площ східної і західної частин Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) у зв'язку з проблемою пошуків родовищ вуглеводнів нетрадиційного типу. Виконано мікроскопічні дослідження з ідентифікації органічної речовини та систематичні заміри відбивної здатності вітриніту. Вітриніт у відкладах западини представлений різними типами мацерал, однак домінує розсіяний вітродетриніт. Заміри відбивної здатності вітриніту з різних площ ДДЗ показують високу дисперсію значення середнього відбиття – від 0,5 до ~7,0 %. Вона характеризує різний рівень дозрілості органічної речовини і, відповідно, різну здатність генерувати вуглеводні. Однак, загалом, спостерігається закономірний тренд зростання відбиття вітриніту з глибиною, що відображає поступове підвищення дозрілості органічної речовини від молодших відкладів до старших і ріст температури, зумовлений температурним градієнтом. Недостатньо дозріла для генерації значної кількості газоподібних вуглеводнів органічна речовина характерна для відкладів ДДЗ на глибинах до 3000 м. Однак, вже починаючи з глибин 2100–2300 м середні значення відбиття на локальних ділянках підвищується до величин, які характеризують рівень дозрілості органічної речовини, за якої відбувається генерація жирного та сухого газу. Зроблено висновок про зростання перспективності відкладів на відкриття родовищ сланцевого газу глибше цих гіпсометричних відміток. У той же час спостерігається нерівномірність дозрілості органічної речовини по території ДДЗ, що обумовлює необхідність постановки більш детальних досліджень з картування потенційно перспективних ділянок можливої газогенерації.

Ключові слова: вітриніт, органічна речовина, вуглеводні, Дніпровсько-Донецька западина.

Постановка проблеми. Одним з найважливіших показників умов генерації вуглеводнів в осадових товщах є ступінь діагенезу останніх та рівень термічного перетворення органічної речовини (ОР), розсіяної в них [3, 12]. Формування вуглеводнів пов'язують з розкладом ОР впродовж занурення басейнів седиментації. Це супроводжується поступовим ростом рівня дозрілості ОР, що можна прослідкувати шляхом дослідження ряду біомаркерів. Вивчення дозрілості ОР у порівнянні з тектонічними подіями, які впливали на зміну структурної будови басейну, дає можливість порівняти час утворення вуглеводнів стосовно періодів формування нафтогазоносних структур. Це зумовлює можливість прогнозувати найбільш перспективні щодо нафтогазоносності стратиграфічні рівні й прицільно охоплювати перспективні райони для здійснення пошуково-розвідувального буріння. Окрім того, при зануренні осадових товщ й досягненні температурних умов, які відповідають "газовому вікну", материнські товщі, збагачені на органіку, самі можуть генерувати газ і ставати джерелом так званого нетрадиційного газу.

Аналіз попередніх досліджень і виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Питання наявності нетрадиційних покладів вуглеводнів в осадових басейнах України жваво обговорюється останніми роками [1, 2, 4–7, 9–11]. Ступінь термального перетворення відкладів Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) (разом із іншими важливими характеристиками, зокрема, вмістом S_{org}) вивчалася в 1997–1998 рр [8], коли з ряду площ ДДЗ були відібрані зразки керну, переважно аргіліти, проаналізовані в лабораторії геологічної служби США (м. Денвер) методом "Рок-Евал", [8]. Всього було проаналізовано 166 зразків порід з 36 свердловин на 27 площах західної і південної прибережної зони ДДЗ: середній карбон – 2 (Скоробагачківська площа на заході ДДЗ), серпуків – 5 (Новомиколаївська площа в південній частині Руденківсько-Пролетарського району), верхній візе – 118 (Талалаївсько-Рибальський, Глинсь-

ко-Солохівський, Руденківсько-Пролетарський нафтогазові райони – НГР), нижній візе-турне – 18 (Глинсько-Солохівський, Руденківсько-Пролетарський НГР), девон – 23 зразка (Чернігівсько-Брагинський, Монастирищенсько-Софіївський і Глинсько-Солохівський НГР). Було встановлено, що термальна зрілість більшості проаналізованих зразків знаходиться не нижче початкової стадії ГЗН (головна зона нафтогенерації) (430°C), а для половини з них – ГЗГ (головна зона газогенерації) (більше 460°C), де нафти є вже перезрілими і формуються переважно газоподібні вуглеводні [8]. Однак, більшість із зразків, відібраних на той час, характеризують традиційні колектори. Нами у 2010–2013 рр були вивчені сланцеві товщі ДДЗ, відібрані понад 100 зразків ущільнених порід, вивчені їх геохімічні, мінералогічно-петрографічні особливості і проведений аналіз термічної зрілості порід на основі вивчення відбивної здатності вітриніту (близько 2000 замірів). Подібне цілеспрямоване вивчення потенційно нафтогазоносних ущільнених порід раніше не проводилося.

Формулювання цілей статті. Метою цієї роботи було оцінити рівень дозрілості органічної речовини в палеозойських відкладах ДДЗ у зв'язку з потенціалом генерації вуглеводнів палеозойського поверху осадового чохла западини та його потенціалу в якості джерела нетрадиційного газу.

Теоретичні передумови. Оптичні методи визначення рівня дозрівання ОР ґрунтуються на вивченні відбиття вітриніту, флюоресценції ліпнітину та кольору і прозорості керогену [13]. Відбиття вітриніту є одним з найбільш досліджуваних (хоча й не найбільш точним) біомаркерів, який дає змогу прослідити зміну дозрілості ОР з глибиною і виконати картування її регіональної дозрілості в осадових верствах. Вітриніт складається з целюлози, лігніну та танінів і повсюдно зустрічається в осадових породах. В породах девону і старших вітриніт зустрічається рідше через відсутність решток вищих рослин. Відбиття вітриніту (R_o) залежить від коефіцієн-

тів заломлення (μ) та поглинання (k) вітринітом світла відповідно до загальновідомого рівняння Біра:

$$R_0 = \frac{(\mu - \mu_0)^2 + \mu k^2}{(\mu - \mu_0)^2 + \mu^2 k^2},$$

де μ_0 є коефіцієнтом заломлення імерсійної рідини.

З підвищенням рівня діагенезу та ароматизацією ОР відбиття вітриніту збільшуються від 0,15% (мінімальне значення) до більш ніж 5,5% при ступені перетворень, яка відповідає зеленосланцевому метаморфізму. З посиленням діагенезу вітриніт стає дедалі більш анізотропним і через це стандартні відхилення відбиття розширюються [13, 14]. Середні значення довільного відбиття (R_0), які було заміряно впродовж виконаних досліджень, згідно з статистичними даними, добре корелюють з величинами максимального відбиття і практично не відрізняються при низьких рівнях дозрілості [14].

При замірах відбиття вітриніту, однак, необхідно враховувати ряд факторів, які спотворюють оцінку термальної дозрілості ОР осадових верств:

1. різний за походженням вітриніт може показувати відмінне відбиття за однакового рівня дозрівання;
2. неправильне визначення типу мацерал;
3. перевідкладення давнього вітриніту з більшим відбиттям в молодших верствах;
4. окиснення вітриніту;
5. статистичні похибки, які зростають з підвищенням дозрілості вітриніту й зростанням його оптичної анізотропії;
6. погана поліровка вітриніту.

Методи досліджень. В процесі виконання роботи досліджено органічну речовину з керну свердловин ряду площ ДДЗ. Всього було проаналізовано 92 зразка з різних площ східного (свердловини Артемівська-1, Дробішівська-4, 10, Святогірська-10, Аннівська-674, Євгенівська-1, 4, 8, 20, Дружелюбівська-104, Гашинівська-3, Куличинська-30, Юліївська-34, Західно-Шебелинська-702, Південно-Коломацька-32, Західно-Вергунівська, Зачепа-

лівська-90, 100, Лівенська-1, 7, Багатойська-25, Західно-Левенцівська-1, 2, Керносівська-2, Личківська-64, Ульяновська-18) і західного (свердловини Ніжинська-338, Шурівська-10, Артюхівська-13, Рудівська-3, Хорольська-338, Південно-Афанасієвська-5, 10, 11, Ушнянська-1, Борківська-15) борту ДДЗ, проведені заміри відбивної здатності близько 2000 уламків вітриніту (табл. 1, 2).

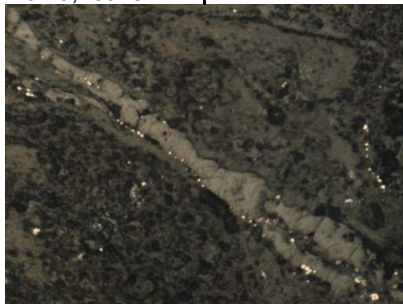
Для виконання задач дослідження, з відібраних зразків сланців, аргілітів, алевролітів і пісковиків було виготовлено аншлифи, які досліджувалися макро- та мікроскопічно для визначення текстурно-структурних і мінералогічних характеристик порід, а також для виявлення і типізації органічної речовини. Довільна відбивна здатність вітриніту була заміряна в цих аншлифах з використанням мікроскопу вертикального металографічного МИМ-7 в імерсійній рідині ($\mu_0=1,515$) у світлі лампи розжарювання $\lambda = 546$ нм за збільшення у 700 разів. Для більшості зразків виконано понад 20 замірів виділень ОР, що вважається достатнім для характеристики відбивної здатності вітриніту в породі. Згідно зі статистичними даними з дослідження ОР, результати замірів були осереднені й порівняні з тими, що характеризують окремі уламки ОР.

Виклад основного матеріалу. Згідно з результатами досліджень, вітриніт у палеозойських відкладах ДДЗ представлений здебільшого мацералами вітродетриніту – тонкофрагментованими вітринітизованими рослинними рештками, які зустрічаються окремо чи зцементовані аморфним вітринітовим матеріалом [16]. Менш розповсюджені мацерали колотелініту, коловітриніту, коподетриніту, вітриніту, фюзеніту, детриніту, зовсім зрідка – теловітриніту і геловітриніту (рис. 1, а–к).

Загалом, середнє довільне відбиття вітриніту в заміряних зразках коливається в широких межах – від 0,5%, що відповідає недозрілій органіці, до 7,0 %, що характеризує "мертвий" вуглець перезрілої органічної речовини (табл. 1, 2).



а - Вітродетриніт. Аншлиф 81-БК, св. Борківська-15, інт. 3016-3021, D₃fm, аргіліт



б - Вітродетриніт. Аншлиф 84-БК, св. Борківська-15, інт. 2787,0-2797, 3, D₃fm, аргіліт



в - Колотеленіт. Аншлиф 103-АТ, св. Артемівська-1, інт. 3724 м, C₂m, аргіліт



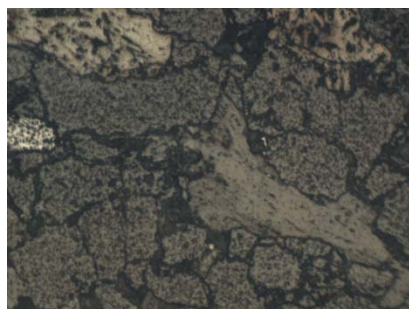
г - Колотелініт. Ашлиф 142-Дж, св. Дружелюбівська-104, інт. 2855, C₁s, аргіліт



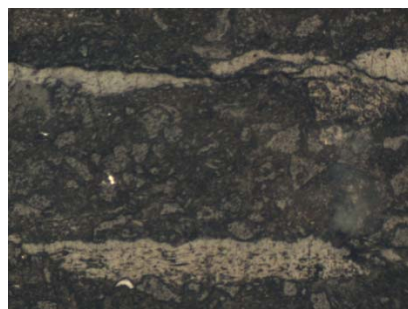
д - Коловітриніт. Аншлиф 110-ДР, св. Дробішівська-4, інт. 3222 м, C₂m, пісковик



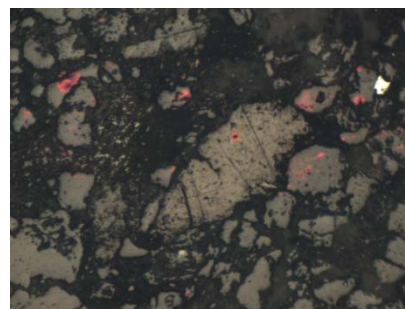
е - Коловітриніт Аншлиф 130-ЄВ, св. Євгенівська-1, інт. 2232-2240, C₁s



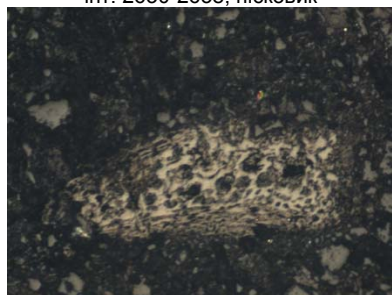
е - Колодетриніт, фіузеніт.
Аншліф ЛИЧ-1, св. Личківська-64,
інт. 2630-2638, пісковик



ж - Колодетриніт, вітротетриніт.
Аншліф ЗЛ-1, св. Західно-Левенцівська-1,
інт. 946-954, C₁s₁, аргіліт



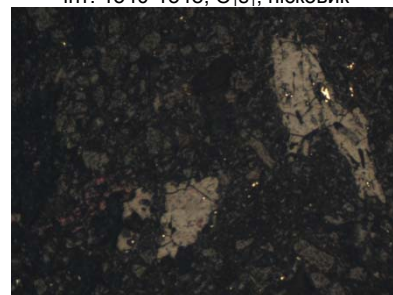
з - Вітриніт, пірит. Аншліф. ЗЛ-2,
св. Західно-Левенцівська-1,
інт. 1540-1548, C₁s₁, пісковик



и - Фіузеніт, вітротетриніт.
Аншліф. ЗЛ-5, св. Західно-Левенцівська-2,
інт. 1420-1428, C₁s₁, аргіліт



і - Детриніт, гематит. Аншліф ЛІВ-8,
св. Ливенська-1, інт. 1720-1728, C₁v₁,
пісковик



к - Колодетриніт, вітротетриніт, пірит.
Аншліф Ул-1, св. Ульяновська-18,
інт. 2325-2340, C₁s₁, аргіліт

Рис. 1. Органічна речовина у палеозойських відкладах ДДЗ

Таблиця 1

Результати виміру відбивної здатності вітриніту порід східного сектору ДДЗ

Район	Свердловина	Проба	Інтервал	Індекс	Порода	Кількість замірів	Середнє
Східні фланги	Артемівська-1	105АТ	3559-3566	C ₂ m	Аргіліт	1	2,60
		102АТ	3661	C ₂ m	Пісковик	6	1,51
		104АТ	3663	C ₂ m	Пісковик	3	1,14
		103АТ	3724	C ₂ m	Аргіліт	13	1,20
		109АТ	4020	C ₂ m	Аргіліт	11	2,02
	Дробишівська-4	111ДР	3218	C ₂ m	Аргіліт	1	1,00
		110ДР	3222	C ₂ m	Пісковик	17	1,98
		113ДР	3737-3746	C ₂ m	Аргіліт	16	1,43
		112ДР	3885-3890	C ₂ b	Аргіліт	16	1,43
	Дробишівська-10	127ДР	3861-3871	C ₂ m	Пісковик	13	1,32
		126ДР	4157-4165	C ₂ b	Аргіліт	7	1,62
	Святогірська-10	118СВ	3751-3759	C ₃	Аргіліт	1	1,20
		117СВ	3767-3769	C ₃	Аргіліт	9	1,02
		115 СВ	3848-3856	C ₂ m	Пісковик	8	1,12
		116СВ	3988-3996	C ₂ m	Аргіліт	3	1,47
Північний борт	Аннівська-674	2-АН	970-977	C ₂ b	Алевроліт	13	0,59
		4-АН	977-990	C ₂ b	Аргіліт	4	0,60
		6-АН	"	C ₂ b	Аргіліт	5	0,51
	Євгенівська-1	8-Єв	1411-1419	C ₂ b	Алевроліт	20	0,85
		9-Єв	2224-2232	C ₁ s ₂	Аргіліт	11	1,49
		10-Єв	"	C ₁ s ₂	Аргіліт	25	0,92
		130ЄВ	2232-2240	C ₁ s ₂	Сланець	19	1,02
		11-Єв	2676-2684	C ₁ v	Аргіліт	14	1,04
		129ЄВ	2676-2684	C ₁ v	Сланець	17	0,84
	Євгенівська-4	122ЄВ	2482-2490	C ₁ s ₂	Аргіліт	20	1,26
		124ЄВ	3056-3062	C ₁ v ₁	Сланець	3	1,08
	Євгенівська-8	15-ЄВ	1112-1120	C ₂ m	Сланець	25	0,84
		16-ЄВ	1761-1769	C ₂ ¹	Аргіліт	18	0,86
		17-ЄВ	2232-2239	C ₁ s ₂	Аргіліт	2	1,30
	Євгенівська-20	121ЄВ	1101-1109	C ₂ m	Аргіліт	1	2,40
	Дружелюбівська-104	141ДЖ	2852	C ₁ s	**	25	1,30
		142ДЖ	2855	C ₁ s	Аргіліт	12	0,68
		143ДЖ	2857	C ₁ s	Аргіліт	25	1,21
	Гашинівська-3	136ГШ	3398-3404	D ₃ fr	Пісковик	1	2,10
		7-1-ГА	3544-3553	D ₃ fr	Аргіліт	16	1,30
Прибортова зона	Куличихинська-30	28-КУ	3097-3107	C ₁	Алевроліт	29	0,76
	Юлівська-34	37-ЮЛ	3088-3096	C ₁ v	Чорний сланець	21	0,91
Приосьова зона	Західно-Шебелинська-702	18-ЗШ	4486-4494	C ₂	Пісковик	19	0,82
		19-ЗШ	4494-4502	C ₂	Алевроліт	17	0,78

Район	Свердловина	Проба	Інтервал	Індекс	Порода	Кількість замірів	Середнє
	Південно-Коломацька-32	20-3Ш	5077–5080	C ₂ m	Алевроліт	14	1,14
		21-3Ш	5585–5593	C ₂	Аргіліт	24	1,06
		32-ПК	5308–5316	C ₁ s ₂	Аргіліт	14	1,58
		32-1-ПК	5601–5607	C ₁ s ₂	Аргіліт	11	1,04
	Південно-Коломацька-33	33-ПК	5476–5484	C ₁ s ₂	Аргіліт	12	1,29
		34-ПК	5591	C ₁ s ₂	Аргіліт	33	1,19
		35-ПК	5592–5588,5	C ₁ s ₂	Аргіліт	19	0,78
	Західно-Вергунська	36-3В	2632–2640	?	Чорний сланець	17	0,96
Південний борт	Зачепилівська-90	132 3Ч	971–975	C ₁ s	Сланець	17	0,68
		131 3Ч	983–979	C ₁ s	Сланець	5	0,47
	Зачепилівська-100	133 3Ч	1270–1278	C ₁ s ₁	Аргіліт	8	0,61
		134 3Ч	1435–1443	C ₁ v	Аргіліт	7	0,75
		23-3А	1680–1688	C ₁ t	Алевроліт	14	1,10
		24-3А	1688–1695	C ₁ t	Алевроліт	12	1,74
		25-3А	1750–1758	C ₁ t	**	7	1,29
	Лівенська-7	ЛІВ-7	3120	C ₁ v ₁	Аргіліт	21	0,7
	Лівенська-1	ЛІВ-8	1720–1728	C ₁ v ₁	Пісковик	30	0,5
		ЛІВ-10	1999–2008	D ₃ fm ₂	Пісковик	17	0,5
	Багатойська-25	БАГ-6	3708–3716	C ₁ s ₂	Аргіліт	24	1,2
		БАГ-3	3981–3989	C ₁ s ₁	Аргіліт	34	1,2
		БАГ-8	4335–4342	C ₁ v ₂	Аргіліт	33	1,4
	Західно-Левенцівська-1	3-Л-1	946–954		Аргіліт	35	0,7
		3-Л-2	1540–1548	C ₁ s ₁	Пісковик	39	0,8
	Західно-Левенцівська-2	3-Л-5	1420–1428	C ₁ s ₁	Аргіліт	33	0,8
	Керносівська-2	КЕР-4	1779–1786	C ₁ s ₂	Алевроліт	20	0,9
		КЕР-5	2153–2158	C ₁ s ₁	Аргіліт	59	1,1
	Личківська-64	ЛИЧ-1	2630–2638	C ₁ s ₁	Пісковик	26	0,8
		ЛИЧ-2	2885–2892	C ₁ v	Алевроліт	32	0,9
	Ульянівська-18	УЛ-1	2325–2340	C ₁ s ₁	Аргіліт	38	0,6
УЛ-7		2544–2557	C ₁ s ₁	Алевроліт	31	0,8	
УЛ-6		2715–2723	C ₁ v ₂	Аргіліт	49	1,2	

** – Перешарування чорних аргілітів, алевролітів і дрібнозернистих пісковиків

Таблиця 2

Результати виміру відбивної здатності вітриніту порід західного сектору ДДЗ

Зона	Свердловина	Проба	Інтервал	Індекс	Порода	Кількість замірів	Середнє
Центральна	Ніжинська-338	60НЖ	2807–2815	C ₁ s	Чорні аргіліти	13	1,98
		65НЖ	3138	C ₁ v ₂	Аргіліт	23	1,15
	Щурівська-10	76ЩР	3173–3179	C ₁ v	Аргіліт	23	1,15
		75ЩР	3179–3186	C ₁ v	Пісковик	13	1,10
	Артюхівська-13	78АР	4268–4270	C ₁ v ₂	Аргіліт	10	1,70
		77АР	4302–4309	C ₁ v ₂	Аргіліт	16	0,95
	Рудівська-3	101РД	5042–5044	C ₁ v	Аргіліт	37	1,47
Північний борт і прибортова зона	Хорольська-338	92ХР	2430–2444	C ₁ s	Аргіліт	27	1,46
		90ХР	2641–2657	C ₁ v	Аргіліт	33	0,70
	Південно-Афанасієвська-5	94АФ	2939–2947	C ₁ s	Аргіліт	32	1,00
		95АФ	3098–3106	C ₁ v	Аргіліт	31	1,08
		93АФ	3310–3313	C ₁ v	Аргіліт	29	1,21
	Південно-Афанасієвська-10	98АФ	2797–2809	C ₁ s	Аргіліт	34	0,95
		96АФ	3056–3068	C ₁ v	Аргіліт	43	1,05
		97АФ	3068–3080	C ₁ v	Аргіліт	46	1,03
	Південно-Афанасієвська-11	99АФ	2889–2900	C ₁ s	Аргіліт	37	1,08
		100АФ	3175–3180	C ₁ v	Аргіліт	46	1,06
Північно-західний борт	Ушнянська-1	89УШ	2177–2192	D ₃ fm	Алевроліт	51	0,80
	Борківська-15	84БК	2787–2797,3	D ₃ fm	Аргіліт	30	0,76
		83БК	2827,6–2838	D ₃ fm	Аргіліт	21	1,07
		81БК	3016–3021	D ₃ fm	Аргіліт	25	1,11
		85БК	3756–3767	D ₃ fm	Аргіліт	4	1,10

Більшість зразків, однак, в сукупності формує похилий тренд (рис. 2), який демонструє закономірне зростання відбиття вітриніту з глибиною незалежно від територіального положення площі. Це є наслідком більш-менш подібних процесів спокійного (платформного) тектонічного розвитку території ДДЗ з рівномірними періодами занурення чи здіймання осадових верств різних стратиграфічних рівнів, що спричинило подібність дозрівання ОР у товщі палеозойських відкладів западини, що контролювалося, здебільшого, глибиною занурення (температурою) осадової товщі.

На рис. 2, досить добре видно інтервали глибин, на яких збагачені органікою породи здатні генерувати нафту – від 900 до 3100 м, жирний газ з конденсатом – від 2100 до 4000 м і сухий газ – від 2300 до глибше 4000 м.

У кількох свердловинах на порівняно невеликих глибинах (1600–3000 м) на рівні девонських (св. Ушнянська-1), і нижньокам'яновугільних (св. Хорольська-338, Ніжинська-338, Зачепилівська-100) відкладів зустрічається занадто дозрілий вітриніт ($R_r \sim 1,3 - >5,0$) для таких незначних глибин. Такі знахідки дозволяють прогнозувати ділянки, які характеризують зростання дозрі-

лості ОР внаслідок специфіки тектонічних процесів, або ж локального підвищення термального потоку (магматична чи гідротермальна діяльність). Окрім того, в межах приосьової частини ДДЗ у свердловинах Західно-Шебелинської та Південно-Коломацької площ на глиби-

нах понад 4000 м зафіксовано аномально низькі величини відбиття вітриніту, що, вірогідно, є результатом впливу перерахованих вище факторів, які спотворюють реальну картину рівня дозрілості ОР.

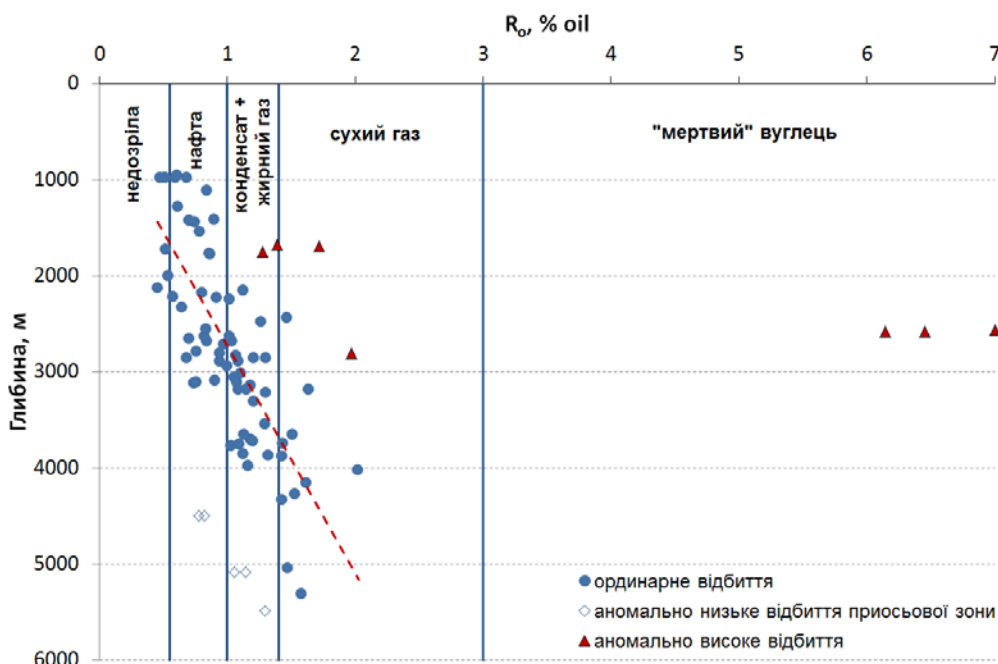


Рис. 2. Відбиття вітриніту палеозойських відкладів ДДЗ в залежності від глибини. Поля вуглеводнів нанесені згідно з [15]

Обговорення результатів. "Нетрадиційним" називають природний газ, який накопичений в ущільнених пісковицях/алевролітах, сланцях-аргілітах, а також у вугільних пластах. Через збідніння традиційних вуглеводневих родовищ у пісковицях/пісках та вапняках і, як наслідок, подорожчання вуглеводневої продукції, родовища "нетрадиційного" газу почали успішно розробляти. Якщо утилізація вугільного газу з корисною метою є досить поширеною і тепер добре розробленою технологією, то видобування газу з ущільнених пісковиць і сланців почато порівняно недавно, і досвід таких робіт накопичено насамперед у США, де сланцевий газ становить близько 25% об'єму всього газу, який там видобувають. Серед критеріїв, що дозволяють успішно проводити технологічні операції, які забезпечують рентабельність газових свердловин – достатня потужність цільових горизонтів сланців (більш як 40 м), високий вміст C_{org} (понад 2%), глибини залягання цільових горизонтів – до 3500 м, а також дозрілість органічної речовини на рівні "газового вікна" (тобто відбиття вітриніту в ідеалі має перевищувати $R > \sim 1,4\%$). Рівень дозрівання органічної речовини визначають шляхом аналізу комплексу перерахунків результатів піролізу Rock-Eval, також базуючись на результатах заміру відбиття вітриніту, однак останні не завжди показують достовірний результат. Окрім того, усі сланці в минулому являли собою мул, в якому газ генерувався ще під час накопичення й початкового захоронення в результаті діяльності метаногенеруючих бактерій на стадії раннього діагенезу, а впродовж літифікації та деструкції органічної речовини починають насичуватись газом з досягненням рівня дозрілості органічної речовини, який відповідає "нафтовому" піку, який, в свою чергу, відповідає відбиттю вітриніту $\sim 0,8\%$ [13, 15]. Однак, при наявності в сланцях значної кількості рідких вуглеводнів, рідка фаза знижує дебіти свердловин, а тому високий рівень дозрілості сланців є одним з головних критеріїв, які зменшують ризики видобування "нетрадиційного" газу.

Висновки. Згідно з проведеними дослідженнями, територія ДДЗ є перспективною щодо проведення геолого-розвідувальних робіт для пошуку родовищ "нетрадиційного" газу, які можна прогнозувати на глибинах понад 2300 м, де залягають поклади, рівень дозрілості яких відповідає "газовому вікну" чи полю сухого газу на рис. 2. Суттєву перспективу, також, мають відклади в інтервалі 2100-4000 м, які відповідають полю конденсату та жирного газу. Для уточнення рівня дозрілості ОР рекомендується провести аналізи піролізу Rock Eval з визначенням загальної кількості органічного вуглецю в породах, параметрів T_{max} (температура максимального виділення вуглеводнів під час піролізу) та HI (водневий індекс), які використовуються для визначення не тільки рівня дозрілості органічної речовини, а й типу керогену. Велике значення при бурінні на "нетрадиційний" газ має глибина цільових горизонтів. Наприклад, свердловини на "нетрадиційний" газ у США – не глибші 3500 м. Отже, доцільно провести виділення ділянок для буріння на "нетрадиційний" газ. Для цього необхідно виконати прицільне картування горизонтів з підвищеною кількістю органічної речовини з кореляцією їх між свердловинами, використовуючи діаграми гамма-каротажу у комплексі з дослідженнями рівня дозрілості органічної речовини.

Список використаних джерел:

1. Лукин А.Е., (2010). Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 1. Современное состояние проблемы сланцевого газа (в свете опыта освоения его ресурсов в США). Геол. журн., 3, 17–33.
2. Лукин А.Е., (2010). Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 2. Черносланцевые комплексы Украины и перспективы их газоносности в Волино-Подольи и Северо-Западном Причерноморье. Геол. журн., 4, 7–24.
3. Лукин А.Е., (2010). Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 2. Черносланцевые комплексы Украины и перспективы их газоносности в Волино-Подольи и Северо-Западном Причерноморье. Геол. журн., 4, 7–24 (In Russian).

3. Лукин А.Е., (2011). О природе и перспективах газоносности низкопроницаемых пород осадочной оболочки Земли. Доповіді НАН України, 3, 114–123.

Lukin A.E., (2011). O pryrode i perspektivakh gasonosnosti nizkopronitsaemykh porod osadochnoy obolochky Zemly. *Dopovidy NAN Ukrainy*, 3, 114–123 (In Russian).

4. Лукин А.Е., (2011). Перспективы сланцевой газоносности Днепровско-Донецкого авлакогена. Геол. журн., 1, 21–41.

Lukin A.E., (2011). Perspektivy slantsevoy gasonosnosti Dneprovsko-Donetskogo avlakogena. *Geol. Zhurn.*, 1, 21–41 (In Russian).

5. Михайлов В.А., Загнітко В.М., Михайлова Л.С., (2011). Перспективы газоносности сланцевых відкладів Болтиської западини. 36. наук. пр. Ін-ту Тутковського. К., 23–29.

Mykhailov V.A., Zagnitko V.M., Mykhailova L.S., (2011). Perspektivy gasonosnosti slantsevykh vidkladiv Boltyts'koi zapadyny. *Zb. Nauk. Pr. In-tu Tutkovskogo*. K., 23–29 (In Ukrainian).

6. Михайлов В.А., Чепіль П.М., (2012). Перспективы нефтегазоносности импактных структур Украинского щита. Геолог України, 1-2, 72–82.

Mykhailov V.A., Chepil P.M., (2012). Perspektivy naftogasonosnosti impaknykh struktur Ukrain'skogo sthyta. *Geolog Ukrainy*, 1–2, 72–82 (In Ukrainian).

7. Михайлов В., Гулій В., Гладун М., (2013). Сланцева нафта і технології її видобутку. Геолог України, 2, 71–81.

Mykhailov V., Guly V., Gladun M., (2013). Slantseva nafta i tekhnologii ii vydobutku. *Geolog Ukrainy*, 2, 71–81 (In Ukrainian).

8. Нефтегазогенерационные свойства пород палеозоя ДДВ по данным пиролиза на установке "РОК-ЭВАЛ" / Кабышев Б.П., Кабышев Ю.Б., Кривошеев В.Т. и др., (1999). Доповіді НАН України, 12, 112–117.

Kabyshv B.P., Kabyshv Y.B., Krivosheev V.T. et al., (1999). Neftegasogeneratsionnye svoystva porod paleozoya DDV po dannym piroлиза na ustanovke "Pock-Eval". *Dopovidy NAN Ukrainy*, 12, 112–117 (In Russian).

9. Перспективи відкриття в Україні нетрадиційних родовищ нафти, пов'язаних зі сланцевими і флішевими відкладами / Михайлов В.А., Гладун В.В., Зейкан О.Ю., Чепіль П.М., (2012). Нафтогазова промисловість, 1, 55–59.

Mykhailov V.A., Gladun V.V., Zeikan O.Ju., Chepil P.M., (2012). Perspektivy vidkryttja v Ukraini netradytsiynykh rodovysch nafty, pov'jazanykh zi slantsevymy i flishevymy vidkladamy. *Naftogazova promyslovist*, 1, 55–59 (In Ukrainian).

10. Перспективи газоносності сланцевих відкладів Дніпровсько-Донецької западини / Михайлов В.А., Огар В.В., Гладун В.В. та ін., (2011). Геолог України, 2, 51–58.

Mykhailov V.A., Ogar V.V., Gladun V.V. et al., (2011). Perspektivy gasonosnosti slantsevykh vidkladiv Dniprovsko-Donetskoy zapadyny. *Geolog Ukrainy*, 2, 51–58 (In Ukrainian).

11. Сланцевый газ и проблемы энергообеспечения Украины / Гурский Д.С., Михайлов В.А., Чепиль П.М., Гладун В.В., (2010). Мінеральні ресурси України, 1, 3–8.

Gursky D.S., Mykhailov V.A., Chepil P.M., Gladun V.V., (2010). Slantsevyi gas i problem energoobespechenia Ukrainy. *Mineralni resursy Ukrainy*, 1, 3–8 (In Russian).

12. Baskin D.K., Atomik H.C., (1997). Ratio of Kerogen as an Estimate of Thermal Maturity and Organic Matter Conversion. *Bulletin AAPG*, 9, 1415–1437.

13. Bustin R.M., Barnes M.A., Barnes W.C., (1990). Determining Levels of Organic Diagenesis in Sediments and Fossil Fuel. *Diagenesis. – Geoscience Canada Reprint Series*, 4, 205–226.

14. England T.D.J., Bustin R.M., (1986). Thermal maturation of the Western Canadian Sedimentary Basin south of the Red Deer River. *Alberta Plains. – Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 34, 71–90.

15. Jarvie D. M., Hill R.J., Pollastro R.M., (2005). Assessment of the gas potential and yields from shales: The Barnett Shale model. In: B. Cardott, ed., Oklahoma Geological Survey Circular 110, 2005: *Unconventional Energy Resources in the Southern Midcontinent*, 37–50.

16. ICCP., (1998). The new vitrinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 77 (5), 349–358.

Надійшла до редакції 03.06.14

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

E-mail: vladvam@gmail.com

Geological Faculty

Taras Shevchenko National University of Kyiv

90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

O. Yemets, Dr. Sci. (Geol.), Leading Researcher

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation

National Academy of Sciences of Ukraine

34, Acad. Palladina Ave., Kyiv-142, 03680, Ukraine

ORGANIC MATTER MATURITY LEVEL OF THE DNIEPER-DONETS BASIN DEPOSITS: UNCONVENTIONAL GAS PROSPECTS

The paper provides new findings on vitrinite obtained from well-core samples of the Devonian and Carboniferous sedimentary strata of the oil-gas prospective fields, both in the eastern and western sides of the Dnieper-Donets Depression (DDD), with a focus on unconventional hydrocarbon prospecting. The organic matter was identified microscopically and vitrinite reflectance was systematically measured. In the deposits studied, vitrinite represents different types of organic macerals; disseminated vitrodetrinite being still dominant. Measurements of vitrinite reflectance striking off different DDD surfaces reveal high average dispersion means ranging 0.5 to ~7.0%. This characterizes variable level of the organic matter maturity and its different property to generate hydrocarbons. However, in general, the vitrinite reflectance tends to gradually increase with depth, meaning gradual maturation of the organic matter from the younger beds to older ones, and a temperature rise conditioned by a temperature gradient. Organic matter immature to generate significant amount of gaseous hydrocarbons is deposited in the DDD at the depth of 3000 m. However, down the depth of 2100 – 2300 m, the average vitrinite reflectance increases up to the values sufficient to consider organic matter mature, and to generate wet and dry gas. Thus, it is inferred to be prospective to explore for new shale gas deposits below the hypsometric level.

On the other hand, the irregular dispersion of organic matter maturation in the DDD necessitates further detailed research, namely, into mapping potentially prospective areas of gas generation.

Keywords: vitrinite, organic matter, hydrocarbons, Dnieper-Donets Depression.

В. Михайлов, д-р геол. наук, проф., vladvam@gmail.com

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

Геологический факультет, ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

А. Емец, д-р геол. наук, вед. науч. сотрудник

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененко НАН Украины,

пр. Палладина, 34, г. Киев-142, Украина, 03680

УРОВЕНЬ ДОЗРЕЛОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВОЙ ОТКРЫТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕТРАДИЦИОННОГО ГАЗА

В статье приведены результаты исследования витринита из керна глубоких скважин в осадочных толщах девона и карбона, перспективных в отношении нефтегазоносности, площадей восточной и западной частей Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) в связи с проблемой поисков месторождений углеводородов нетрадиционного типа. Проведены микроскопические исследования по идентификации органического вещества и систематические замеры отражательной способности витринита. Витринит в отложениях впадины представлен различными типами мацерал, однако преобладает рассеянный витродетритин. Замеры отражательной способности витринита с различных площадей ДДВ показывают высокую дисперсию значений среднего отражения – от 0,5 до 7,0%. Она характеризует различный уровень зрелости органического вещества и, соответственно, различную способность генерировать углеводороды. Однако, в целом, наблюдается закономерный тренд роста отражательной способности витринита с глубиной, что отражает постепенное повышение зрелости органического вещества от молодых отложений до древних и рост температуры, обусловленный температурным градиентом. Недостаточно созревшее для генерации значительного количества газоподобных углеводородов органическое вещество характерно для отложений ДДВ на глубинах до 3000 м. Однако, уже начиная с глубин 2100–2300 м среднее значение отражательной способности на локальных участках повышается до значений, которые характеризуют уровень зрелости органического вещества, достаточный для генерации жирного и сухого газа. Сделан вывод про увеличение перспективности отложений в отношении открытий месторождений сланцевого газа глубже этих гипсометрических отметок. В то же время наблюдается неравномерная степень зрелости органического вещества по территории ДДВ, что обуславливает необходимость постановки более детальных исследований с картированием потенциально перспективных участков возможной газогенерации.

Ключевые слова: витринит, органическое вещество, углеводороды, Днепровско-Донецкая впадина.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 555.491.5(571.121)

Азиз Амджади, асп.,
кафедра гидрогеологии, геолого-географический факультет,
Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина,
пл. Свободы, 4, г. Харьков, Украина
Д. Чомко, канд. геол. наук, доц.,
E-mail: Chomko@univ.kiev.ua,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
Геологический факультет, ул. Владимирская, 60, г. Киев, 01601, Украина

ПРИМЕНЕНИЕ КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ УЧАСТКОВ ГРУНТОВЫХ ВОД СО СХОДНЫМ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ В ШИРАЗСКОЙ И ХОРРАМАБАДСКОЙ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ ИРАНА

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

Грунтовые воды Ширазской межгорной впадины широко используются как для водоснабжения, так и для полива сельскохозяйственных культур, в промышленности и других целей. В настоящее время планируется более широко использовать и грунтовые воды Хоррамабадской впадины.

Выделение на больших территориях участков грунтовых вод со сходным химическим составом с использованием большого количества химических элементов и соединений (10 и более) очень трудная задача.

При этом химический состав подземных вод является конечным продуктом воздействия не одного, а целой совокупности природных и техногенных процессов. Влияние этих процессов в подземных водах сказывается на взаимосвязанном изменении содержания химических компонентов и на характере связей между ними. Однако, эти связи в наблюдаемых компонентах подземных вод в "чистом виде" не сохраняются и фактически являются конечным результатом действия всей совокупности процессов. Нами предложен новый способ, который базируется на использовании кластерного анализа. Применение этого анализа позволяет находить в разных районах и участках грунтовые воды со сходным химическим составом и оконтуривать их. Это позволит выявить подобия или различия условий питания и разгрузки, процессов, определяющих формирование химического состава грунтовых вод, их возможного загрязнения и истощения, разработать мероприятия по их предотвращению. Метод опробован при исследовании химического состава грунтовых вод Ширазской и Хоррамабадской межгорных впадин Ирана.

По результатам кластерного анализа первой матрицы (Ширазская межгорная впадина) и второй матрицы (Хоррамабадская межгорная впадина) построены диаграммы расстояний объединения по шагам и, собственно, сами дендрограммы. После обработки результатов кластерного анализа сделаны следующие основные выводы: 1. в Ширазской межгорной впадине нами выделено три участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к первому кластеру, два участка – ко второму кластеру, три – к третьему, два – четвертому и один – к пятому кластеру; 2. в Хоррамабадской межгорной впадине нами выделено два участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к первому кластеру, три – ко второму, два – к третьему, четыре к четвертому и по одному к пятому и шестому кластерам; 3. при обнаружении любого изменения химического состава грунтовых вод в Ширазской межгорной впадине можно судить об аналогичных изменениях и в Хоррамабадской впадине и наоборот; 4. кроме того этим методом можно пользоваться для районирования грунтовых вод по химическому составу.

Ключевые слова: Иран, Ширазская и Хоррамабадская межгорные впадины, участок, грунтовые воды, сходный химический состав, кластерный анализ.

Постановка проблемы. Грунтовые воды Ширазской межгорной впадины широко используются как для водоснабжения, так и для полива сельскохозяйственных культур, в промышленности и других целей. Грунтовые воды впадины в зоне питания имеют минерализацию до 1 г/дм³, а в зоне разгрузки минерализация заметно повышается, что связано с континентальным засолением и антропогенным загрязнением (загрязнителями в данном случае выступают: удобрения, отходы химического производства, отливы из шахт и др.). Грунтовые воды в зоне питания имеют сульфатно-хлоридный кальциево-магниевый состав, удовлетворяющий питьевым нормам. Тип воды на северо-западе и на юго-востоке впадины гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Грунтовые воды содержат также тяжелые металлы.

В настоящее время планируется использовать более широко также и грунтовые воды Хоррамабадской впадины.

Анализ публикаций и определение не решенных проблем.

Геологическое строение и гидрогеологические условия Хоррамабадской межгорной впадины изучались иранскими фирмами: (Сангаб, 1980 г, 2010 г); (Абкав, 1970 г); (NKRC, 1995 г, 1997 г) [3, 5]. Этими фирмами были построены геологическая и гидрогеологическая карты, изучен химический состав грунтового водоносного горизонта, определены гидрогеологические параметры водоносного горизонта. Большой вклад в изуче-

ние гидрогеологических условий Хоррамабадской межгорной впадины внесла кафедра гидрогеологии МГУ (В.М. Шестаков) [11]

Фирмы Сангаб (2010 г), Абкав (1980 г), NKRC (1991 г, 1996 г, 1997 г), Махабкодс (1975 г) и Параб (1993 г, 1997 г) [2-5] изучали геологическое строение и гидрогеологические условия, химический состав и гидрогеологические параметры грунтовых вод Ширазской межгорной впадины. Результаты этих исследований нашли свое отражение в таких публикациях: Джедемз и Виндс, Штеклин, Веллз, Кент, Сетудения и Алави [12, 14].

Выделение участков грунтовых вод со сходным химическим составом в Ширазской и Хоррамабадской межгорных впадинах не проводилось.

Нами предложен новый способ выделения участков грунтовых вод со сходным химическим составом, который базируется на использовании кластерного анализа.

Вопросу применения кластерного анализа для исследования химического состава подземных вод посвящены работы Д.С. Девиса, К.Г. Искенрога, И.К. Решетова, Д.Ф. Чомко, Ф.В. Чомко, Г.Х. Сейфэльдина, В.Г. Таранова и др. [1, 6-10].

Применение этого анализа позволяет находить в разных районах и участках грунтовые воды со сходным химическим составом и оконтуривать их. Это позволит выявить подобия или различия условий питания и разгрузки, процессов, определяющих формирование химического состава грунтовых вод, их возможного загряз-

знания и истощения, разработать мероприятия по предотвращению последних.

Отчета по вопросу применения кластерного анализа для определения сходства химического состава подземных вод в Иране нет.

Цель исследований. Для определения сходства химического состава подземных вод разных районов и водоносных горизонтов в настоящее время используются различные аналитические методы и математическое моделирование. Но эти методы используют массивы данных с очень малым количеством данных. В настоящее время для этих целей все чаще применяются методы многомерного статистического анализа [1, 6-10].

Эти методы являются одними из самых эффективных средств выявления закономерностей, скрытых в больших массивах данных, поскольку в гидрогеологии, как правило, отсутствует возможность непосредственного их наблюдения и измерения. О них можно судить лишь по конечным результатам проявления процессов, отражающихся в значениях различных характеристик, например в химическом составе вод.

Химический состав подземных вод является конечным продуктом воздействия не одного, а целой совокупности природных и техногенных процессов (условий питания и разгрузки, ионного обмена, антропогенного загрязнения и т.д.). Влияние этих процессов в подземных водах сказывается на взаимосвязанном изменении содержания химических компонентов и на характере связей между ними. Однако, эти связи в наблюдаемых компонентах подземных вод в "чистом виде" не сохраняются. Корреляционные зависимости между наблюдаемыми значениями переменных фактически являются конечным результатом действия всей совокупности процессов.

В условиях ненарушенного стока любой водоносный горизонт представляет собой сбалансированную систему.

Критерием оценки близости химического состава разных вод предлагается евклидово расстояние в n -мерном пространстве. Этот показатель вычисляется для любого количества гидрохимических компонент. Кластерный анализ выполняется по агломеративной

иерархической процедуре с построением дендрограммы (одномерного графа), изображающего взаимные связи между объектами. Сущность агломеративной кластерной процедуры состоит в вычислении функции расстояния между всеми парами объектов и объединении на каждом шаге той пары объектов, для которой достигается минимум евклидова расстояния. Это позволяет в структуре евклидова пространства выделить несколько кластеров, в которые объединяются воды сходного химического состава, т.е. объединение проб воды, близких по химическому составу.

Методика проведения кластерного анализа и основные его формулы приведены в работах [6, 7, 1, 8, 9 и 10].

Для реализации этой методики использованы данные химических анализов грунтовых вод, расположенных в разных местах Ширазской и Хоррамабадской межгорных впадин. Определения химического состава грунтовых вод выполнены в одной аккредитованной лаборатории в Тегеране на один тот же момент времени (июль).

Для расчетов принимались следующие показатели химического состава грунтовых вод: Ca, Mg, Na, HCO_3 , SO_4 , Cl, pH, минерализация, Cd, Co, Ba, Cu, Mo, Ni, Pb, Zn и Fe. Таким образом, каждый из 61 химического анализа грунтовых вод интерпретируется как точка в 17-ти мерном пространстве.

Результаты химического состава грунтовых вод, приведенные в таблицах 1 и 2, запишем в виде матрицы и проведем кластерный анализ.

Первая матрица (Ширазская долина) содержит химические анализы грунтовых вод из 23 скважин и 6 источников, вторая (Хоррамабадская долина) – из 14 скважин и 18 источников. Они охарактеризованы 17-ю химическими элементами и соединениями.

Основные результаты кластерного анализа. Кластерный анализ выполнялся по программе CLUSTER, разработанной на кафедре гидрогеологии Харьковского национального университета имени В.Н. Каразина. Кластерный анализ химического состава вод выполнялся по способу "полной связи". Способы "ближнего" и "дальнего соседа" дают сходные результаты.

Диаграмма расст. объединения по шагам

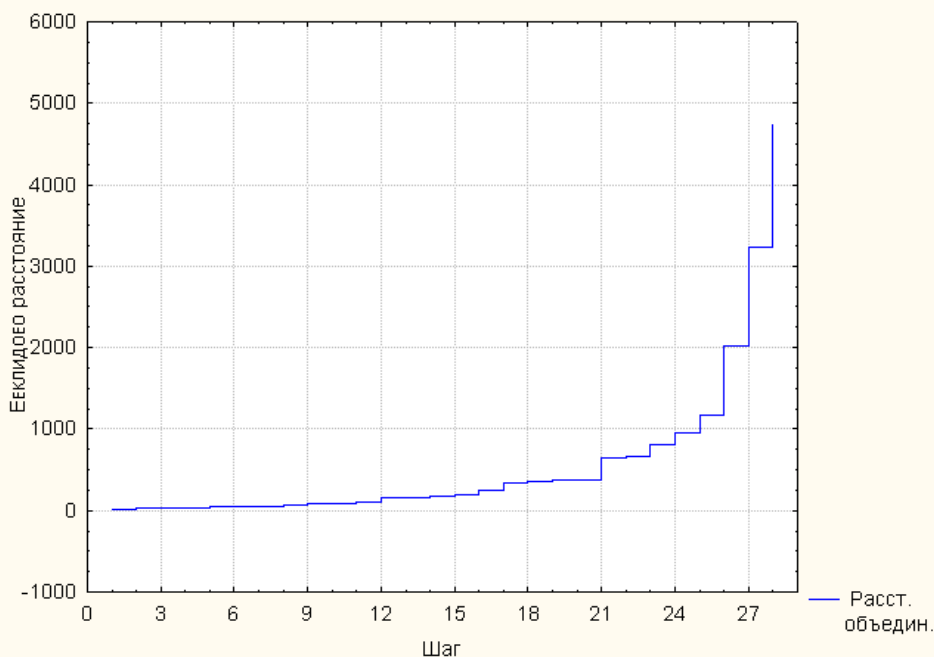


Рис. 1. Диаграмма расстояний объединения по шагам (Ширазская впадина)

Ширазская межгорная впадина

По результатам кластерного анализа первой матрицы построена диаграмма расстояний объединения по шагам (рис. 1), и дендрограмма (рис. 2).

На рис. 1 видно, что объединение всех химических составов грунтовых вод произошло за 29 шагов. Минимальное расстояние объединения (евклидовое расстояние) на первом шаге равно 0,000 и максимальное – 4750,28 на последнем двадцать девятом шаге. Основное количество химических анализов (21) объедини-

лось между собою на расстояниях от 0,000 до 375,012. Это, по нашему мнению, свидетельствует об однородности химического состава грунтовых вод, отобранных в Ширазской впадине.

На дендрограмме (рис. 2) видно, что в результате кластерного анализа все химические анализы грунтовых вод из скважин и источников, расположенных на различных участках Ширазской межгорной впадины, разбиты на пять кластеров (групп), которые в свою очередь распадаются на более мелкие подгруппы.

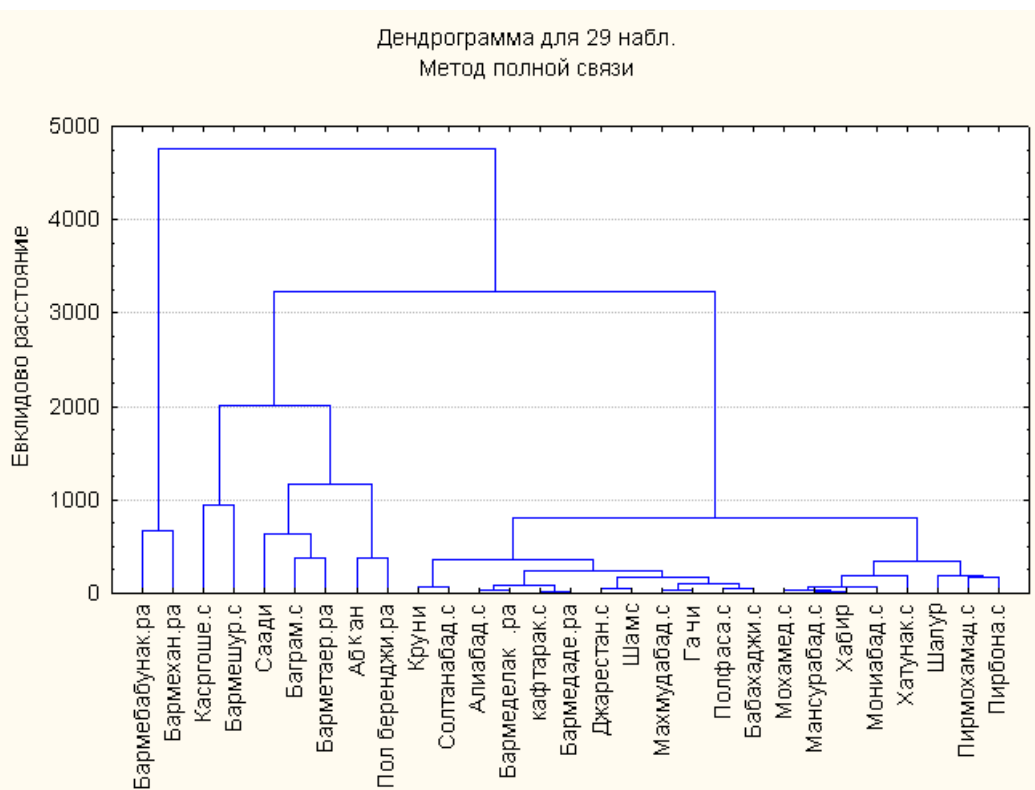


Рис. 2. Дендрограмма объединения 29 анализов химического состава грунтовых вод (17 химических элементов и соединений)

Первый кластер состоит из 2-х подкластеров (подгрупп).

В *первом подкластере* объединены анализы химического состава грунтовых вод, отобранных из 3 скважин (Пирона, Пирмохамад, Шамс), отобранных на разных участках Ширазской межгорной впадины. Объединение этих анализов произошло на очень малых евклидовых расстояниях (от 180,185 до 187,453).

Во *2-й подкластер* объединены анализы химического состава грунтовых вод, отобранных из 5 скважин (Хатунак, Монибад, Хабур, Мансурабад, Мохамед). Объединение этих анализов произошло на очень малых евклидовых расстояниях (от 0,0 до 184,673). Объединение этих двух подкластеров в первый кластер произошло на евклидовом расстоянии 370,043. Анализ евклидовых расстояний, на которых произошло объединение химических анализов грунтовых вод Ширазской впадины в первом кластере, свидетельствует об их большой близости.

Все скважины первого подкластера расположены в Карабахской впадине.

Три скважины второго подкластера расположены у подножья горы Дара и одна скважина (Мохамед) нахо-

дится в долине р. Хошкруд, протекающей в Ширазской впадине.

Таким образом, нами выделено три участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к первому кластеру (рис. 3).

Во *втором кластере* объединены химические составы проб грунтовых вод, отобранных из 10-и скважин и 2-х источников на разных участках Ширазской впадины.

Второй кластер состоит из трех подкластеров (подгрупп) (рис. 2).

В *первый подкластер* входят пробы грунтовых вод из скважин Бабахаджи, Полфаса, Гачи, Махмудабад, Шамс, Джарестан. Объединение этих химических составов произошло на очень малых евклидовых расстояниях (от 0,000 до 120,717).

Во *второй подкластер* входят пробы грунтовых вод из скважин Кафтарак, Алибад, и источники Бармедаде и Бармеделак. Объединение этих химических составов произошло на очень малых евклидовых расстояниях (от 0,000 до 50,01).

В *третий подкластер* входят пробы грунтовых вод из скважин Солтанабад, Круни. Объединение этих химических составов произошло также на очень малом евклидовом расстоянии (68,77).

Грунтовые воды, относящиеся ко второму кластеру, располагаются на двух участках с одинаковым химическим составом грунтовых вод. Первый участок находится в долине р. Бабахаджи у подножья гор Султанабад, а второй участок выделяется у подножья гор Кафтарак в долине р. Хошкруд.

Таким образом, нами выделено два участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся ко второму кластеру (рис. 3).

Третий кластер состоит из двух подкластеров (рис. 2). В *первом подкластере* произошло объединение химических составов грунтовых вод из скважины Абкан и источника Пол беранджина на евклидовом расстоянии 402,541.

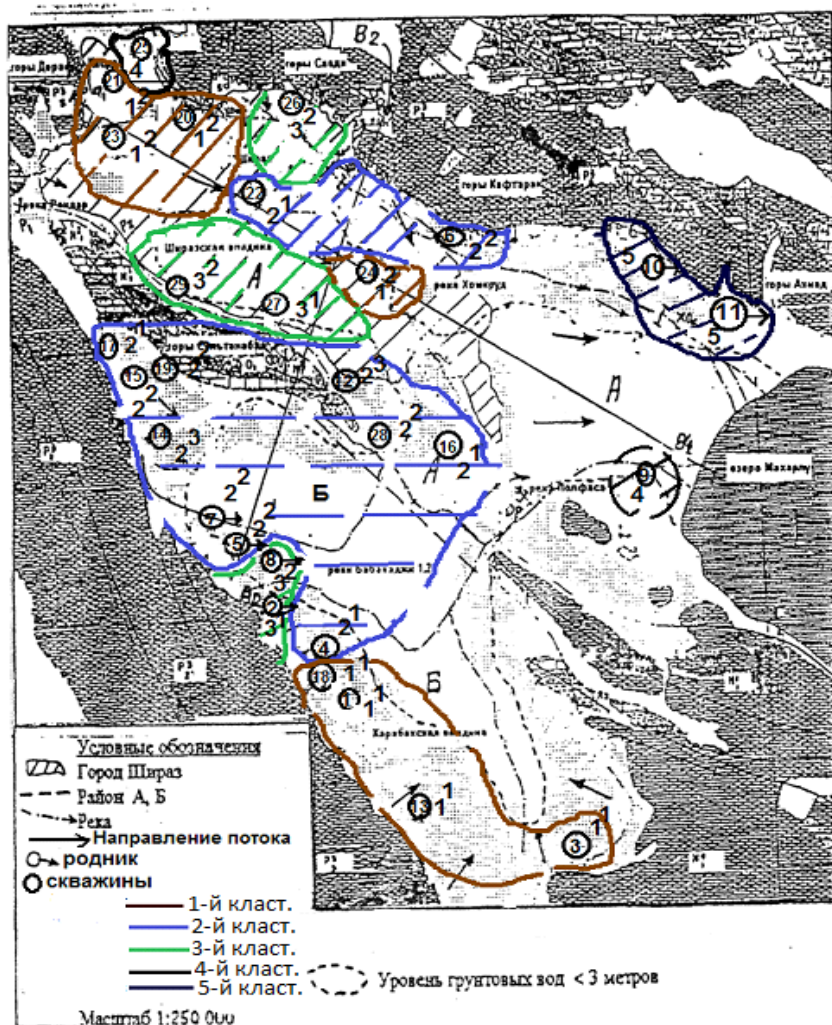


Рис. 3. Гидрогеологическая карта Ширазской межгорной впадины

Во *второй подкластер* входят пробы грунтовых вод из источника Бартметаер и скважин Абхан и Саади, которые объединились на евклидовом расстоянии 754,064.

Первый и второй подкластеры объединяются между собой на евклидовом расстоянии 1206,754.

Грунтовые воды, относящиеся к третьему кластеру, располагаются на трех участках с одинаковым химическим составом грунтовых вод. Первый участок находится в долине р. Бабахаджи у подножья гор Султанабад, второй участок выделяется у подножья горного массива Загрос в долине реки Рахдар, на третьем участке у подножья горы Саади располагается одна скважина Саади.

Четвертый кластер состоит из химических анализов грунтовых вод скважин Бармешур и Карсгоше, которые объединяются на евклидовом расстоянии 954,08 (рис. 2). Скважина Бармешур находится в долине р. Полфаса недалеко от озера Махарлу, а скв. Карсгоше находится на севере Ширазской долины, между горами Саади и Дарак.

Третий и четвертый кластеры объединяются между собой в один кластер на евклидовом расстоянии 2005,087, который объединяется с первыми двумя на расстоянии 3236,512. Это свидетельствует о том, что химические составы грунтовых вод, входящие в эти кластеры, сильно отличаются от химического состава грунтовых вод первых кластеров. К **пятому кластеру** относятся химические составы проб двух источников Бармехан и Бармебабунак (рис. 2), которые находятся у подножья гор Кафтарак и Ахмад.

Пятый кластер примыкает к остальным кластерам на очень большом расстоянии 4753,095. По нашему мнению, воды этих двух источников имеют совсем иную природу.

Хоррамабадская межгорная впадина

По результатам кластерного анализа второй матрицы построена диаграмма расстояний объединения по шагам (рис. 4), и дендрограмма (рис. 5).

На рис. 4 видно, что объединение всех химических анализов грунтовых вод произошло за 32 шага. Минимальное расстояние объединения (евклидовое расстояние) на первом шаге равно 0,000 и максимальное – 4275,257 на последнем тридцать втором шаге. Основное количество анализов (28) объединилось между собой на расстояниях от 0,000 до 495,264. Это, по нашему мнению, свидетельствует об однородности химического состава грунтовых вод, отобранных в Хоррамабадской впадине.

На дендрограмме (рис. 5) видно, что в результате кластерного анализа все химические анализы грунтовых вод из скважин и источников, расположенных на различных участках Хоррамабадской межгорной впадины, разбиты на шесть кластеров (групп), которые в свою очередь распадаются на более мелкие подгруппы.

Первый кластер состоит из 2-х подкластеров (подгрупп).

В *первом подкластере* объединены анализы химического состава грунтовых вод, отобранных из 4 скважин (Рашид-Дарани, Насерванд, Алиабад, Дарбанд,) и 1 источника (Сарабгорчи), отобранных на разных участках Хоррамабадской межгорной впадины. Объединение этих анализов произошло на очень малых евклидовых расстояниях (от 0,000 до 129,373).

Во *2-й подкластере* объединены на евклидовом расстоянии 102,36 анализы химического состава грунтовых вод, отобранных из двух источников Самше черагали и Чешметала. Эти источники выходят из карста.

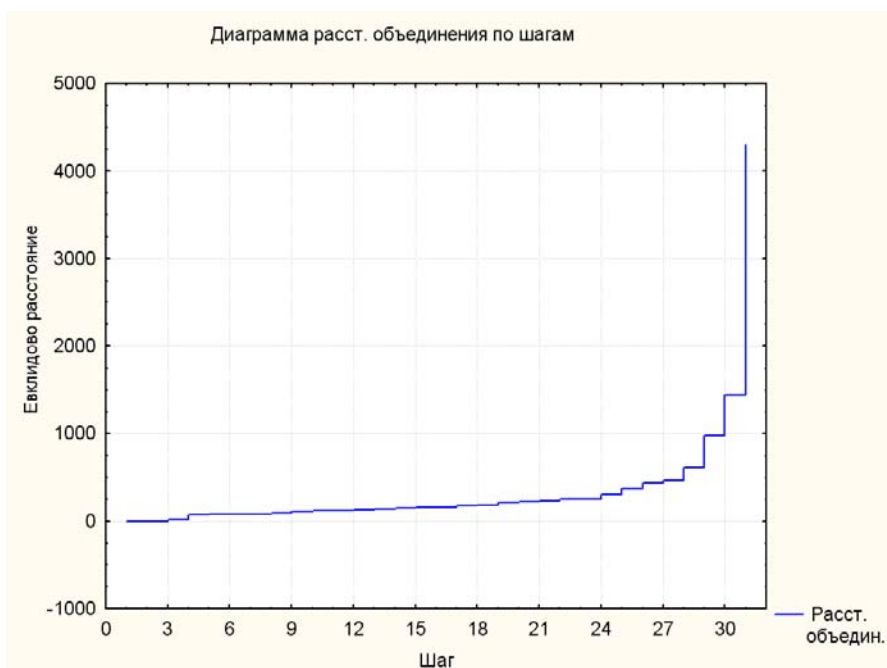


Рис. 4. Диаграмма расстояний объединения по шагам (Хоррамабадская впадина)

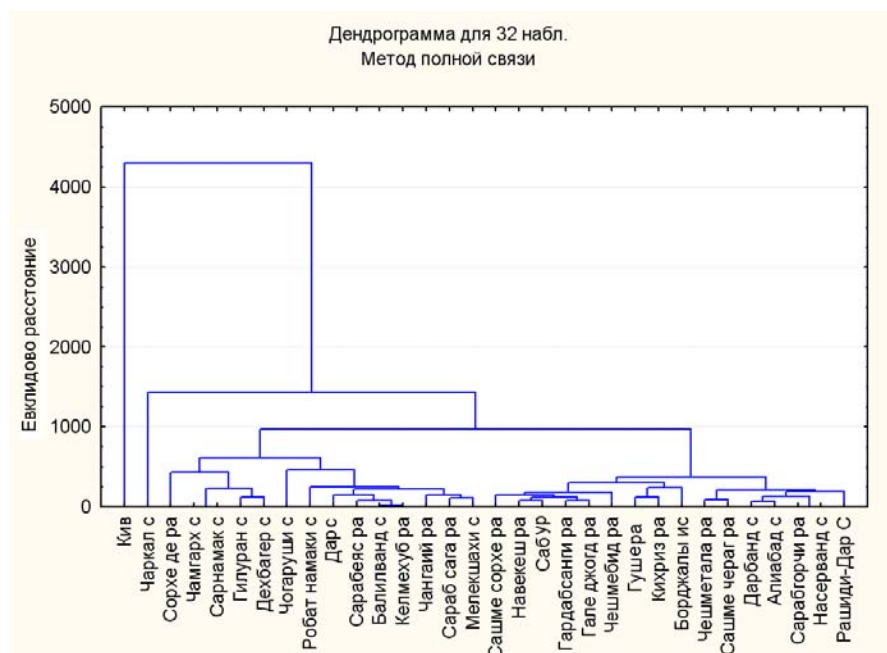


Рис. 5. Дендрограмма объединения 32 анализов химического состава грунтовых вод (17 химических элементов и соединений)

Объединение этих двух подкластеров в первый кластер произошло на евклидовом расстоянии 239,403. Анализ евклидовых расстояний, на которых произошло объединение химических анализов грунтовых вод Хоррамабадской впадины в первом кластере, свидетельствует об их большой близости.

Все скважины первого подкластера расположены в юго-западной части Хоррамабадской впадины. И только один источник Сашме черагали находится в северной части впадины.

Таким образом, нами выделено два участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к первому кластеру (рис. 6).

Второй кластер состоит из двух подкластеров (подгрупп) (рис. 5).

В *первый подкластер* входят химические составы проб грунтовых вод из источников Борджалы, Кахриз и Гуше, которые объединились между собой на малом евклидовом расстоянии 250,265. Эти источники расположены в западной части впадины.

Во *второй подкластер* входят пробы грунтовых вод из источников Чешмебид, Гале джогд, Гардабсанги, Навакеш, Сашме сорхе и скважины Сабур на малом евклидовом расстоянии 241,712.

Объединение этих двух подкластеров во второй кластер произошло на евклидовом расстоянии 297,548. Анализ евклидовых расстояний, на которых произошло объединение химических анализов грунтовых вод Хоррамабадской впадины во втором кластере, свидетельствует об их большой близости.

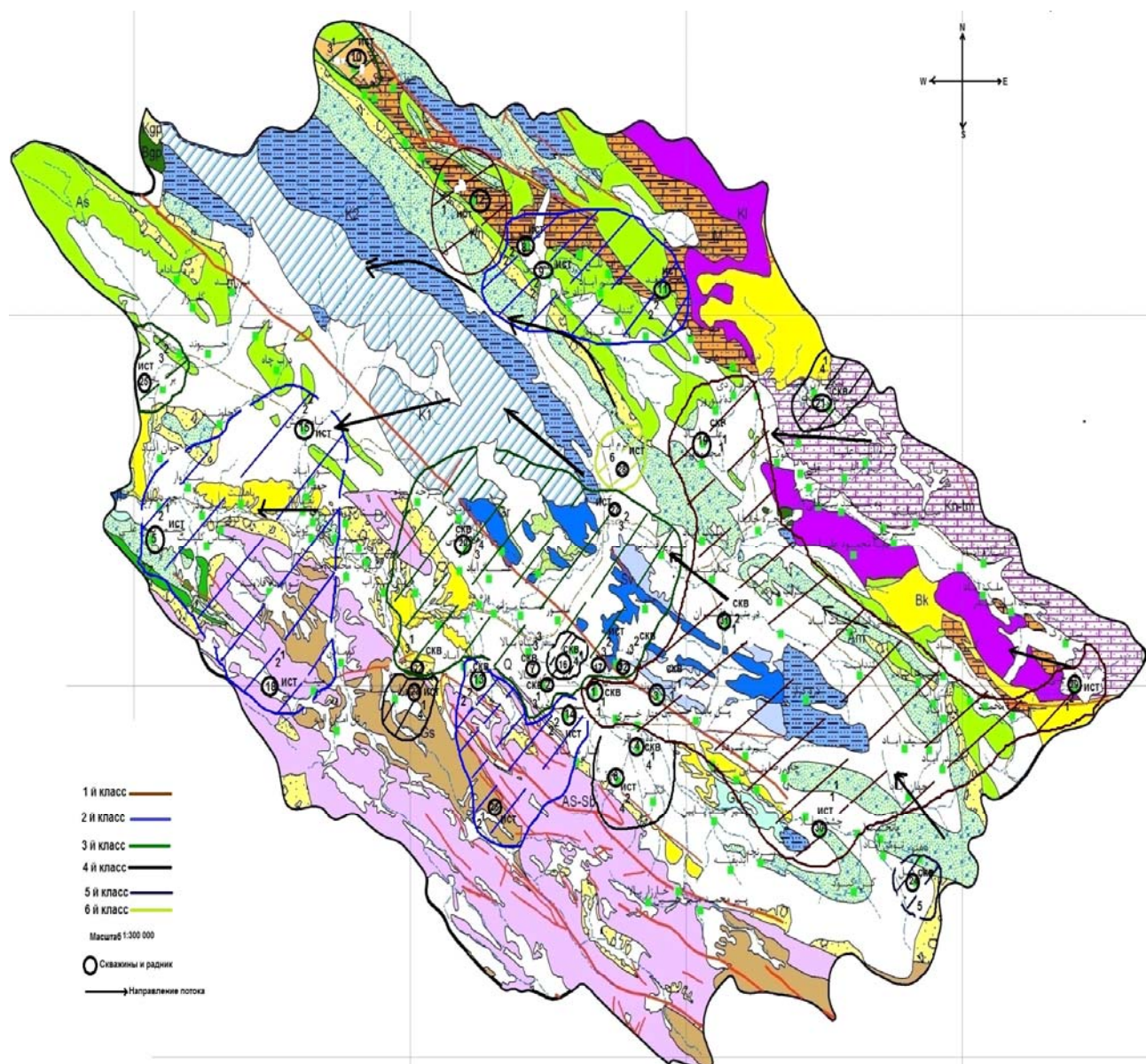


Рис. 6. Гидрогеологическая карта Хоррамабадской межгорной впадины

Источники Чешмебид, Гале джогд и Гардабсанги на участке, который находятся в северной части впадины, источники Борджалы, Навакеш и Кихриз – на участке в западной части впадины, а источники Сашме сорхе, Гардабсанги и скважина Сабур, расположены на участке в южной части впадины. Таким образом, нами выделено

три участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся ко второму кластеру (рис. 6).

Третий кластер состоит из четырех подкластеров (рис. 5). В *первом подкластере* произошло объединение химических составов проб грунтовых вод из двух источников Сараб саха, Чангаий и скважины Мелекша-

хи, которые объединились между собой на малом евклидовом расстоянии 131,431.

Во *втором подкластере* объединились химические составы проб грунтовых вод из трех источников Келмехуб, Сарабеяс, Доре и скважины Балилванд на близком евклидовом расстоянии 134,131.

Эти два подкластера объединились между собой на евклидовом расстоянии 246,655. К ним на евклидовом расстоянии 250,065 примыкает химический состав пробы воды из скважины Робат намаки (*третий подкластер*). К этим пробам на евклидовом расстоянии 489,785 примыкает химический состав проб воды из скважины Чогаруши (четвертый подкластер).

Все источники и скважины третьего кластера расположены на участке в центре Хоррамабадской межгорной впадины и только источник Доре находится на востоке этой впадины. Таким образом, нами выделено два участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к третьему кластеру (рис. 6).

Четвертый кластер состоит из химических анализов проб грунтовых вод из 3-х скважин (Дехбагер, Гилюран, Сарнамак) и источников Чамгарх и Сорхе де. Химические анализы проб из скважин объединились на евклидовом расстоянии от 0,0 до 248,91. К ним на евклидовом расстоянии 416,72 присоединился химический анализ пробы воды из источника.

Четвертый кластер объединяется с третьим на евклидовом расстоянии 602,851, которые в свою очередь объединяются с первым и вторым кластерами на евклидовом расстоянии 989,218.

Скважина Дехбагер и источник и Сорхе де этого кластера расположены на участке в южной части впадины, скв. Сарнамак расположена на участке, который находится в северо-западной части, источник Чамгарх находится на юго-восточном участке, а скв. Гилюран в центральной части Хоррамабадской впадины и окружена скважинами третьего кластера.

Таким образом, нами выделено четыре участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к четвертому кластеру (рис. 6).

К **пятому кластеру** относится химический состав проб воды из скв. Чаркал, который на евклидовом большом расстоянии (1386,12) объединяется с первыми четырьмя кластерами. Эта скв. находится на участке в юго-западной части Хоррамабадской впадины.

Химический состав пробы воды из источника Кив на очень большом евклидовом расстоянии (4079,0) объединяется с остальными кластерами. Этот источник расположен в центральной части впадины. Это свидетельствует о том, что химический состав вод этого источника резко отличается от остальных химических анализов и имеет совсем другую природу.

Основные выводы:

а) Анализ евклидовых расстояний, на которых произошло объединение химических составов грунтовых вод первого и второго кластеров, свидетельствует об их большой близости как в Ширазской так и Хоррамабадской межгорных впадинах.

б) Пробы грунтовых вод третьего кластера по химическому составу немного отличаются от проб первого и второго кластеров. Они объединяются между собой на немного большем евклидовом расстоянии, чем расстояние, на которых происходит объединение химических анализов первого и второго кластеров.

в) Химический состав грунтовых вод четвертого кластера довольно сильно отличается от химического состава вод, входящих в первые три кластера.

г) Пятый и шестой кластеры состоят из трех различных подкластеров, химический состав грунтовых вод которых резко отличается друг от друга и от химического состава вод, входящих в первые четыре кластера. Эти грунтовые воды сильно загрязнены и находятся в зоне разгрузки, где минерализация заметно повышается, что связано с континентальным засолением и антропогенным загрязнением (удобрения, отходы химического производства и отливы из шахт).

Из приведенного выше анализа можно сделать выводы, что кластерный анализ позволяет:

- определять сходство и различия химического состава грунтовых вод;

- при обнаружении любого негативного изменения химического состава грунтовых вод в Ширазской межгорной впадине можно судить об аналогичных изменениях и в Хоррамабадской впадине и наоборот.

- выделять участки со сходным и различным химическим составом грунтовых вод и оконтуривать их;

- в Ширазской межгорной впадине нами выделено три участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к первому кластеру, два участка – ко второму кластеру, три – к третьему, два – четвертому и один – к пятому кластеру;

- в Хоррамабадской межгорной впадине нами выделено два участка грунтовых вод очень близкого химического состава, относящихся к первому кластеру, три – ко второму, два – к третьему четыре к четвертому и по одному к пятому и шестому кластерам;

- по нашему мнению при регулярном распределении пунктов опробования (например, при гидрогеологических съемках) этим методом можно пользоваться для районирования грунтовых вод по химическому составу.

Список використаної літератури:

1. Амджади Азиз, (2013). Сравнительная характеристика химического состава грунтовых вод Ширазской и Хоррамабадской межгорных впадин Ирана. Вісник Харк. нац. ун-ту ім. В.Н. Каразіна. Харків: ФОРП "Петрова", 1084, 22-31.
- Aziz Amjadi, (2013). Comparative description of chemical composition of subsoil waters of Shurazskaya and Horemabadskaya of intermountain cavities of Iran. *Bulletin Khark. natsion. univer. im V.N. Karazina. Kharkiv: FOP "Petrova"*, 1084, 22-31 (In Russian).
2. Геологический и гидрогеологический отчеты, (1996). Ширазская впадина. фирма Махабкодс, Тегеран, 393. Geological and hydrogeological reports, (1996). Shyrazskaya cavity. firm Makhabkods, Teheran, 393.
3. Геологический отчет, (1996). №420-327-859. National Karst Research Center (NKRC). Geological report, (1996). №420-327-859. *National Karst Research Center (NKRC)*.
4. Геологические отчеты Ирана, (1980-1987). Geological reports of Iran, (1980-1987).
5. Гидрохимический отчет, (1994). Фирма Параб. – Кучмешкиан, М. Hydrochemical report, (1994). *Firm Parab. - Kuchmeshkian, M.*
6. Девис Д.С., (1990). Статистический анализ данных в геологии / пер. с англ. М.: Недра, 319.
- Devis D., (1990). A statistical analysis of data in geology. *M.: "Nedra"*, 319 (In Russian).
7. Искенрог К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А., (1980). Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 223. Iskenrog K., Klovani D., Reiment P., (1980). Geological factor analysis. *L.: "Nedra"*, 223 (In Russian).
8. Чомко Д.Ф., Решетов И.К., Чомко Ф.В., Чомко Р.Ф., (2002). Многомерный статистический анализ при исследовании техногенного загрязнения подземных вод. Геологический журнал, 2, 73-80.
- Chomko F.V., Reshetov I.K., Chomko D.F., Chomko R.F., (2002). Multidimensional statistical analysis at research of technogenic contamination of underwaters. *Geological Journal IGN NAN of Ukraine*, 2, 73-80 (In Russian).
9. Чомко Ф.В., Решетов И.К., Чомко Д.Ф. та ін., (2004). Багатомірний статистичний аналіз в гідрогеології: Навч. посібник. К.: Видавничий центр Київ. нац. ун-ту, 114.
- Chomko F.V., Reshetov I.K., Chomko D.F. et al., (2004). The Multidimensional statistical analysis in a hydrogeology. Train aid. *K.: The Publishing center Kyiv. natsion. univer.*, 114 (In Ukrainian).
10. Чомко Ф.В., Чомко Д.Ф., Грицюта В.Ю., Таранов В.Г., Сельфэльдін Г.Х., (2012). Опыт применения кластерного анализа при исследо-

вании набухающих грунтов Судана. Вісник Харк. нац. ун-ту ім. В.Н. Каразіна. Харків: ФОП "Петрова", 1033, 124-133.

Chomko F.V., Chomko D.F., Gritsyuta V.Yu., Taranov V.G., Selfeldin G.Kh., (2012). Experience of application of cluster analysis at research of turgescient soils of Sudan. *Bulletin Khark. natsion. univer. im V.N. Karazina. Kharkiv: FOP "Petrova"*, 1033, 124-133 (In Russian).

11. Шестаков В.М., Марин Ю.М., (1996). Формирование повышенной жесткости в зоне разгрузки грунтовых вод конусов выноса в Иране. Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. М., 4, 91-95.

Shestakov V.M., Marin Yu.M., (1996). Forming of enhanceable inflexibility in the zone of unloading of subsoil waters of cones of bearing-out in Iran. *Bulletin MGU. vol. 4. Geology. M., 4, 91-95* (In Russian).

12. Штейнклин Й., (1984). Тектоника Азии. Доклад. Международный Геологический конгресс. М., 5, 53-68.

Lecture of Shteiklin Y., (1984). Tectonics of Aziya. International Geological congress. M., 5, 53-68.

13. Bower H., (1978). Groundwater hydrology.

14. Mathematical model application in Ground-water Studies of Iran., (1997). *Ground Water*, 17, 4.

Надійшла до редакції 20.06.14

Aziz Amjadi, Postgraduate Student
Geology and Geography Faculty
V.N. Karazin Kharkiv National University
4, Svobody Sq., Kharkiv, 61022, Ukraine
D. Chomko, Cand. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.,
E-mail: Chomko@univ.kiev.ua
Geological Faculty Taras Shevchenko National University of Kyiv
60 Volodymyrska Str., Kyiv, 01601, Ukraine

CLUSTER ANALYSIS IN DETERMINING SUBSOIL WATER AREAS OF SIMILAR CHEMICAL COMPOSITION IN SHYRAZ AND HORAMABAD INTERMOUNTAIN TROUGHS OF IRAN

Ground waters of Shyraz Intermountain Trough are widely used for water-supply, watering crops, in industry, and for other purposes. It is currently being planned to make extensive use of ground waters of the Horamabad Trough.

Discriminating large areas of ground waters of similar chemical composition and compounds containing over 10 elements is becoming a challenging task.

Chemical composition of ground waters results from a number of natural and anthropogenic processes, which affect both interchange of chemical components and the nature of their bonds. However, these bonds do not remain unaffected, and are, virtually, the outcome of a number of processes.

We offer a new method that is based on the use of cluster analysis, the application of which will make it possible to discriminate ground waters of similar chemical composition in different areas.

This will enable both revealing similarities and differences in the processes of water supply and discharge, which define the chemical make-up of the ground waters, threats of pollution and depletion, and taking measures on ground water preservation.

The method was tested on sampling chemical composition of ground waters of Shyraz and Horamabad Intermountain Troughs in Iran.

Based on the cluster analysis data of the first matrix (Shyraz Intermountain Trough) and the second matrix (Horamabad Intermountain Trough) step-by-step diagrams of merging intervals are built, and dendrograms, namely.

The cluster analysis data being processed, the following conclusions can be made:

1. within Shyraz Intermountain Trough, there are discriminated three areas of ground waters bearing similar chemical composition in cluster 1; two areas located in cluster 2; three areas in cluster 3; two areas in cluster 4; and one area in cluster 5;

2. within Horamabad Intermountain Trough, there are discriminated two areas of ground waters bearing similar chemical composition in cluster 1; three areas located in cluster 2; two areas in cluster 3; four areas in cluster 4; and per one area in clusters 5 and 6, correspondingly;

3. changes in ground water chemical composition in Shyraz and Horamabad Intermountain Troughs are interdependent;

4. the method mentioned can be used for chemical zoning of the ground waters.

Keywords: Iran, Shyraz and Horamabad Intermountain Troughs, area, ground water, similar chemical composition, cluster analysis.

Азіз Амджаді, асп.,
кафедра гідрогеології, геолого-географічний факультет,
Харківський національний університет ім. В.Н. Каразіна,
пл. Свободи, 4, м. Харків, Україна
Д. Чомко, канд. геол. наук, доц.,
E-mail: Chomko@univ.kiev.ua,
кафедра гідрогеології та інженерної геології,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Геологічний факультет, вул. Володимирська, 60, м. Київ, 01601, Україна

ВИКОРИСТАННЯ КЛАСТЕРНОГО АНАЛІЗУ ДЛЯ ВИДІЛЕННЯ ДІЛЯНОК ГРУНТОВИХ ВОД ІЗ ПОДІБНИМ ХІМІЧНИМ СКЛАДОМ В ШИРАЗЬКІЙ І ХОРАМАБАДСЬКІЙ МІЖГІРСЬКИХ ВПАДИНАХ ІРАНУ

Грунтові води Ширазької міжгірської западини широко використовуються як для водопостачання, так і для поливу сільськогосподарських культур, в промисловості та інших цілей. Нині планується ширше використовувати і ґрунтові води Хоррамабадської западини.

Виділення на великих територіях ділянок ґрунтових вод зі схожим хімічним складом з використанням великої кількості хімічних елементів і зв'язань (10 і більше) є важким завданням.

При цьому хімічний склад підземних вод є кінцевим продуктом дії не однієї, а цілої сукупності природних і техногенних процесів. Вплив цих процесів в підземних водах позначається на взаємозв'язаній зміні вмісту хімічних компонентів і на характері зв'язків між ними. Проте, ці зв'язки в спостережуваних компонентах підземних вод в "чистому вигляді" не зберігаються і фактично є кінцевим результатом дії усієї сукупності процесів. Нами запропонований новий спосіб, який базується на використанні кластерного аналізу. Застосування цього аналізу дозволяє знаходити в різних районах і ділянках ґрунтові води з схожим хімічним складом. Це дозволить виявити подібність або відмінність умов живлення і розвантаження, процесів, що визначають формування хімічного складу ґрунтових вод, їх можливого забруднення і виснаження, розробити заходи по їх збереженню. Метод випробуваний при дослідженні хімічного складу ґрунтових вод Ширазької та Хоррамабадської міжгірських западин Ірану.

За результатами кластерного аналізу першої матриці (Ширазька міжгірська западина) і другої матриці (Хоррамабадська міжгірська западина) побудовані діаграми відстаней об'єднання по кроках і, власне, самі дендрограми.

Після обробки результатів кластерного аналізу зроблені наступні основні висновки: 1. у Ширазькій міжгірській западині нами виділені три ділянки ґрунтових вод дуже близького хімічного складу, що відносяться до першого кластеру, дві ділянки - до другого кластеру, три - до третього, два - четвертого і один - до п'ятого кластеру; 2. у Хоррамабадській міжгірській западині нами виділена дві ділянки ґрунтових вод дуже близького хімічного складу, що відносяться до першого кластеру, три - до другого, два - до третього, чотири до четвертого і по одному до п'ятого і шостого кластерів; 3. при виявленні будь-якої зміни хімічного складу ґрунтових вод в Ширазькій міжгірській западині можна судити про аналогічні зміни і в Хоррамабадській западині і навпаки; 4. цим методом можна користуватися для районування ґрунтових вод за хімічним складом.

Ключові слова: Іран, Ширазька і Хоррамабадська міжгірські западини, ділянка, ґрунтові води, подібний хімічний склад, кластерний аналіз.

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.3 (519.21)

З. Вижва, д-р фіз.-мат. наук, доц.,
E-mail: zoya_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

Геологічний факультет, вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

СТАТИСТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ШУМУ В БАГАТОВИМІРНІЙ ОБЛАСТІ ЗМІННИХ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЧАСТОТНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

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

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 навоколишнього 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 алгоритм чисельного моделювання реалізацій таких випадкових полів на основі модифікованих інтерполяційних розкладів Котельникова-Шеннона для генерування адекватних реалізацій шуму сейсмограм. В статті вивчаються дійснозначні випадкові поля - 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 оцінки середньоквадратичного наближення випадкових полів у просторі моделлю, побудованою на основі спектрального розкладу та інтерполяційної формули Котельникова-Шеннона. Розроблено 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 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 деталізації та регулярності.

Ключові слова: статистичне моделювання, спектральний аналіз, сейсмічний шум.

Вступ. У статті розглянуто задачу статистичного моделювання реалізацій випадкових полів із обмеженим спектром, які залежать від часу та задані у багатовимірній області змінних, для впровадження в сейсмологічні дослідження з потребами визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками. Побудовано модель та на основі оцінок похибок середньоквадратичного наближення таких випадкових полів цією моделлю сформульовано алгоритм для чисельного моделювання реалізацій полів, адекватних реалізаціям шуму сейсмограм.

Це є подальшим теоретичним узагальненням вирішених у роботах [4], [5], [6], [7], [8], [9] задач стосовно збільшення розмірності простору змінних, в якому зосереджена область визначення випадкових полів з обмеженим спектром. Такий напрям узагальнення важливо розвивати у зв'язку з необхідністю використовувати запропоновану методику статистичного моделювання для випадкових полів з обмеженим спектром, які залежать від часу та задані у багатовимірній області змінних, у якій, крім просторових координат, додаються величини розмірності один або кілька впливових параметрів.

На практиці важливо використовувати реалізації статистичного моделювання таких випадкових полів для виділення сейсмічного шуму, залежного від одного або кількох суттєвих параметрів, від зовнішнього впливу і для того, щоб отримати відповідні оцінки частотних характеристик геологічного середовища тривимірної області спостереження. Вказані оцінки необхідно враховувати при будівництві об'єктів різного призначення з метою забезпечення надійності споруд.

Як видно із джерел інформації (наприклад, [12], [14], [15], [16], [18] та ін.), моделі та алгоритми чисельного моделювання випадкових процесів та полів на основі розкладів в ряди Фур'є, Фур'є-Бесселя та в ряди по

синк-функціям (інтерполяційні формули Котельникова-Шеннона) використовуються в геологічних науках порівняно недавно.

В статті розглянуто перспективи застосування побудованих моделей та алгоритмів статистичного моделювання випадкових полів на основі розкладів в модифіковані інтерполяційні ряди Котельникова-Шеннона до задачі дослідження сейсмічного шуму, залежного від одного або кількох важливих параметрів, для потреб визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками у одно-, дво- або тривимірній області спостереження.

1. Модель та алгоритм

При статистичному моделюванні спостережених шумів сейсмограм, які залежать від одного або кількох важливих параметрів, рекомендується використовувати метод, розроблений на основі спектрального розкладу випадкових полів [13] та модифікованої теореми Котельникова-Шеннона для випадкових полів з обмеженим спектром, однорідних за часом та однорідних ізотропних за багатовимірними координатами.

Наведемо розроблену теорію, на основі якої сформульовано та доведено таку теорему.

1.1. Однорідні за часом та однорідні ізотропні за просторовими змінними випадкові поля

Розглядається $\xi(t, x), t \in R, x \in R^n$ – дійснозначне і неперервне в середньому квадратичному однорідне за часом t та однорідне ізотропне за іншими змінними випадкове поле на $R \times R^n$. Для такого поля виконуються наступні умови:

$$1) E\xi(t, x) = \text{const}, \forall t \in R, \forall x \in R^n \quad (\text{припустимо, що } E\xi(t, x) = 0),$$

$$2) E\xi(t, x)\xi(s, y) = B(t - s, \rho), \forall t, s \in R, \forall x, y \in R^n,$$

де $B(\tau, \rho)$ – кореляційна функція, яка залежить від зсуву часу $\tau = t - s$ та відстані між векторами x та y , тобто від ρ .

Відомо з [13, с. 11], що кореляційна функція випадкового поля $\xi(t, x)$ на $R \times R^n$ має вигляд:

$$B(t-s, \rho) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{i(t-s)u} Y_n(\lambda \rho) \Phi(du, d\lambda), \quad (1)$$

де $Y_n(z) = 2^{\frac{n-2}{2}} \Gamma\left(\frac{n}{2}\right) \mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}}(z) z^{-\frac{n-2}{2}}$, а $\Phi(du, d\lambda)$ – просторово-часова спектральна міра на борелівських множинах $(-\infty, +\infty) \times (0, +\infty)$, $\mathcal{J}_n(x)$ – функція Бесселя першого роду порядку n .

Також у [13, с. 11] наведено наступне твердження про спектральний розклад випадкового поля на $R \times R^n$.

Теорема 1. Неперервне в середньому квадратичному однорідне за часом, однорідне ізотропне за іншими змінними випадкове поле $\xi(t, x)$ на $R \times R^n$ можна подати у вигляді спектрального розкладу:

$$\xi(t, \rho, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m,n)} S'_m(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{itu} \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}(\lambda \rho)}{(\lambda \rho)^{\frac{n-2}{2}}} Z'_m(du, d\lambda), \quad (2)$$

де $(\rho, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ – сферичні координати точки x , $S'_m(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ – ортонормовані сферичні гармоніки

степеня m , число $h(m, n) = (2m + n - 2) \frac{(m + n - 3)!}{(n - 2)! m!}$ –

$$\varphi_{0,\gamma}(\rho) = \frac{1}{c_n} \gamma^2 \rho^{\frac{n-2}{2}} \mathcal{J}_{\frac{n}{2}}(\gamma \rho),$$

$$\varphi_{m,\gamma}(\rho) = \frac{1}{c_n \rho} \left[(m + n - 2) \rho \gamma \mathcal{J}_{\frac{m+n-2}{2}}(\gamma \rho) + S_{\frac{n-2}{2}, m+\frac{n-2}{2}-\rho}(\gamma \rho) - \gamma \rho \mathcal{J}_{\frac{m+n-2}{2}}(\gamma \rho) S_{\frac{n}{2}, m+\frac{n-2}{2}}(\gamma \rho) + 2^{\frac{n}{2}} \frac{\Gamma\left(\frac{m+n}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{m}{2}\right)} \right]$$

($m > 0$), $S_{\mu,\nu}(z)$ – функція Ломмеля.

Нехай $C_m^v(z)$ – многочлени Гегенбауера [2, с. 177], які визначаються генератрисою:

$$(1 - 2zt + t^2)^{-v} = \sum_{m=0}^{\infty} C_m^v(z) t^m, |t| < |z + \sqrt{z^2 - 1}|.$$

Будемо використовувати наступне твердження з теорії сферичних функцій.

Теорема додавання для сферичних гармонік: Нехай S_n – одинична сфера в n – вимірному евклідовому просторі, $(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ – сферичні координати точки $x \in S_n$. Для будь-яких двох точок x_1 та x_2 із S_n

$$\sum_{l=1}^{h(m,n)} S'_m(x_1) S'_m(x_2) = \frac{h(m,n) C_m^{\frac{n-2}{2}}(\cos \psi)}{\omega_n C_m^{\frac{n-2}{2}}(1)}, \quad (5)$$

де $\cos \psi$ – «кутова» відстань між точками x_1 та x_2 ,

а $\omega_n = \frac{2\pi^{\frac{n}{2}}}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)}$ – площа поверхні одиничної сфери S_n ,

а $C_m^v(1) = \frac{\Gamma(m+2v)}{m! \Gamma(2v)}$.

Отримаємо з виразу (1) за допомогою формули додавання для функцій Бесселя та теореми додавання

кількість лінійно незалежних сферичних гармонік степеня n , константа $c_n^2 = 2^{n-1} \Gamma\left(\frac{n}{2}\right) \pi^{\frac{n}{2}}$, а $\{Z'_m(\cdot)\}$ – послідовності дійснозначних ортогональних випадкових мір на підмножинах Бореля з множини $(-\infty, +\infty) \times [0, +\infty)$ таких, що для будь-яких борелівських множин B_1 і B_2 з $R \times R_+$, $m, p = 0, 1, \dots$; $l, q = 1, 2, \dots, h(m, n)$, виконуються умови:

$$EZ'_m(B_1) = 0, EZ'_m(B_1) Z'_p(B_2) = \delta_m^p \delta_l^q \Phi(B_1 \cap B_2). \quad (3)$$

При цьому, спектральні міри $Z'_m(B)$, $m = 0, 1, \dots$, $l = 1, 2, \dots, h(m, n)$, з ймовірністю одиниця однозначно виражаються співвідношенням:

$$Z'_m([\lambda_1, \lambda_2] \times [\gamma_1, \gamma_2]) = \int_{-T}^T \int_{S_n} \frac{e^{-i\lambda_2 t} - e^{-i\lambda_1 t}}{-it} [\varphi_{m,\gamma_2}(\rho) - \varphi_{m,\gamma_1}(\rho)] \times \times S'_m(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \xi(t, \rho, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) dm d\rho dt \quad (4)$$

де $m_n(\cdot)$ – міра Лебега на одиничній сфері S_n в R^n , а також:

для сферичних гармонік (5), що кореляційна функція неперервного в середньому квадратичному однорідного за часом, однорідного ізотропного за іншими змінними випадкового поля $\xi(t, x)$ на $R \times R^n$ допускає наступний розклад:

$$B(t-s, \rho) = B(t-s, |x_1 - x_2|) = c_n^2 \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{S_n} \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m,n)} S'_m(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \times \times S'_m(\theta_1'', \dots, \theta_{n-2}'', \varphi'') \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}(\lambda \rho_1)}{(\lambda \rho_1)^{\frac{n-2}{2}}} \times \times \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}(\lambda \rho_2)}{(\lambda \rho_2)^{\frac{n-2}{2}}} e^{i(t-s)u} \Phi(du, d\lambda) \quad (6)$$

де $x_1 = (\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$, $x_2 = (\theta_1'', \dots, \theta_{n-2}'', \varphi'')$.

Зауважимо, якщо розглянути «звуження» випадкового поля $\xi(t, x)$ на сферу радіуса $r = \rho$, то кореляційна функція такого випадкового процесу має вигляд:

$$E \xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \xi(s, r, \theta_1'', \dots, \theta_{n-2}'', \varphi'') = c_n^2 \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m,n)} S'_m(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \times$$

$$\times S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{i(t-s)u} \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}^2(\lambda r)}{(\lambda r)^{n-2}} \Phi(du, d\lambda). \quad (7)$$

Звідси випливає, що спектральні коефіцієнти в цьому випадку можна виразити через спектральну функцію таким чином:

$$b_m(t-s, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{i(t-s)u} \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}^2(\lambda r)}{(\lambda r)^{n-2}} \Phi(du, d\lambda). \quad (8)$$

Розглянемо розклад випадкового поля $\xi(t, x)$ в іншому, порівняно із (2), вигляді:

$$\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = c_n \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=1}^{h(m,n)} S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \xi_m^l(t, r), \quad (9)$$

$$\text{де } \xi_m^l(t, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} e^{itu} \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}^2(\lambda r)}{(\lambda r)^{\frac{n-2}{2}}} Z_m^l(du, d\lambda), \quad m = 0, 1, \dots;$$

$$l = 0, 1, \dots, h(m, n).$$

Із припущення, що $E\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = 0$ то $E\xi_m^l(t, r) = 0$.

Теорема 2: Якщо $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ – однорідне за часом, однорідне ізотропне за просторовими змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкове поле на $R \times R^n$, то

$$E\xi_m^l(t, r) \xi_q^k(s, r) = \delta_m^q \delta_l^k b_m(t-s, r), \quad (10)$$

де δ_l^k – символ Кронеккера. $\{b_m(t-s, r)\}$ – послідовність додатньовизначених ядер на $R \times R_+$, які мають вигляд (8) та задовольняють умову:

$\sum_{m=0}^{\infty} h(m, n) b_m(0, r) < \infty$.

А дисперсія випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ визначається через спектральні коефіцієнти наступним виразом:

$$D\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = 2^{n-2} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right) \sum_{m=0}^{\infty} h(m, n) b_m(0, r). \quad (11)$$

Розглянемо часткові випадки, які вивчалися в роботах [6], [7], [9]. При $n = 2$ маємо $h(0, 2) = 1$, $h(m, 2) = 2$, тоді дисперсія випадкового поля $\xi(t, r, \varphi)$ визначається через спектральні коефіцієнти так:

$$D\xi(t, r, \varphi) = b_0(0, r) + 2 \sum_{m=1}^{\infty} b_m(0, r),$$

$$\text{де } b_m(0, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} \mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}^2(\lambda r) \Phi(du, d\lambda).$$

При $n = 3$ маємо $h(m, 3) = 2m + 1$, а дисперсія випадкового поля $\xi(t, r, \theta, \varphi)$ визначається через спектральні коефіцієнти виразом:

$$D\xi(t, r, \theta, \varphi) = \pi \sum_{m=0}^{\infty} \left(m + \frac{1}{2}\right) b_m(0, r),$$

$$E|\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) - \xi_N(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)|^2 \leq \frac{\gamma^2(t)}{N^2 \left(1 - \frac{\tilde{\omega}}{\omega}\right)^2} 2^{n-2} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right) \sum_{m=0}^{\infty} h(m, n) \tilde{b}_m(0, r), \quad (16)$$

$$\text{де } \tilde{b}_m(0, r) = \int_{|t| \leq \tilde{\omega}} \int_0^{+\infty} \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}^2(\lambda r)}{(\lambda r)^{n-2}} \Phi(du, d\lambda). \quad (17)$$

$$\text{де } b_m(0, r) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{+\infty} \frac{\mathcal{J}_{\frac{n-2}{2}+m}^2(\lambda r)}{\lambda r} \Phi(du, d\lambda).$$

Таким чином, наведений теоремі 2 розклад можна використати для статистичного моделювання гауссівських однорідних за часом, однорідних ізотропних за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкових полів на $R \times R^n$ із заданою спектральною функцією (або кореляційною функцією).

1.2. Однорідні за часом випадкові поля з обмеженим спектром

Випадкове поле $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ на $R \times R^n$ будемо називати полем з обмеженим спектром, якщо всі спектральні міри зосереджені на деякому інтервалі $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}]$, $\tilde{\omega} > 0$.

Має місце наступне твердження, яке належить Ю.К.Беляєву [3].

Лема 1. Якщо $\xi(t)$ – стаціонарний процес, спектральна функція якого зосереджена на інтервалі $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}]$ і $\omega > \tilde{\omega}$, а

$$\xi_N(t) = \sum_{k=-N}^N \xi\left(\frac{k\pi}{\omega}\right) \frac{\sin \omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}{\omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}, \quad (12)$$

то

$$E|\xi(t) - \xi_N(t)|^2 \leq \frac{\gamma^2(t)}{N^2} \frac{\sigma^2}{\left(1 - \frac{\tilde{\omega}}{\omega}\right)^2}, \quad (13)$$

$$\text{де } \sigma^2 = D\xi(t), \quad \gamma(t) = \frac{4\left(\frac{\omega}{\pi}|t| + 1\right)}{\pi} \quad (14)$$

Нехай $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$, $t \in R$, $r \in R_+$, $\theta_i \in [0, \pi]$, $i = 1, \dots, n-2, \varphi \in [0, 2\pi]$ – однорідне за часом, однорідне ізотропне за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкове поле на $R \times R^n$ з обмеженим спектром, зосередженим на $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}]$. Нехай також ω – будь-яке число, що $\omega > \tilde{\omega}$.

Позначимо часткову суму:

$$\xi_N(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \sum_{k=-N}^N \xi\left(\frac{k\pi}{\omega}, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi\right) \frac{\sin \omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}{\omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}. \quad (15)$$

Тоді має місце наступне твердження:

Теорема 3. Справедлива наступна нерівність для середньоквадратичного наближення однорідного за часом, однорідного ізотропного за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$, на $R \times R^n$ з обмеженим спектром частковою сумою (15), а саме:

Наслідок. Для випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ на $R \times R^n$ з обмеженим спектром має місце розклад Котельникова – Шеннона:

$$\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \xi\left(\frac{k\pi}{\omega}, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi\right) \frac{\sin \omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}{\omega\left(t - \frac{k\pi}{\omega}\right)}, \quad (18)$$

де ряд в правій частині (18) збігається в середньому квадратичному, при $\omega > \tilde{\omega}$.

Розклад Котельникова – Шеннона (18) однорідних за часом, однорідних ізотропних за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкових полів на $R \times R^n$ можна використати для статистичного моделювання випадкових полів такого типу. При цьому важливо удосконалити оцінку середньоквадратичного наближення (16) до такого вигляду, щоби можна було її використовувати у алгоритмі для чисельного моделювання реалізацій цих випадкових полів. У наступному пункті в теоремах 4-6 наведено варіанти таких оцінок.

1.3. Статистичне моделювання однорідних за часом, однорідних ізотропних за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкових полів з обмеженим спектром на $R \times R^n$

Наведений вище розклад Котельникова – Шеннона (18) однорідних за часом, однорідних ізотропних за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкових полів з обмеженим спектром на $R \times R^n$ можна використати для чисельного моделювання таких випадкових полів із заданими статистичними характеристиками.

Для побудови моделі гауссівського однорідного за часом, однорідного ізотропного за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ з обмеженим спектром, зосередженим на інтервалі $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}]$, що розглядається, використаємо часткову суму розкладу (9) та часткову суму розкладу (18).

Така модель має вигляд:

$$\tilde{\xi}_{N,M}(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) = c_n \sum_{k=-N}^N \frac{\sin \omega(t - \frac{k\pi}{\omega})}{\omega(t - \frac{k\pi}{\omega})} \sum_{m=0}^M \sum_{l=1}^{h(m,n)} S_m^l(\theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \xi_m^l\left(\frac{k\pi}{\omega}, r\right) \quad (19)$$

де $\xi_m^l\left(\frac{k\pi}{\omega}, r\right)$ – послідовність гауссівських випадкових процесів, які при $m, p = 0, 1, \dots, M; k, q = \overline{-N, N}; l, s = 1, \dots, h(m, n)$ задовольняють наступним умовам:

$$E \xi_m^l\left(\frac{k\pi}{\omega}, r\right) = 0, E \xi_m^l\left(\frac{k\pi}{\omega}, r\right) \xi_p^s\left(\frac{q\pi}{\omega}, r\right) = \delta_l^s \delta_p^m \tilde{b}_m\left(\frac{(k-q)\pi}{\omega}, r\right) \quad (20)$$

Причому, $\{\tilde{b}_m(t-s, r)\}$ – послідовність додатновизначених ядер на $R \times R_+$, які можна обчислити за просторово-часовим спектром $\Phi(du, d\lambda)$ випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ за виразом (17) та для яких виконується така умова: $\sum_{m=0}^{\infty} h(m, n) b_m(0, r) < \infty$.

Для формулювання алгоритму чисельного моделювання реалізацій гауссівського однорідного за часом, однорідного ізотропного за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ з обмеженим спек-

ром необхідно вказати оцінки середньоквадратичного наближення таких полів моделлю (19). Такі вирази наведено в наступних теоремах.

Теорема 4. Для середньоквадратичного наближення однорідного за часом, однорідного ізотропного за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ на $R \times R^n$ з обмеженим спектром частковою сумою (19) має місце оцінка:

$$E |\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) - \tilde{\xi}_{N,M}(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)|^2 \leq \tilde{B}(0, 0) + \left(\frac{\gamma^2(t)}{N^2} \frac{1}{\left(1 - \frac{\tilde{\omega}}{\omega}\right)^2} - 1 \right) \frac{(n+M-2)!}{M!(n-2)!} \frac{2^{n-1} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right)}{(n-2)r^{n-3}} \tilde{\mu}_{3-n}, \quad (21)$$

де

$$\tilde{B}(0, 0) = \int_{-\tilde{\omega}}^{+\tilde{\omega}} \int_0^{+\infty} \Phi(du, d\lambda), \quad (22)$$

$$\tilde{\mu}_{3-n} = \int_{-\tilde{\omega}}^{+\tilde{\omega}} \int_0^{+\infty} \lambda^{3-n} \Phi(du, d\lambda), n \geq 3. \quad (23)$$

Враховуючи результати роботи [9], отримано інші оцінки середньоквадратичного наближення випадкового поля моделлю (19) та доведено наступні теореми 5 та 6.

Теорема 5. Середньоквадратичне наближення однорідного за часом, однорідного ізотропного за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ на $R \times R^n$ з обмеженим спектром частковою сумою (19) можна оцінити таким виразом:

$$E |\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) - \tilde{\xi}_{N,M}(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)|^2 \leq \tilde{B}(0, 0) + \left(\frac{L_0^2(t) \omega^2}{(\omega - v)^2 N^2} - 1 \right) \frac{(n+M-2)!}{M!(n-2)!} \frac{2^{n-1} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right)}{(n-2)r^{n-3}} \tilde{\mu}_{3-n}, \quad (24)$$

де $\omega > v = \sup_{u \in \Lambda} |u|$ – будь-яке фіксоване число, Λ – це інтервал $[-\tilde{\omega}, \tilde{\omega}]$, $\tilde{B}(0, 0)$ – дисперсія (21), $\tilde{\mu}_{3-n}$ – моменти (23),

$$L_t = \sup_{u \in \Lambda} \sup_{-\infty < t < \infty} |e^{itu}|, \quad (25)$$

$$L_0(t) = \frac{2}{1 - e^{-\pi}} \left(\frac{2}{\pi} \right) |\sin \omega t|. \quad (26)$$

Теорема 6. Середньоквадратичне наближення однорідного за часом, однорідного ізотропного за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ на $R \times R^n$ з обмеженим спектром частковою сумою (18) допускає наступну оцінку:

$$E |\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) - \tilde{\xi}_{N,M}(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)|^2 \leq \tilde{B}(0, 0) + \left(\frac{4}{\pi^2 (2N-1)} - 1 \right) \frac{(n+M-2)!}{M!(n-2)!} \frac{2^{n-1} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right)}{(n-2)r^{n-3}} \tilde{\mu}_{3-n}, \quad (27)$$

де $\tilde{B}(0, 0)$ – дисперсія (22), $\tilde{\mu}_{3-n}$ – моменти (23).

Далі сформульовано алгоритм статистичного моделювання реалізацій гауссівських однорідних за часом та однорідних ізотропних за просторовими змінними випадкових полів $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ з обмеженим за часом t спектром, а саме:

Алгоритм

1. Вибираємо, відповідно до необхідної точності $\varepsilon > 0$, натуральні числа N та M для моделі (19) за допомогою однієї з наступних нерівностей:

$$\tilde{B}(0,0) + \left(\frac{\gamma^2(t)}{N^2} \frac{1}{\left(1 - \frac{\tilde{\omega}}{\omega}\right)^2} - 1 \right) \frac{(n+M-2)!}{M!(n-2)!} \frac{2^{n-1} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right)}{(n-2)r^{n-3}} \tilde{\mu}_{3-n} < \varepsilon, \quad (28)$$

$$\tilde{B}(0,0) + \left(\frac{L_0^2(t) \omega^2}{(\omega - v)^2 N^2} - 1 \right) \frac{(n+M-2)!}{M!(n-2)!} \frac{2^{n-1} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right)}{(n-2)r^{n-3}} \tilde{\mu}_{3-n} < \varepsilon, \quad (29)$$

$$\tilde{B}(0,0) + \left(\frac{4}{\pi^2 (2N-1)} - 1 \right) \frac{(n+M-2)!}{M!(n-2)!} \frac{2^{n-1} \Gamma^2\left(\frac{n}{2}\right)}{(n-2)r^{n-3}} \tilde{\mu}_{3-n} < \varepsilon, \quad (30)$$

де r – полярний радіус, ω – будь-яке фіксоване число, яке задовольняє умові: $\omega > v = \sup_{u \in \Lambda} |u|$, $\tilde{B}(0,0)$ – дисперсія (22), $\tilde{\mu}_{3-n}$ – моменти (23), функції $\gamma(t)$ – (14), $L_0(t)$ – (26) та L_t – (25).

2. Моделюємо послідовності гауссівських випадкових процесів (r – фіксований полярний радіус)

$\xi_m^l\left(\frac{k\pi}{\omega}, r\right), m = 0, 1, \dots, M; k = -N, \dots, N; l = 1, \dots, h(m, n)$, які задовольняють умовам (20).

3. Обчислюємо вираз (18) у заданій точці $(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi) \in [-T, T] \times A^n, A^n \subset R^n$ підставляючи в нього обчислені за попередніми пунктами 1 та 2 величини N та M і послідовності значень гауссівських випадкових величин.

4. Перевіряємо згенеровану за п. 3 реалізацію випадкового поля $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ у точках сітки в області спостереження на адекватність даним цього випадкового поля шляхом порівняння відповідних статистичних характеристик.

2. Практичне використання моделі поля із просторово-часовою кореляційною функцією

Для практичного використання розробленого алгоритму та моделі (18) чисельного моделювання реалізацій дійснозначних однорідних за часом t , однорідних ізотропних за змінними $r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi$ на $R \times R^n$ випадкових полів $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$, що мають обмежений спектр, та просторово-часову кореляційну функцію $B_z(\tau, \rho)$, можна скористатись різними підходами [10]. При цьому потрібно врахувати, що моделі просторово-часової кореляційної структури підрозділяють на два види: перший, що враховує розподіл на просторову та часову компоненти та другий – такий, що цього розподілу не передбачає. В роботі [7] наведено приклад застосування та моделі, які мають на даний час найбільше поширення у застосуванні, а саме: метрична модель, лінійна модель, модель добутку просторово-часової коваріації, модель добутку-суми.

Також можна використовувати інший підхід до моделювання просторово-часової кореляції, який дозволяє отримати класи нерозділених просторово-часових стаціонарних коваріаційних функцій. Цей підхід базується на використанні частотного представлення коваріаційної функції.

Приклад практичного використання в сейсмології розробленого алгоритму та моделі чисельного моделювання реалізацій дійснозначних однорідних за часом t , однорідних ізотропних за довимірними змінними випадкових полів з обмеженим спектром із просторово-часовою кореляційною функцією $B_z(\tau, \rho)$ за методом, який розділяє просторову та часову компоненти за пра-

вилком добутку-суми розглянуто у роботі [6].

Змодельовано масиви значень реалізації випадкового процесу $\xi(t, \rho, \varphi)$ (ρ, φ – фіксовані), що імітують сейсмограми шуму для кожного пункту спостереження на кожній із компонент: EW, NS, та Z. Вони дають можливість отримати важливі відомості про коливальні властивості ґрунту на території будівельних і експлуатаційних майданчиків. Знання цих властивостей необхідні для сейсмостійкого проектування нових будинків і споруд, та забезпечення сейсмостійкості уже існуючих, з метою уникнення небезпечних резонансних ефектів. В модельних сейсмограмах шуму методом статистичного усереднення відфільтровані випадкові збурення, які виникли внаслідок дії випадкових зовнішніх чинників. До таких збурень належать, наприклад, коливання, викликані рухом потяга або важкого автомобіля тощо. Результати змодельованих масивів значень сейсмограм шуму статистичними методами перевірено на адекватність реальним сейсмограмам із пунктів спостережень.

Методом статистичного моделювання випадкових полів можна також вирішити важливу проблему моделювання імітованої реалізації вихідної сейсмограми шуму для уявного пункту спостереження, розміщеного між реальними пунктами спостереження, або на невеликій відстані від них. При цьому всі параметри, крім часу t , в $\xi(t, r, \theta_1, \dots, \theta_{n-2}, \varphi)$ фіксуються і проводиться спектральний аналіз реалізацій випадкового процесу. Амплітудний та фазовий спектри такої реалізації шуму можуть використовуватися для отримання частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками, які описують його здатність, змінювати (збільшувати або зменшувати) амплітуди сейсмічних коливань при землетрусах [1, 8]. Чисельне моделювання частотних характеристик ґрунтової товщі, в ряді випадків, може суттєво зменшити вартість робіт з сейсмічного мікрорайонування будівельних майданчиків за рахунок скорочення кількості пунктів інструментальних спостережень за землетрусами, вибухами і мікросейсмами.

3. Спектральний аналіз згенерованого шуму

Оцінки частотних характеристик геологічного середовища багатовимірної області спостереження (наприклад, під будівельними майданчиками) можна отримати шляхом розрахунку та побудови амплітудного та фазового спектрів шумів в сейсмограмах пунктів спостережень у такій області, вважаючи всі аргументи, крім часу, фіксованими [4]. Розрахунки амплітудного та фазового спектрів можна проводити прямим способом [1, с. 179], тобто методом періодограм. Далі, на основі цих результатів потрібно будувати спектральне відношення земної кори, яке не залежить від спектра падаючих сейсмічних хвиль, а визначається виключно будовою геологічного середовища під досліджуваним пунктом.

Спектральні методи, які використовують частоту в якості незалежного параметра, дозволяють отримати інформацію про будову і фільтруючі властивості верхньої частини земної кори, оскільки будь-яке середовище є фільтром, який, завдяки резонансним ефектам та реверберації, сприяє збільшенню амплітуди коливань на одних частотах і зменшує амплітуду – на інших [1, с. 270]. Вміння моделювати ефекти, що залежать від амплітудних і фазових частотних характеристик геологічного середовища, яке знаходиться під різними пунктами будівельних і експлуатаційних майданчиків, дозволяє вивчати особливості геологічних розрізів і передбачати місця, в яких можливе значне зростання інтенсивності сейсмічних струшувань, пов'язане з резонансними ефектами і інтерференційними вузлами поля коливань.

Серед багатьох способів виключення впливу різноманітних факторів, від яких залежить форма спектра сейсмічних коливань при землетрусах, вибухах і мікросейсмах, крім обумовлених впливом лише верхньої частини розрізу земної кори, слід відзначити спосіб, який базується на використанні відношень вертикальної компоненти спектрів $|S_z(\omega)|$ до горизонтальної $|S_N(\omega)|$. Сектри необхідно обчислювати для однієї і тієї ж хвилі. Таке відношення називається спектральним відношенням земної кори $T(\omega)$.

$$|S_z(\omega)|/|S_N(\omega)| = T(\omega)$$

Відношення $T(\omega)$ не залежить від спектра падаючих сейсмічних хвиль, а визначається виключно будовою геологічного середовища під досліджуваным пунктом. На рисунках 1,а та 1,б наведено графіки амплітудних спектрів $|S(\omega)|$ вихідної змодельованої реалізації шуму для уявного пункту спостереження на компонентах коливань Z та NS відповідно, а на рисунку 1,в – графік передавального відношення $T(\omega)$ земної кори, побудований за відношенням амплітудного згладженого спектру сейсмограми змодельованої реалізації шуму на компоненті коливань Z- до аналогічного спектру на компоненті коливань NS для такого пункту спостереження.

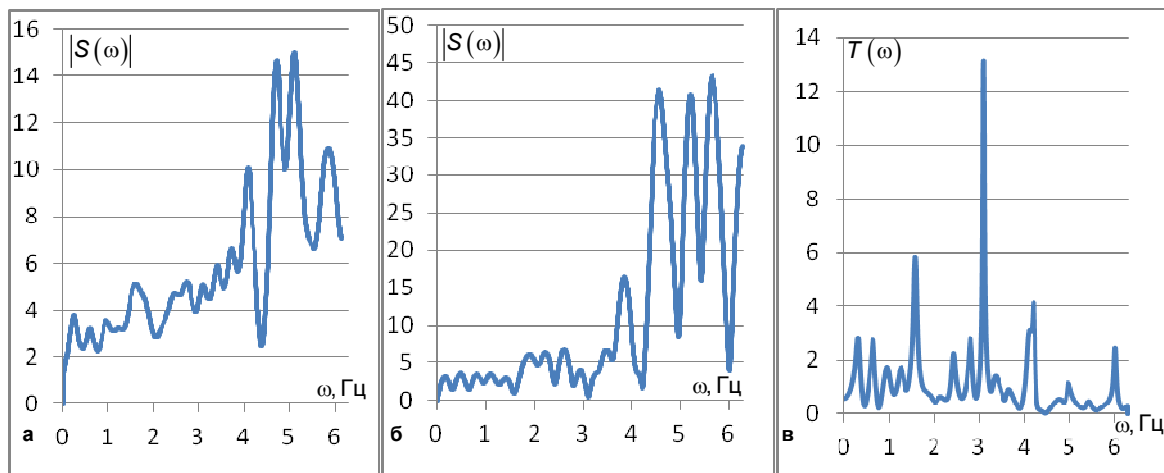


Рис. 1. Графіки амплітудних спектрів $|S(\omega)|$ масиву змодельованої реалізації шуму для уявного пункту спостереження на компоненті (а) Z та (б) NS; в - графік передавального відношення $T(\omega)$ амплітудних згладжених спектрів змодельованої реалізації шуму для уявного пункту спостереження

Інтерпретація передавального відношення земної кори для даних спостережень проводиться шляхом їх порівняння із теоретичними відношеннями, які обчислюються для відомих моделей верхньої частини розрізу.

Необхідно відзначити, що одним із важливих інструментів для оцінки впливу верхньої частини геологічного розрізу на сейсмічні рухи є широко відомий метод Накамури H/V або QTS (Quasi-TransferSpectra), розроблений японським вченим Yutaka Nakamura. Метод використовує записи мікросейсмічного шуму, зареєстровані на горизонтальних і вертикальних компонентах коливань з використанням свердловинних досліджень, для побудови квазі-передавального спектру ґрунтової товщі. Метод Накамури дозволяє за відношенням спектрів горизонтальної та вертикальної компонент природних шумів визначити власні резонансні частоти ґрунтової товщі. Максимальні значення відношення спектрів горизонтальної до вертикальної компонент мікросейсми пояснюються багатократним відбиттям SH хвилі.

Наведений на рисунку 1, в графік $T(\omega)$ – передавального відношення амплітудних згладжених спектрів для уявного пункту спостереження може використовуватися для визначення приросту сейсмічної бальності на різних ділянках будівельного майданчика, відносно еталонного.

Висновки. Розроблено модель та алгоритм статистичного моделювання однорідних за часом, однорідних ізотропних за багатовимірними змінними випадкових полів з обмеженим спектром. Такі результати є продовженням напрямку досліджень, започаткованим у роботах [4], [5], [6], [7], [8] та [9], присвячених методам моделювання і генеруванню реалізацій шуму сейсмограм плоскої області спостереження [5] та сейсмограм тривимірної області спостереження [6] і є важливим

доповненням до методів Монте-Карло, які використовуються в геології, наприклад, наведених в [14].

Список використаної літератури:

1. Бат М., (1980). Спектральный анализ в геофизике / Пер. с англ. М.: Недра, 535.
2. Бейтмен Г., Эрдейи А., (1973). Высшие трансцендентные функции. Гипергеометрическая функция. Функции Лежандра. М.: Наука, 296.
3. Батман Н., Эрдейи А., (1973). Higher transcendental functions. М.: Наука, 1, 296 (In Russian).
4. Беляев Ю.К., (1959). Аналитические случайные процессы. Теория вероятности и ее применение, 4, 4, 437- 444.
5. Беляев Ю.К., (1959). Analytical random processes. *Probability Theor. and Applications*, 4, 4, 437-444 (In Russian).
6. Вижва З.О., (2011). Статистичне моделювання випадкових процесів та полів. К.: Обрії, 388.
7. Vyzhva Z. O., (2011). The statistical simulation of random processes and fields. *Kyiv: Obrii*, 388 (In Ukrainian).
8. Вижва З.О., (2012). Статистичне моделювання сейсмічного шуму у двовимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища. *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія*, 59, 65-67.
9. Vyzhva Z. O., (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).
10. Вижва З.О., (2013). Статистичне моделювання сейсмічного шуму у тривимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища. *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія*, 60, 69-73.
11. Vyzhva Z.O., (2013). The statistical simulation of 3-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination. *Visn. Kyiv University. Geology*, 60, 69-73 (In Ukrainian).
12. Вижва З.О., (2013). Статистичне моделювання сейсмічного шуму у чотиривимірній області змінних для визначення частотних характеристик геологічного середовища. *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія*, 61, 69-71.
13. Vyzhva Z.O., (2013). The statistical simulation of 4-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination. *Visn. Kyiv University. Geology*, 61, 69-71 (In Ukrainian).
14. Вижва З.О., Кендзера О.В., Федоренко К. В., Вижва А.С., (2012). Визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельним майданчиком з використанням статистичного моделювання сейсмічного шуму на прикладі спостережень в м. Одесі. *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія*, 58, 57-61.

Vyzhva Z.O., Kendzera O.V., Fedorenko K.V., Vyzhva A.S., (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).

9. 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).

10. Демьянов В.В., Савельева Е.А., (2010). Геостатистика. / Под ред. Арутюняна Р.В. М.: Наука, 327.

Demyanov V.V., Saveleva E.A., (2010). Geostatistics. / Editor in Chief Arutyunyan R.V. M.: Nauka, 327 (In Russian).

11. Оленко А.Я., (2005). Порівняння оцінок помилки 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).

12. Пригарин С.М., (2005). Методы численного моделирования случайных процессов и полей. Новосибирск: Изд-во ИВМ и МГ, 259.

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 (In Russian).

13. Ядренко М.И., (1980). Спектральная теория случайных полей. К.: Вища школа, 208.

Yadrenko M.I., (1980). The Spectral Theory of Random Fields. K.: Vyscha shkola, 208 (In Russian).

14. Chiles J.P., Delfiner P., (2009). Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. *John Wiley & Sons, Inc. New York, Toronto*, 720.

15. 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.

16. Schlather M., (1999). Introduction to Positive Define Functions and to Unconditional Simulation of Random Fields. *Technical Report ST-99-10. Lancaster University, UK*.

17. Lantuejoul C., (2001). Geostatistical simulations: models and algorithm. *Springer*, 256.

18. 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.

Надійшла до редколегії 20.05.14

Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Assos. 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

Geological Faculty

Taras Shevchenko National University of Kyiv

90, Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

STATISTICAL SIMULATION OF SEISMIC NOISE IN A MULTIDIMENSIONAL AREA IN DETERMINING FREQUENCY CHARACTERISTICS OF GEOLOGICAL MEDIA

The paper deals with the theory and methods of statistical simulation of random processes and fields based on their spectral decomposition and Kotelnikov-Shannon modified interpolation sums, as well as applying these methods for environmental geophysical monitoring. Statistical simulation of multivariate random fields (those homogeneous in time and homogeneous isotropic in n other variables) are considered to be essential for seismological research into frequency characteristics of geological media. A statistical model and a numerical algorithm of simulating random fields are built on the basis of Kotelnikov-Shannon modified interpolation decomposition to generate adequate realizations of seismic noise. The paper examines real-valued random fields $\xi(t, x), t \in R, x \in R^n$, those homogeneous in time and homogeneous isotropic ones relative to spatial variables in the multidimensional space. It also considers approximation of random fields by the random fields with a bounded spectrum. There is made an analogue of the Kotelnikov-Shannon theorem for random fields with a bounded spectrum. Besides, there are obtained estimates of the mean-square approximation of random fields in the space $R \times R^n$ by a model constructed with the help of spectral decomposition and Kotelnikov-Shannon interpolation formula. The paper provides a mechanism for statistical simulation of Gaussian random fields with a bounded spectrum; namely, those homogeneous in time and homogeneous isotropic ones relative to spatial variables in the multidimensional space. Proved have been the theorems of the mean-square approximation of random fields (those homogeneous in time and homogeneous isotropic ones relative to n -other variables) by special partial sums. A simulation method was used to formulate an algorithm of numerical simulation by means of these theorems. There are also considered ways to carry out spectral analysis of generated seismic noise realizations. Finally, there have been developed universal methods of statistical simulation (Monte Carlo methods) of multi-parameter seismology data for generating seismic noise on 2D and 3D grids of the required detail and regularity.

Key words: statistical simulation, spectral analyzes, seismic noise.

З. Вижва, д-р физ.-мат. наук, доц., zoya_vyzhva@ukr.net

К. Федоренко, асп., slims_mentol@mail.ru

А. Вижва, асп., motomustanger@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Геологічний факультет, ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна

СТАТИСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ 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 алгоритм численного моделирования реализаций таких случайных полей на основании модифицированных интерполяционных разложений Котельникова-Шеннона для генерирования адекватных реализаций шума сейсмограмм. В статье изучаются действительнозначные случайные поля - 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 установлено аналог теоремы Котельникова-Шеннона. Получены оценки среднеквадратического приближения случайных полей в пространстве моделью, которая построена на основе спектрального разложения и интерполяционной формулы Котельникова-Шеннона. Разработан 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 частными суммами рядов специального вида, при помощи которой сформулирован 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 трёхмерном пространстве на сетке необходимой детальности и регулярности.

Ключевые слова: статистическое моделирование, спектральный анализ, сейсмический шум.

УДК 550.831+838

Ю. Дубовенко, канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.
E-mail: nemishayeve@ukr.net
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна
Національної Академії Наук України,
к. 304, пр. Палладіна, 32, Київ-142, Україна

ПРО ОДНОЗНАЧНІСТЬ ОБЧИСЛЕННЯ НАБЛИЖЕНЬ БАГАТОШАРОВИХ ГУСТИННИХ КОНТАКТІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії чл.-кор. НАН України, д-ром фіз.-мат. наук, проф. М.А. Якимчуком)

Мета статті – отримати математичні конструкції для геологічних об'єктів типу синкліналей та антикліналей, обґрунтувати єдиність оберненої задачі відновлення аналітичних моделей горизонтально-шаруватого геологічного середовища з кількома густинними межами розділу для цих конструкцій у визначеному заздалегідь класі Чорного контактних поверхонь та апробувати розроблену методику для їх ітераційного обчислення. Сукупність цих двох моделей утворює нову уточнену постановку оберненої задачі гравіметрії для контактної поверхні. Це необхідно для покращення відомих процедур підбору у розв'язанні обернених задач гравітаційних і магнітних полів.

Обернена задача визначення контакту у горизонтально-шаруватому середовищі з кількома густинними межами зведена до розв'язання нелінійного інтегрального рівняння, яке описує контакт, обмежений заданими сталими асимптотами у плоскій області. Проте у такій постановці практика обчислень ускладнюється проблемою еквівалентності розв'язків.

Для цієї моделі наведені дві теореми розділення полів – для випадку кількох однозв'язних об'єктів і для випадку кількох шарів, що не перетинаються. Теореми єдиності засновані на теоремах розділення полів, які дозволяють звести розв'язок оберненої задачі за сумарним зовнішнім полем n об'єктів (рудних тіл, меж розділу шарів) до розв'язку оберненої задачі для окремих об'єктів – за значеннями поля від цих геологічних об'єктів.

Вказано чисельні схеми для визначення початкового наближення густинного контакту у багатошаровому геологічному середовищі. Ці алгоритми формально співпадають на першому кроці ітерації. Аналогічні схеми на основі ітераційної конструкції Чебишева запропоновані і для ітераційного уточнення поведінки "асимптот" контакту.

Здійснено моделювання синтезованих початкових наближень антикліналей і "синкліналей" за цими алгоритмами. Вказано альтернативний спосіб обчислень, який базується на визначенні різних моментів кривої контакту. Для обчислення інтегралу отримано відповідний вираз у скінченних квадратурах.

За результатами моделювання виявлено, що нові аналітичні конструкції для обчислення багатошарових контактів при їх чисельному моделюванні за способом Ньютона швидше збігаються порівняно із класичними методами обчислень контакту. Їхню стійкість на даних великої розмірності доцільно перевірити на польових даних. Спроби обійтися грубими наближеннями успіху не мали: збіжність на порядок менша та досить сумнівний геологічний зміст.

Ключові слова: теорія потенціалу, аналітична модель, контактна задача, класи контактних поверхонь, розділення гравітаційних полів, моделювання.

Постановка проблеми. У рамках перебудови аналітичної бази теорії потенціальних полів визначено аналітичні моделі гравітаційного поля та складно побудованого горизонтально-шаруватого геологічного середовища [5]. Перша модель отримана з еквівалентного зображення рівняння сили тяжіння [7], який впливає з аналізу плоского нормального потенціалу сили тяжіння у локальному околі точки вимірювань. Хоча можливий і інший підхід до розробки аналітичних конструкцій поля [9]. Друга модель формалізована обмеженнями, властивими класу Чорного контактних поверхонь. Ці моделі виростили з нових підходів до чисельного обґрунтування методів обробки великих обсягів геофізичної інформації. Сукупність цих двох моделей утворює нову постановку оберненої задачі гравіметрії для контактної поверхні.

Аналіз публікацій. Визначення контакту у відомих моделях середовища [8] трактується як обчислення різниці відхилень деякої теоретичної моделі середовища від заданого її опорного елемента, від якого ці відхилення не надто великі. Але при цьому постулюється наявність апріорної інформації про елементи геометрії (глибину, форму, орієнтацію) цього опорного елемента моделі для формування початкових наближень. Вдалий вибір початкових наближень досі визначає успіх ітераційних алгоритмів підбору [2].

Для горизонтально-шаруватого середовища з кількома густинними межами шарів введено аналітичні моделі поля і геологічного середовища, в яких опорні елементи (глибина і асимптоти) розраховуються в процесі ітерацій. Ці розв'язки у вигляді нелінійних рівнянь справедливі „в малому”, для локальних областей, розміри яких істотно залежать від розмірів аномальної області і точності апроксимації складових поля [4].

Мета статті. Обґрунтуванню єдності цих моделей у визначеному заздалегідь класі $Ch^{(1, \beta)}(-\infty, \infty)$ та апробації конструктивних алгоритмів для їх обчислення при-

свячена ця стаття.

Загалом єдиність розв'язку обернених задач гравіметрії гарантована лише в кількох класах аномальних джерел. Зокрема, для контактних задач однозначне визначення густини $\delta(\xi_1, \xi_3)$ і кусково-неперервної межі розділу середовищ $x_3(\xi_1)$ справедливе для класу Остромигильського $Ost^{(1, \alpha)}(a, b)$, у якому

$$x_3(\xi_1) = \begin{cases} -h + \delta x_3(\xi_1), & \xi_1 \in [a, b], \\ -h, & \xi_1 \notin [a, b], \end{cases} \quad \delta x_3(a) = \delta x_3(b) = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} |\delta x_3(x_1)| &\geq c(x_1 - a)^{1+\alpha}, \quad a \leq x_1 \leq a + \delta, \quad \alpha > 0 \\ |\delta x_3(x_1)| &\geq c(b - x_1)^{1+\alpha}, \quad b - \delta \leq x_1 \leq b, \quad \alpha > 0 \end{aligned} \quad (2)$$

та Страхова $St^{(1, \alpha)}(a, b)$, де

$$x_3(\xi_1) = \begin{cases} -h_1 + \delta x_3(\xi_1), & \xi_1 \in [a, b], \\ -h_2, & \xi_1 \notin [a, b], \end{cases} \quad \delta x_3(a) = 0, \quad h_1, h_2 > 0, \quad (3)$$

$$\begin{aligned} |\delta x_3(\xi_1)| &\geq a_1(\xi_1 - a)^{1+\alpha}, \quad a \leq \xi_1 \leq a + \delta, \quad \alpha > 0 \\ |\delta x_3(\xi_1)| &\geq b_1(b - \xi_1)^{1+\alpha}, \quad b - \delta \leq \xi_1 \leq b, \quad \delta > 0 \end{aligned} \quad (4)$$

$c_1, c_2 \in [a, b]$ – внутрішні або граничні точки відрізка $[a, b]$, а на нескінченному профілі

$$z = z(\xi) = -h_1 + \delta z(\xi), \quad \xi \in (-\xi_0, \xi_0),$$

$$|z(\xi) - h_1| \leq a_2 |\xi|^{-\beta}, \quad |\xi| \geq \xi_0, \quad (5)$$

$$|z(\xi) - h_2| \leq b_2 |\xi|^{-\beta}, \quad \beta > 0,$$

де $h_1, h_2 > 0$. Тут $z_s = z(c_0) = \sup_{[-\xi_0, \xi_0]} z(\xi_1)$,

$$z_i = z(c_2) = \inf_{[-\xi_0, \xi_0]} z(\xi_1) \quad \text{при} \quad c_1, c_2 \in [-\xi_0, \xi_0],$$

$$-z_s \leq h_1, \quad -z_i \leq h_2, \quad 0 < h_1 < h_2.$$

Зауваження 1. Підкласи $Ost_{(+)}^{(1,\alpha)}$ і $Ost_{(-)}^{(1,\alpha)}$ класу $Ost^{(1,\alpha)}(a,b)$ можна вважати моделями антикліналей і синкліналей.

Загалом задача визначення контакту у горизонтально-шаруватому середовищі з кількома густинними межами зведена до розв'язання нелінійного інтегрального рівняння, яке описує контакт, обмежений заданими сталими асимптотами у плоскій області $G_2 \in Ch^{(1,\beta)}(-\infty, \infty)$ [5]:

$$u(x) = k \int_a^b \ln \frac{(\xi_1 - x_1)^2 + H^2}{(\xi_1 - x_1)^2 + x_3^2(\xi_1)} d\xi_1. \quad (6)$$

Однозначність відновлення контакту у цій задачі гарантована на класі Чорного $Ch^{(1,\beta)}(-\infty, \infty)$ за умов, що значення h (скінченна дуга кривої $z(\xi)$) і величина стрибка щільності $\Delta\delta = \delta_2 - \delta_1$ відомі. Клас $Ch^{(1,\beta)}(-\infty, \infty)$ визначено, як підклас Страхова, а саме, у класі (5) виділена горизонтальна смуга G^- , обмежена згори і знизу прямими $z_1 = h_1$, $z = h_2$, $0 < h_1 < h_2 < +\infty$. Цю смугу розділяє на два шари із густиною δ_1 , δ_2 нескінченно гладка крива ∂G^- з асимптотою $z = h$, $h_1 < h < h_2$, зірчастістю щодо нескінченно віддаленої точки. На смугу додатково накладена умова $|z(\xi) - h| \leq k|\xi|^\alpha$, $\alpha > 0$, $|\xi| > \xi_0$, $z(\xi) \in \partial G$.

Така геометрія множини коректності дозволяє без зайвих ускладнень формувати початкові наближення для обчислення множин контактів. Проте у такій постановці практика обчислень ускладнюється проблемою еквівалентності розв'язків. Проілюструємо цю проблему.

Проблема розділення поля. У практиці гравірозвідки вирішальну роль відіграють задачі, у яких зовнішнє поле створюють складні розподіли мас, наприклад, n попарно неперетнутих об'ємів G_k , $k = 1, 2, \dots, n$, або n меж розділу шарів різної густини, що попарно не перетинаються. У задачах із складними розподілами мас єдиність розв'язку оберненої задачі вірна для досить

вузьких класів, тобто, за наявності великої апіорної інформації про джерела аномалій.

Теореми єдиності оберненої задачі гравірозвідки для складних розподілів мас засновані на теоремах розділення полів, які дозволяють звести розв'язок оберненої задачі за сумарним зовнішнім полем n об'єктів (рудних тіл, меж розділу шарів) до розв'язку оберненої задачі для окремих об'єктів – за полями від цих об'єктів.

Приклад 1. Нехай зовнішнє поле створюється масами з носієм у вигляді об'єднання n скінченних однозв'язних об'ємів G_k , $k = 1, 2, \dots, n$, що попарно не перетинаються, з межами ∂G_k , що не мають попарно загальних точок. Густина мас в кожному з об'ємів G_k – обмежена.

Теорема розділення полів. Якщо відомі зовнішні один щодо одного гладкі замкнуті кінцеві поверхні Σ_k , $k = 1, 2, \dots, n$, строго усередині кожної з яких є одна і тільки одна компонента G_k носія мас, то за заданим сумарним зовнішнім полем (поза об'єднанням об'ємів G_k) поля компонент G_k визначаються однозначно.

З цієї теореми легко отримати теореми для складних розподілів мас, аналогічні теоремам Новікова і Раппопорта-Сретенського – для об'ємів G_k , зірчастих щодо заданої точки, чи таких, які мають середню густину. Густина $\sigma(\xi)$ і система контактних меж, що не перетинаються, відновлюється однозначно [6].

Приклад 2. Нехай в n -шаруватому двовірному середовищі кожен з шарів G_k має постійну густину δ_k . Нехай межі розділу шарів ∂G_k – нескінченні криві з горизонтальними асимптотами $z = h_k^+$ і $z = h_k^-$ ($h_k^+ > 0$, $h_k^- > 0$) ліворуч і праворуч (рис. 1).

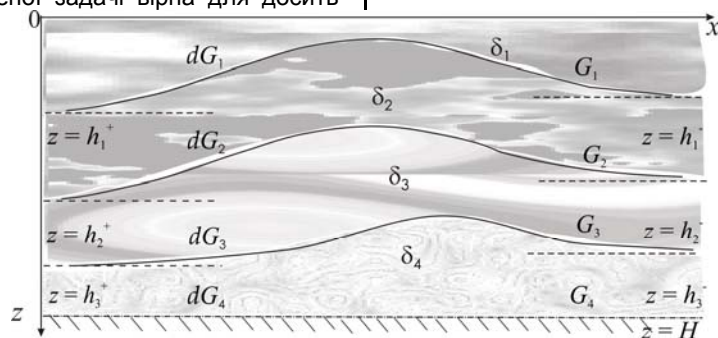


Рис. 1. Розподіл густин у декількох шаруватих джерелах аномалій

Теорема розділення полів. Якщо кожна із меж розділу ∂G_k містить горизонтальний відрізок ∂G_k ($\xi = \text{const}$, $a_k \leq \xi \leq b_k$), відомі проекція деякої його частини на вісь Ox $\alpha_k \leq x \leq \beta_k$ і прямі γ_j , які відділяють межі шарів, то за заданим зовнішнім (при $z < 0$) сумарним полем Δg з точністю до сталих визначаються поля Δg_j від окремих меж.

Наслідок [3]. Якщо при цьому відомі положення асимптот $z = h_j^+$ і $z = h_j^-$ і перепад густини δ_j , межі ∂G_k ($k = 1, 2, \dots, n$) розділу шарів відновлюються за

заданим сумарним полем однозначно.

Задля відновлення контакту на основі виразу (6) запропоновано ряд ітераційних схем (16)-(18) [5]. Розв'язки легко отримати за відомого $z_0(\xi)$: $z_1(\xi) = z_0(\xi) + h_0(\xi)$. Зауважимо, що ці алгоритми формально співпадають на першому кроці ітерацій, оскільки $z_1 \equiv z_0$, а на наступних кроках вони – формально різні. Аналогічні схеми запропоновані і для ітераційного уточнення поведінки "асимптот" $H = \text{const}$. Власне, початкове наближення контакту можна задавати як $z_0(\xi) = -H_0 + \Delta g(\xi, H_0)$ або $z_0(\xi) = -H_0 + k_0 \Delta g(\xi)$, де $a \leq \xi \leq b$, $H_0 > 0$ – задана ста-

ла ліва "асимптота" функції $z_0 \in [a, b]$, $\Delta g(\xi) = g(\xi) - g(a)$, $\Delta g(\xi, H_0)$ – аналітично продовжене на рівні $-H_0$ значення $\Delta g(\xi)$, k_0 – шукана амплітуда ундуляцій.

Для обчислення k_0 визначена схема Чебишева [5]

$$z_{n+1} = z_n - \frac{f(z_n)}{f'(z_n)} - \frac{f''(z_n)f^2(z_n)}{2f'^3(z_n)}, \quad (7)$$

де

$$\begin{aligned} f(z) = & (1-c) \ln[(1-c)^2 + z^2] + \\ & + c \ln(c^2 + z^2) + 2z \operatorname{arctg} \frac{z}{z^2 - c(1-c)} - \\ & - (1-c) \ln[(1-c)^2 + H^2] - c \ln(c^2 + H^2) - \\ & - 2H \operatorname{arctg} \frac{H}{H^2 - c(1-c)} + g. \end{aligned} \quad (8)$$

Зауважимо, що послідовні наближення кореня $z^{(0)}$ рівняння $f(z) = 0$ можна отримати простіше, ніж П. Л. Чебишев. А саме: якщо корінь $z^{(0)}$ розташована у вузькому інтервалі $[\alpha, \beta]$, і z_n обрано звідси ж, то з точністю до малих 3-го порядку щодо $z^{(0)} - z_n$; $z^{(0)}$, $z_n \in [\alpha, \beta]$ маємо:

$$0 = f(z^{(0)}) \cong f(z_n) + f'(z_n)(z^{(0)} - z_n) + \frac{f''(z_n)}{2}(z^{(0)} - z_n)^2.$$

Звідси при $f'(z_n) \neq 0$ (що вірно, бо лише для кратних коренів $f(z) = f'(z) = 0$) отримуємо

$$z^{(0)} - z_n = -\frac{f(z_n)}{f'(z_n)} - \frac{f''(z_n)}{2f'(z_n)}(z^{(0)} - z_n)^2.$$

Завдяки малості різниці $(z^{(0)} - z_n)^2$, поклавши

$$(z^{(0)} - z_n)^2 = \left(-\frac{f(z_n)}{f'(z_n)} \right)^2, \text{ отримаємо } z^{(0)} - z_n = -\frac{f(z_n)}{f'(z_n)} - \frac{f''(z_n)f^2(z_n)}{2(f'(z_n))^3},$$

звідки випливає вираз (7).

Зауваження 2. Величини $f(z_s) \geq 0$, $f(z_i) \leq 0$, а за значних $H > 0$ маємо $f(z_s) > 0$, $f(z_i) < 0$. Отже, корені z_B , z_H рівнянь $f(z_B, g_s) = 0$, $f(z_H, g_i) = 0$ дають наближення z_s і z_i знизу і зверху, що впливає на "якість" початкового наближення $z_0 = z_0(\xi)$.

Зауваження 3. Величини z_s і z_i невпевнено визначаються при великих H , особливо якщо самі z_s і z_i

великі. Тому додатково, крім z_s і z_i , визначають при $\delta g = g(b) - g(a) \neq 0$, крім заданої лівої H^- і праву "асимптоту" H^+ кривої $z = z(\xi)$, тільки у виразі $f(z)$ замість g_s або g_i беруть δg для визначення H^+ .

Враховуючи всі припущення попередньої статті [5] та зроблені вище, приступаємо до обчислень.

Моделювання початкових наближень. Розглянемо схему відшукування початкового наближення для контактів, що описуються функціями (3, 4) з класів "антикліналей" $Ost_{(+)}^{(1,2)}(a, b)$ і "синкліналей" $Ost_{(-)}^{(1,2)}(a, b)$. Типовими представниками цих класів є функції типу „антикліналь” та „синкліналь”, відповідно (рис. 2):

$$z(\xi) = -H + a(1 - \xi)\xi, \quad 0 \leq \xi \leq 1, \quad (9)$$

$$z(\xi) = -H - a(1 - \xi)\xi, \quad 0 \leq \xi \leq 1. \quad (10)$$

Для відшукування k_0 систему координат зручно обрати так, щоб точка екстремуму $g(x)$ була на початку координат, тобто $\operatorname{extr}_{[c,d]} g(x) = g(0)$. Тоді інтервал $[c, d]$ обирається "симетрично" щодо початку, так само як і $a = -c$, $b = c$.

При цьому для моделі (9) (ліворуч на рис. 2) вірні відношення $\alpha_1 = \operatorname{arctg} C/H$, $H\alpha_1 < z\alpha_2$, $\alpha_1 > \alpha_2$, а для моделі (10) $\alpha_2 = \operatorname{arctg} C/z$, $H\alpha_1 > z\alpha_2$, $\alpha_1 < \alpha_2$.

Функція $f(z) = 2c \ln(c^2 + z^2) + 4z \operatorname{arctg} \frac{c}{z} - 2c \ln(c^2 + H^2) - 4H \operatorname{arctg} \frac{c}{H} + g$, де $g = g_s$ для антикліналі, $g = g_i$ – для синкліналі (обидва значення – зі своїми знаками). Її похідні $f'(z) = 4 \operatorname{arctg} \frac{c}{z}$; $f''(z) = -\frac{4c}{c^2 + z^2}$. Оскільки $f(H) = g$, то для синкліналі $f(H) < 0$, для антикліналі $f(H) > 0$. В обох випадках маємо $f''(H) = -\frac{4c}{c^2 + H^2} < 0$. Тому $f(H)f''(H) > 0$ для синкліналі і $f(H)f''(H) < 0$ для антикліналі. У обох випадках для визначення z_s і z_i використовується процес (7). Спроби обійтися грубими наближеннями z_s і z_i , обчисленими не за схемою (7), успіху не мали, хоча у ряді випадків призводили до добрих результатів.

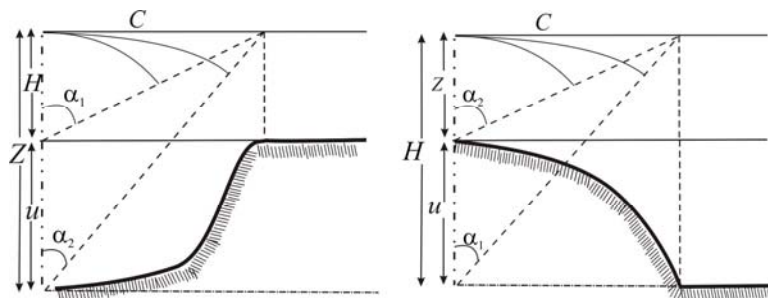


Рис. 2. Моделі контактів, описувані функціями з класу "антикліналей" (9) і "синкліналей" (10)

Так, якщо покласти $g = 2c \ln \frac{c^2 + H^2}{c^2 + z^2} + 4H \operatorname{arctg} \frac{c}{H} - 4z \operatorname{arctg} \frac{c}{z}$, то для синкліналі $z = H + u$, $H, z, u > 0$,

$\alpha_1 \geq \alpha_2$ (знак рівності – при $c \rightarrow \infty$) і, отже, $4H \operatorname{arctg} \frac{c}{H} - 4(H + u) \operatorname{arctg} \frac{c}{H + u} = 4H\alpha_1 - 4(H + u)\alpha_2 \leq 0$. Тому

$$\ln \frac{c^2 + H^2}{c^2 + z^2} \geq \frac{g}{2c},$$

$$c^2 + z^2 \leq (c^2 + H^2)e^{-\frac{g}{2c}}, \quad (11)$$

$$u \leq \sqrt{(c^2 + H^2)e^{-\frac{g}{2c}} - c^2} - H$$

Для антикліналі $z = H - u$, $H, u > 0$, $\alpha_1 \leq \alpha_2$ і, отже

$$4H \arctg \frac{c}{H} - 4(H - u) \arctg \frac{c}{z} = 4H\alpha_1 - 4z\alpha_2 \geq 0. \text{ Тому}$$

$$\ln \frac{c^2 + H^2}{c^2 + z^2} \leq \frac{g}{2c}, \quad u \leq H - \sqrt{(c^2 + H^2)e^{-\frac{g}{2c}} - c^2}. \quad (12)$$

При невеликих значеннях u (порівняно з H) можна вчинити інакше, а саме, взяти величини

$$\ln[c^2 + (H + u)^2] - \ln(c^2 + H^2) \approx \frac{2H}{c^2 + H^2} u,$$

$$(H + u) \arctg \frac{c}{H + u} - H \arctg \frac{c}{H} \approx \left(\arctg \frac{c}{H} - \frac{cH}{c^2 + H^2} \right) u$$

для синкліналі. Тому $g = -4 \arctg \frac{c}{H} u$ і, отже,

$$u = |g| / 4 \arctg \frac{c}{H}, \quad (13)$$

оскільки для синкліналі $g < 0$. Для антикліналі, хоча $g > 0$, але $z = H - u$, тому формула (13) є вірною. Зауважимо, що $f(H) = g$, $f'(H) = 4 \arctg \frac{c}{H}$ і тому (13) є першим наближенням в ітераційному процесі (7).

Інший спосіб обчислень базується на визначенні різних моментів кривої $z = z(\xi)$. У простому випадку, згідно

теореми Гауса $\int_{-\infty}^{\infty} g(x) dx = 2\pi m$, де m – аномальна

маса, зосереджена в області, обмеженій кривими $z_1 = z(\xi)$, $z_2 = -H$, $a \leq \xi \leq b$, вісь oz спрямована вгору. Через це маємо

$$m = \int_a^b \sigma z(\xi) d\xi + \int_a^b \sigma H d\xi = \int_a^b (z(\xi) + H) d\xi, \quad \sigma = 1.$$

$$\text{Звідси } z_s \geq \frac{m}{b-a} - H, \quad z_i \leq \frac{m}{b-a} - H \text{ або}$$

$$z_s \geq \frac{1}{2\pi(b-a)} \int_{-\infty}^{\infty} g(x) dx - H,$$

$$z_i \geq \frac{1}{2\pi(b-a)} \int_{-\infty}^{\infty} g(x) dx - H. \quad (14)$$

У цих формулах всюди вважаємо, що $\int_{-\infty}^{\infty} g(x) dx \approx \int_c^d g(x) dx$. Для обчислення цього інтегралу отримано відповідний вираз у квадратурах.

Висновки. Нові аналітичні конструкції (6) для обчислення багат шарових контактів при їх чисельному моделюванні (7) за способом Ньютона [5] швидше збігаються порівняно із класичними ітераціями [1]. Їхню стійкість на даних великої розмірності доцільно перевірити на польових даних.

Спроби обійтися грубими наближеннями, обчисленими не за (7), а за (11), (12), загалом, успіху не мали: збіжність на порядок менша, ніж у [1]; математично коректні результати мають сумнівний геологічний зміст.

Список використаної літератури:

1. Березин И.С., Жидков Н.П., (1960). Методы вычислений, 2. Berezin I.S., Zhidkov N.P., (1960). Calculation methods. [Metody vychisleniy], 2 (In Russian).
2. Булах Е.Г., (1984). Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. Киев. Bulakh E.G., (1984). Mathematical supply of automated system of gravity anomalies interpretation. [Matematicheskoye obespecheniye avtomatizirovannoy systemy interpretatsii gravitatsionnykh anomalii]. Kiev (In Russian).
3. Гласко В.Б., Страхов В.Н., (1977). Проблема единственности в некоторых обратных задачах геофизики. Проблемы матем. физики и вычисл. математики, 95–107. Glasko V.B., Strakhov V.N., (1977). The uniqueness problem in the certain inverse problems of geophysics [Problema edinstvennosti v nekotorykh obratnykh zadachakh geofiziki]. Problemy matematicheskoy fiziki i vychislitelnoy matematiki – Problems of mathemat. physics and calculus mathematics, 95–107 (In Russian).
4. Дубовенко Ю.И., (2011). Об определении погрешностей гравиметрических трансформаций. Геофиз. журнал, 1, 136–146. Dubovenko Yu.I., (2011). On the definition of errors of gravity transformations [Ob opredelenii pogreshnostey gravimetricheskikh transformatsiy]. Geofizicheskii jurnal – Geophysical Journal, 1, 136–146 (In Russian).
5. Дубовенко Ю.И., (2012). Початкове наближення для обчислення складного щільнісного контакту. Вісник Київського університету. Геологія, 59, 61–65. Dubovenko Yu.I., (2012). Initial approximation for the calculation of complex density interface [Pochatkovye nablyzhennya dlya obchyslennya skladnogo schilnishogo kontaktu]. Visnyk Kyivskogo universytetu. Geologiya, 59, 61–65 (In Ukrainian).
6. Филатов В.Г., (1974). О единственности решения некоторых обратных задач гравиразведки. Физика Земли, 11, 97–101. Filatov V.G., (1974). On the uniqueness of the solution of some inverse gravity problems [O edinstvennosti resheniya nekotorykh obratnykh zadach gravirazvedki]. Fizika Zemli – Physics of Solid Earth, 11, 97–101 (In Russian).
7. Черный А.В., (1982). Описание гравитационных аномалий. Докл. АН УССР, 4, 18–21. Chornyi A.V., (1982). Characterization of gravity anomalies [Opisanie gravitatsionnykh anomalii]. Doklady AN USSR – Reports of AN USSR, 4, 18–21 (In Russian).
8. Чорний А.В., Дубовенко Ю.И., (2002). Дослідження оберненої задачі потенціалу для контактної поверхні. Геофиз. журнал, 3, 77–92. Chornyi A.V., Dubovenko Yu.I., (2002). Investigation of the inverse potential problem for the contact surface [Doslidzhennya obremenoi zadachi potentsialu dlya kontaktnoyi poverkni]. Geofizicheskii jurnal – Geophysical Journal, 3, 77–92 (In Ukrainian).
9. Якимчик А.И., (2009). К вопросу о построении региональных аналитических аппроксимаций элементов аномальных гравитационных полей. Геофиз. журнал, 1, 121–124. Yakimchik A.I., (2009). To the matter of building regional analytic approximations of elements of anomalous gravity field [K voprosu o postroenii regionalnykh analiticheskikh approksimatsiy elementov anomalnykh gravitatsionnykh poley]. Geofizicheskii jurnal – Geophysical Journal, 1, 121–124 (In Russian).

Надійшла до редколегії 08.06.13

Yu. Dubovenko, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Senior Sci.
E-mail: nemishayeva@ukr.net
Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine
Apt. 304; 32, Palladin Ave., Kyiv-142, Ukraine

UNIQUENESS OF APPROXIMATION CALCULATIONS FOR MULTILAYERED DENSITY INTERFACES

The goals of the paper are to obtain mathematical constructions for geological objects, such as synclines and anticlines; to substantiate the uniqueness of the inverse problem when renovating analytical models for the horizontally layered geological media with several density interfaces in contact surfaces predefined by Chorniy; and to try the techniques developed for their iterative calculation.

A combination of these two models develops a new and more accurate approach to gravimetric inverse problems for the contact interface. This becomes necessary to improve standard fit procedures when solving inverse problems in gravity and magnetic fields.

The inverse problem of the density interface in the horizontally layered geological media with several density interfaces is confined to the solution of the nonlinear integral equation that describes the contact surface restricted by the given constant asymptotes within the planar region.

Still, this makes computation more complicated because of the problem of equivalency solutions.

Two field separation theorems are proved for this model – one for several 1-connected volumes and another one for the non-crossed layers. The theorems of uniqueness are built on the theorems of field separation enabling the solution of the inverse problem by the summary external

gravity field of n objects (ore bodies, layer interfaces etc.) through the solution of the inverse problem for separate objects – by the appropriate field values from these geological objects.

The numerical schemes for the definition of the initial approximation of the density interface in the multilayered geological media are stated. These algorithms formally coincide within the first iteration. There are also proposed analogical techniques based of the Chebyshev iteration construction for the iterative specification of the behavior of the contact asymptotes.

There were modeled synthetic initial approximations of synclines and anticlines by these algorithms. An alternative calculus method for it is pointed out, which is based upon the definition of the different moments of the interface curves. For the integral calculation there is obtained an appropriate expression in the finite quadratures.

Modeling data show that new analytical constructions for the calculation of the multilayered contact interfaces within their Newtonian numerical approximation converge more quickly in comparison with classic techniques for the contact definition. Their invariability for the big dimension field data should be tested on the real measurements. No attempts to apply rough approximations were successful: convergence was considerably less than in previous cases, and, besides, there was a rather ambiguous geological maintenance.

Key words: potential theory, analytical model, contact problem, classes of density interfaces, gravity fields separation, modeling.

Ю. Дубовенко, канд. физ.-мат. наук, ст. наук. сотрудник, nemishayeve@ukr.net

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

к. 304, пр. Палладина, 32, Киев-142, Украина

ОБ ОДНОЗНАЧНОСТИ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПРИБЛИЖЕНИЙ МНОГОСЛОИСТЫХ ПЛОТНОСТНЫХ КОНТАКТОВ

Цель статьи – получить математические конструкции для геологических объектов типа синклиналей и антиклиналей, обосновать единственность обратной задачи восстановления аналитических моделей горизонтально-слоистой геологической среды с несколькими плотностными границами раздела для этих конструкций в наперед определенном классе Черного контактных поверхностей и апробировать разработанную методику для их итерационного вычисления. Совокупность этих двух моделей образует новую уточненную постановку обратной задачи гравиметрии для контактной поверхности. Это необходимо для улучшения известных процедур подбора в решении обратных задач гравитационных и магнитных полей.

Обратная задача определения контакта в горизонтально-слоистой среде с несколькими плотностными границами сведена к решению нелинейного интегрального уравнения, которое описывает контакт, ограниченный заданными постоянными асимптотами в плоской области. Однако в подобной постановке практика вычислений усложняется проблемой эквивалентности решений.

Для этой модели приведены две теоремы разделения полей – для случая нескольких односвязных объемов и для случая нескольких непересекающихся слоев. Теоремы единственности основаны на теоремах разделения полей, которые позволяют свести решение обратной задачи по суммарному внешнему полю n объектов (рудных тел, границ раздела слоев) к решению обратной задачи для отдельных объектов – по значениям полей от этих объектов.

Указаны численные схемы для определения начального приближения плотностного контакта в многослойной геологической среде. Эти алгоритмы формально совпадают на первом шаге итераций. Аналогичные схемы на основе итерационной конструкции Чебышева предложены и для итерационного уточнения поведения "асимптот" контакта.

Осуществлено моделирование синтезированных начальных приближений "антиклиналей" и "синклиналей" по этим алгоритмам. Указан альтернативный способ вычисления, который базируется на определении различных моментов кривой контакту. Для вычисления интеграла получено соответствующее выражение в конечных квадратурах.

По результатам моделирования выявлено, что новые аналитические конструкции для вычисления многослойных контактов при их численном моделировании способом Ньютона скорее сходятся в сравнении с классическими методами вычисления контакта. Их устойчивость на данных большой размерности целесообразно проверить на полевых данных. Попытки обойтись грубыми приближениями успеха не имели: сходимость на порядок меньше и довольно сомнительное геологическое содержание.

Ключевые слова: теория потенциала, аналитическая модель, контактная задача, классы контактных поверхностей, разделение гравитационных полей, моделирование.

УДК (528.8.04:551.243):001.8

О. Азімов, д-р геол. наук, ст. наук. співроб., пров. наук. співроб.

E-mail: azimov@casre.kiev.ua

Науковий Центр аерокосмічних досліджень Землі

Інституту геологічних наук Національної Академії Наук України,

вул. Олеся Гончара, 55-б, м. Київ, МСП, 01601 Україна

ОСНОВНІ МЕТОДОЛОГІЧНІ ПРИНЦИПИ ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ БУДОВИ ЗЕМНОЇ КОРИ ДИСТАНЦІЙНИМИ ТЕХНОЛОГІЯМИ

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

У статті з феноменологічних позицій концептуально охарактеризовано п'ять основних (або фундаментальних) принципів, на яких базується методологія дослідження особливостей будови земної кори на підставі використання дистанційних аерокосмічних технологій. Головний (перший) принцип стосується усвідомлення процесу одночасної взаємодії (парагенезу) фізичних сил протилежного спрямування. Це сили притягання і відмінні від них сили відштовхування.

Другий принцип полягає у визначенні двох груп геологічних рушійних сил (внутрішніх і зовнішніх) у виникненні та розвитку структур літосфери. Третій принцип застосування матеріалів аерокосмічних зйомок у геологічних цілях базується на позиціях існування в літосфері поряд з пластичними (квазіпластичними) – крихкими (квазікрихкими) деформацій гірських порід. Четвертий принцип стверджує існування активних процесів перманентно-перервного енергомасообміну в природних геосистемах планети, як проявів особливостей існування і форм руху матерії.

П'ятий принцип констатує, що специфічні сучасні ландшафти та притаманні їм аномалії, будучи геоіндикаторами внутрішньої структури геологічного субстрату і пов'язані з ним енергомасообмінних процесів, диференціюються за спектральними характеристиками відбитого, розсіяного, поглинутого й емітерного електромагнітного випромінювання в різних діапазонах хвиль. Як наслідок, вони розрізняються за цими характеристиками, а також можуть бути відображені і розпізнані на даних дистанційних аерокосмічних знімків.

Ключові слова: методологія, земна кора, геологічні рушійні сили, дистанційне зондування Землі, ландшафтні геоіндикатори.

Мета та задача статті. Дистанційні знімки Землі з літальних космічних або повітряних апаратів є важливим джерелом даних при вивченні блокової будови її кристалічної основи та осадової товщі, уточненні розташування кільцевих структур, прогнозі нафтогазо- і рудоперспективних об'єктів і просторового розподілу їхніх проявів і родовищ, дослідженні геодинаміки та моніторингу сучасних екзогенних процесів тощо

[1; 5; 6; 11; 12; 14 та ін.]. Використання даних дистанційного зондування Землі (ДЗЗ) у геологічних дослідженнях аргументується низкою їхніх позитивних якостей, важливими з них є: актуальність, оперативність отримання, об'єктивність у відображенні об'єктів і процесів, велика оглядовість, інтегруюча здатність (природна генералізація), своєрідна "рентгеноскопічність", повторюваність, можливість отримання дистанційних

матеріалів одного і того ж регіону різних масштабів, можливість отримання зображень у декількох зонах спектра електромагнітних хвиль, відносна дешевина при вирішенні поставлених завдань тощо.

Крім того комплексне використання традиційних геолого-геофізичних методів вивчення будови земної кори і методів ДЗЗ дозволяє оптимізувати мережу наземних досліджень та екстраполювати отримані внаслідок їх проведення дані.

Разом з тим застосування дистанційних аерокосмічних даних не дає однозначної відповіді при вирішенні низки завдань надрокористування. До таких, зокрема, належать питання встановлення конкретної глибини залягання того чи іншого геологічного тіла, його геометричних та ряду інших параметрів. Наприклад, що стосується диз'юнктивних дислокацій, то теорія і методологія їх диференціації за кінематичними і геодинамічними характеристиками, ступенем розкритості для проникнення різноманітних флюїдів на підставі використання матеріалів аерокосмічних зйомок (МАКЗ) до теперішнього часу ще повною мірою не розроблена. До цього слід додати фактор незначного рівня використання комп'ютерних технологій обробки залучених даних ДЗЗ під час спроб розв'язання вказаних проблем.

Більш того, наразі теоретичні погляди фахівців галузі щодо фізичної суті відображення глибоко похованих об'єктів літосфери у зовнішніх компонентах сучасного ландшафту та щодо моделі формування відповідного корисного сигналу на матеріалах дистанційних зйомок (МДЗ) часом суперечливі або неоднозначні [1; 5; 6; 11; 12; 14 та ін.]. У цьому контексті слід зазначити, що закони геології відображають інтегральну взаємодію та взаємообумовленість законів математики (механіки, фізики, хімії та біології у природних геосферах (геосистемах)). Вони, геологічні закони, характеризують взаємовідношення і взаємозв'язок між матерією літосфери, гідросфери, атмосфери, біосфери, якою ці геосфери складені, космосом, а також між явищами і процесами, що в них відбуваються, включаючи взаємодію геофізичних полів і різноманітні фізико-хімічні реакції. З огляду на це геологічні закони сформульовані недостатньо чітко. Вони можуть сприйматися на рівні робочих концепцій або гіпотез, які часто є альтернативними одна стосовно одної. Це визначає загальну постановку проблеми.

Повною мірою вказане притаманне й для теоретичних основ виявлення особливостей структури земної кори на підставі застосування дистанційних аерокосмічних технологій як складових комплексного процесу геологічних досліджень, а отже окреслює невирішену раніше частину загальної проблеми. Тому теоретична база як окремих дисциплін, так і методів ДЗЗ потребує подальшого розвитку на принципах системності, що засвідчує зв'язок цієї задачі з фундаментальними завданнями сучасної науки.

Отже, узагальнюючи напрацювання фахівців галузі, а також суміжних сфер природознавства, доповнюючи їх результатами власних досліджень, усвідомлюючи спільний розвиток геосфер планети, наявність тісних залежностей між ними та їхніми компонентами, а також існування зв'язку їх з космосом, з феноменологічних поглядів концептуально охарактеризуємо основні (або фундаментальні) принципи [2; 4 та ін.], що є базово-методологічними при дослідженнях особливостей будови земних надр і різноманітних ендегенних процесів за МАКЗ. Це є головною метою статті.

Виклад результатів дослідження. Характеризуючи основоположні методологічні принципи вивчення особливостей структури земної кори на підставі використання

МДЗ з позицій системного підходу, відмітимо, що загалом цей підхід стверджує: що будь-який об'єкт може бути і повинен (якщо ми хочемо досліджувати його дійсно суттєві властивості) розглядатися як система. Стосовно мети нашої розробки принцип системності розуміється як вимога вичленення природних системних властивостей структурних елементів земної кори (літосфери загалом з урахуванням особливостей будови ландшафту сучасної денної поверхні), а також різноманітних ендегенних процесів, зокрема геодинамічних.

Методологічна база виявлення і вивчення характерних особливостей будови земної кори на підставі використання даних ДЗЗ ґрунтується на визнанні ряду основних (основоположних, фундаментальних) принципів, які за своєю сутністю випливають з геологічної концепції розробленої академіком В. Г. Бондарчуком теорії тектоорогенії [8], а також вчення його колег і послідовників про тектонічні розриви літосфери різноманітної кінематики, що виникли на різних етапах геодинамічної еволюції й визначають її (літосфери) фрактальну структуру [1; 5; 6; 10–17 та ін.], про енергомасообмін як у власне геосистемах (геосферах) планети [1; 3; 6; 7; 10; 12–14; 16; 17 та ін.], так і в системі Земля–космос загалом [3; 7; 9; 14–18 та ін.]. *Головний (перший) принцип* стосується усвідомлення процесу одночасної органічної взаємодії (парагенезу) фізичних сил протилежного спрямування, завдяки і під впливом яких відбувається еволюція, рух геологічної речовини в будь-якому природному об'єкті. Це сили притягання, а також відмінні від них сили відштовхування.

У просторово-часовому континуумі Всесвіту неможлива дія лише однієї з вказаних груп сил без одночасної дії (протидії) протилежно спрямованих сил іншої парагенетичної групи однакового ієрархічного рангу. Отже, вказаний процес є конкретним проявом філософського закону *єдності та боротьби протилежностей* (або закону взаємного проникнення протилежностей).

Другий принцип полягає у визначенні двох груп геологічних рушійних сил (внутрішніх і зовнішніх) у виникненні та розвитку структур літосфери, як складових елементів єдиної матеріальної системи Земля, різноманітні різнорангові об'єкти якої, а також їхні рухи перебувають у закономірній підпорядкованості та взаємообумовленості. До групи внутрішніх сил належать власне внутрішні (тобто земні) сили, що зумовлені різноманітними фізико-хімічними процесами, які відбуваються як у глибинах "тіла" планети, так і на її поверхні, а також сила земного тяжіння (стиснення). Серед внутрішніх глибинних процесів виділяються [17 та ін.]: гравітаційно-хімічна диференціація глибинної речовини, періодичні накопичування і вивільнення радіоактивного тепла (а також електромагнітної енергії [7]), фазові та поліморфні перетворення глибинних мас, рух теплових хвиль, глибинні конвекційні течії, локальні розігрівання та охолодження внутрішньої речовини і пов'язані з ними локальні стиснення і розширення ділянок верхньої та нижньої мантії, періодичні здимання і опускання окремих ділянок земної кори, розтріскування літосфери (під дією її підняттів і опускань), процеси магматизму і метаморфізму, розвиток структур стиснення (складчастість, орогени і т. п.) і розширення (рифтогени, геосинклінали і т. д.) тощо. Внутрішні сили своєю дією загалом намагаються стиснути, здавити Землю.

Зовнішні за походженням сили включають ротаційні сили обертового руху земної кулі навколо своєї осі, сили гравітаційних впливів на неї Місяця, Сонця, інших космічних тіл, акреція, сили галактичних ударних хвиль, а також сили, які виникають внаслідок дії позапланет-

них електромагнітних полів та іншого космічного випромінювання (насамперед теплової енергії Сонця). До космічного також належить випромінювання іонізованих часток та випромінювання, пов'язане з розпадом радіонуклідів. Сили цієї групи своєю дією загалом спрямовані на розтягнення, розширення Землі.

Не вдаючись до детального аналізу сукупності причин періодичних змін ротаційного режиму земної кулі, що є дискусійним питанням у науці до теперішнього часу, зазначимо лише таке. А саме: ці причини, відповідно до описаного вище другого фундаментального принципу, належать до двох основних типів – зовнішніх і внутрішніх. Зовнішні пов'язані з нерівномірною в часі гравітаційною дією на Землю навколишніх космічних об'єктів і впливом на неї полів іншої фізичної природи, які ними генеруються.

Зі свого боку внутрішні причини зумовлені процесами фізико-хімічного перетворення, самоорганізації глибинної речовини планети як відкритої значним чином нерівноважної системи, процесами, як показано у працях О. І. Слензака [13 та ін.], внутрішнього її саморозвитку. У свою чергу це може виражатися [16] в періодичних збільшеннях і зменшеннях об'єму мас Землі на окремих її ділянках, які в геології відомі як пульсації, коливальні рухи земної кори тощо. Як наслідок, цей перерозподіл мас, механічні їхні переміщення приводять до зміни моменту інерції планети.

Цілком імовірна періодична залежність інтенсифікації дії внутрішніх причин зміни ротаційного режиму Землі від активізації причин зовнішнього типу [9; 15; 18 та ін.].

Отже, парагенез вселенських сил притягання (стиснення) і відштовхування (розтягнення) супроводжується взаємоперетвореннями, з одного боку, форм існування матерії та, з іншого боку, форм її руху (енергії), без якої вона, матерія, немислима. Зазначений процес є одним з яскравих виражень філософського закону *переходу кількості в якість*.

Порівнюючи роль геологічних рушійних сил у процесах тектогенезу, необхідно усвідомлювати, що основу геодинаміки земної кори становлять внутрішні глибинні перетворення, які в ній відбуваються. Група зовнішніх сил, які діють на планету ззовні, має другорядне значення стосовно тектонічних рухів. Зокрема, фактична величина сил оберткової динаміки Землі невелика [17]. Отож вони не спроможні самостійно рухати і зміщувати окремі блоки і глиби земної кори. Вони можуть створювати лише передумови для її розтріскування по лініях певних напрямків – і не більше. Таким чином, зовнішні сили є своєрідним "спусковим механізмом", "каталізатором" для конкретного прояву і реалізації потенціалу внутрішніх сил у формуванні ними структури геологічного субстрату.

Як ми зазначали, розвиток геологічної речовини (матерії–енергії загалом) відбувається завдяки переходу їх з одного якісного стану в інший через постійний зв'язок, протидію різноспрямованих однопорядкових сил, їх взаємоперетворення, тобто через перманентне заперечення протилежностей та їх взаємоперехід. Унаслідок цього в поступальному розвитку системи Земля–космос після початкового "скидання" старих її якостей і подолання відповідного етапу з набуттям нових рис відбувається своєрідне повернення назад, унаслідок чого в новому повторюються якості старого.

Отже, заперечення, як єдність протилежностей, створює між певними етапами розвитку Землі послідовний, генетичний зв'язок. За мільярди років свого існування структура нашої планети зазнала багато стадій розвитку, причому жодна з них не повторювалася. При настанні кожної нової геологічної ери деякі особливості попере-

дньої ери зникали зовсім, інші зазнавали глибокого перетворення, більш того, з'являлися такі геологічні об'єкти, процеси та явища, яких ніколи не було раніше. Тобто має місце сполучення якісної новизни і наступності. Охарактеризовані своєрідні "спіралеподібні" процеси розвитку геологічної матерії, системи Земля–космос загалом, що поєднують у собі циклічність, відносну повторюваність і поступальність, є переконливим втіленням філософського закону *заперечення заперечення*.

Третій принцип застосування даних ДЗЗ у геологічних цілях базується на позиціях існування в літосфері поряд з пластичними (квазіпластичними) крихкими (квазікрихкими) деформаціями гірських порід, що передусім зумовлено диференціацією реологічних властивостей і барично-температурних (P–T) умов геологічного середовища. Крихкі (квазікрихкі) деформації та руйнування здебільшого притаманні консолидованим утворенням верхньої частини земної кори. Таким чином, для останньої характерна наявність диз'юнктивних дислокацій, які загалом визначають її планетарну блокову тектоніку, а також існування зон підвищеної тріщинуватості та дилатансійного розушцілення порід, що характеризують її (кори) анізотропні геофлюїдопроникні властивості. Як наслідок, розривні порушення створюють взаємопов'язану систему, яка зі свого боку забезпечує різноманітний багаторівневий зв'язок між структурами глибинних, проміжних і приповерхневих надр, а також власне земною поверхнею та її компонентами.

Четвертий принцип стверджує існування активних процесів перманентно-перервного (пульсаційного) енергомасообміну в природних геосистемах планети, як проявів особливостей існування і форм руху матерії. Ці різноманітні складні, часто незворотні, нелінійні процеси спостерігаються між твердою, рідкою й газоподібною фазами геологічного середовища та атмосфери, біотою, а також фізичними полями Землі, які їх відображають, і фізичними полями позаземного походження. Крім перебудови та утворення спектра структур земної кори інтерференція цих процесів спричинює також певні відмінності в особливостях образу (лику) поверхні Землі, розвиток відповідних ландшафтів та виникнення аномалій в їхній будові (рис. 1).

Механізму передавання відомостей з глибин Землі на її поверхню притаманний дуже складний, багатофакторний причинно-наслідковий характер. Моделі цієї передачі в більшості випадків пояснюються з феноменологічних позицій. За деяким винятком [6; 7; 14 та ін.], характер фізико-хімічних процесів, які при цьому відбуваються, до цього часу переважно залишається непараметризованим. Вважаються можливими [12] три взаємопов'язаних варіанти передачі інформації з земних надр на поверхню. Загалом їх можна сформулювати як передачу інформації: 1) шляхом механічних деформацій, 2) через геофлюїдодинамічні потоки, 3) завдяки геофізичним полям [3; 14].

П'ятий принцип констатує, що специфічні сучасні ландшафти земної поверхні та притаманні їм аномалії, а також у деяких випадках атмосферні та іоносферні аномалії, будучи геоіндикаторами внутрішньої структури геологічного субстрату і пов'язаних з ним енергомасообмінних процесів, диференціюються за спектральними характеристиками відбитого, розсіяного, поглинутого й емітерного електромагнітного випромінювання в різних діапазонах хвиль – ультрафіолетовому, видимому, інфрачервоному, радіохвильовому. Як наслідок, вони розрізняються за цими характеристиками [5; 6; 14 та ін.], а також можуть бути відображеними і розпізнаними на даних ДЗЗ (рис. 1) [1; 5; 6; 14 та ін.].

Геологічні об'єкти і пов'язані з ними ендегенні процеси в компонентах ландшафту денної поверхні, а також певною мірою в особливостях стану атмосфери і навіть іоносфери та магнітосфери індицируються численними ознаками різних груп [1; 3; 5–8; 11; 12; 14; 16 та ін.]. До цих груп, зокрема, належать рельєф, гідрографічна мережа, літологічний склад поверхневих відкладів, ґрунтово-рослинний покрив, атмосфера, а також сучасні екзогенні процеси і гідрометеорологічні явища

тощо. Загалом геоіндикатори взаємопов'язані між собою численними досить складними, часом неоднозначними і багатоваріантними залежностями прямого і зворотного зв'язку. Синергетично доповнюючи і підсилюючи один одного у просторі та в радіометричному полі МАКЗ, у сукупності вони чіткіше і більш надійно відображають геологічні утворення з характерними для них процесами, а інтегруючись, чіткіше проявляються на різноманітних даних ДЗЗ.

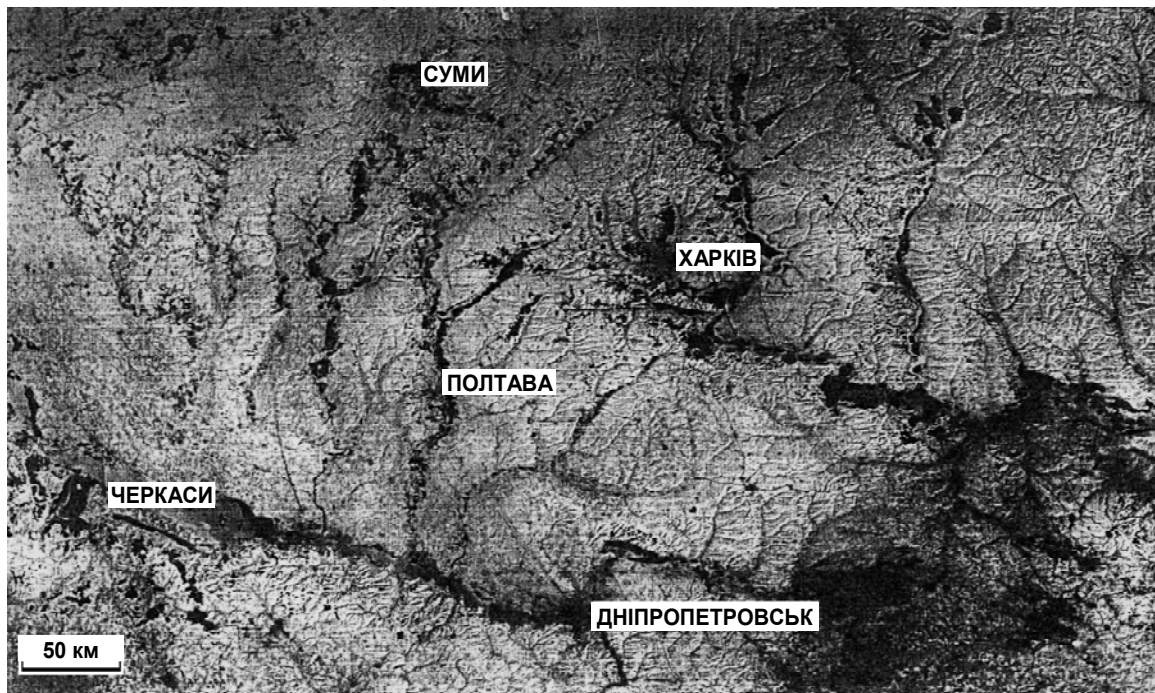


Рис. 1. Територія Дніпровсько-Донецької западини. Фрагмент телевізійного інтегрального космічного знімка В-5373, отриманого зі штучного супутника Землі "Метеор-29" (СРСР) у зимовий період року (23.01.1980 р., 10 год 43 хв) при незначній товщині снігового покриву

Вирізняються гідрографічна та ерозійна мережі від найнижчих до найвищих порядків. Поперечні (субмеридіональні та північно-східні) до простягання регіону річки, їхні долинні комплекси та пов'язані з ними інші компоненти ландшафту відображають зони глибинних розломів (похованих дорифтових глибинних структур [10; 11 та ін.]).

Висновки й пропозиції. Отже, тектонічні рухи та один з головних їхніх наслідків – формування і розвиток різноманітних різнорангових геологічних структур – є результатом причинно-наслідкових зв'язків між будовою земної кори (включаючи її поверхню), тектонофізичними і фізико-хімічними процесами, які в ній відбуваються, а також зовнішніми фізичними полями, до яких належать і поля позапланетного генезису. На усвідомленні цих взаємообумовлювальних зв'язків базуються фундаментальні принципи методології вивчення особливостей структури земної кори за допомогою використання даних аерокосмічних знімків і технологій.

Головні перспективи подальших досліджень у напрямі вдосконалення теоретичних основ використання матеріалів ДЗЗ при геологорозвідувальних роботах вбачаються передусім у коректній розробці кількісних оцінок охарактеризованих процесів як окремо один від одного, так й інтегрованих в єдину систему. Окреме, особливе місце при цьому займає подальша розробка теорії диз'юнктивних дислокацій з різними кінематичними і геодинамічними характеристиками, ступенем розкритості для проникнення різноманітних флюїдів, іншими параметрами.

Список використаних джерел:

1. Азімов О.Т., (2004). Теоретико-методичні аспекти використання дистанційних аерокосмічних методів при вивченні геодинамічних процесів. Вісн. Київ. нац. ун-ту ім. Тараса Шевченка. Геологія, 29-30, 88–93.
2. Азімов О.Т., (2004). Teoretyko-metodychni aspekty vykorystannya dystantsiynykh aerokosmichnykh metodiv pry vyvchenni geodynamichnykh protsesiv. Visn. Kyiv. un-tu im. Tarasa Shevchenka. Geologiya, 29-30, 88–93 (In Ukrainian).
3. Азімов О.Т., (2007). Головні принципи методології вивчення структури земної кори на підставі використання даних дистанційного зондування Землі. Матер. міжнар. наук.-техн. конф. "Прикладна геологічна наука сьогодні: здобутки та проблеми", присвяч. 50-річчю створення УкрДГРІ (Київ, 5-6 липня 2007 р.). К.: УкрДГРІ, 88–89.
4. Азімов О.Т., (2007). Golovni pryntsypy metodologiyi vyvchennya struktury zemnoyi kory na pidstavi vykorystannya danykh dystantsiynogo zonduvannya Zemli. Prykladna geologichna nauka sodayni: zdobutky ta problemy", prysvyach. 50-richchyu stvorennia UkrDGRI (Kyiv, 5-6 lyunya 2007 r.). K.: UkrDGRI, 88–89 (In Ukrainian).
5. Азімов О.Т., (2011). Про геофізичний варіант передачі інформації з надр Землі на її поверхню. Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики: зб. наук. пр. К., 82–108.
6. Азімов О.Т., (2011). Pro geofizychnyy variant peredachi informatsiyi z nadr Zemli na yiyi poverkhnyu. Teoretychni ta prykladni aspekty geoinformatyky. K., 82–108 (In Ukrainian).
7. Азімов О.Т., (2012). Принципи методології вивчення особливостей внутрішньої будови Землі за даними аерокосмічних зйомок. Матер. X міжнар. наук. конф. "Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища" (м. Київ, 17-20 жовт. 2012 р.). К.: ВГЛ "Обрії", 121–123.
8. Азімов О.Т., (2012). Pryntsypy metodologiyi vyvchennya osoblyvostey vnutrishnoyi budovy Zemli za danyamy aerokosmichnykh zymok. Monitoryng nebezpechnykh geologichnykh protsesiv ta ekologichnogo stanu seredovyscha (m. Kyiv, 17-20 zhovt. 2012 r.). K.: VGL "Obrii", 121–123 (In Ukrainian).
9. Азрокосмические методы геологических исследований / Под ред. А. В. Перцова., (2000). СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 316.
10. Aerokosmicheskie metody geologicheskikh issledovaniy / In ed. A. V. Pertsova., (2000). SPb.: Izd-vo SPb kartfabriki VSEGEI, 316 (In Russian).

6. Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування / Лялько В.І., Федоровський О.Д., Попов М.О. та ін., (2006). За ред. В.І. Лялька і М.О. Попова. К.: Наук. думка, 358.

Lyalko V. I., Fedorovskyy O. D., Popov M. O. et al., (2006). Bagatospektralni metody dystantsiynogo zonduvannya Zemli v zadachakh pryrodokorystuvannya. In ed. V. I. Lyalka i M. O. Popova. K.: Nauk. dumka, 358 (In Ukrainian).

7. Баласанян С.Ю., (1990). Динамическая геоэлектрика. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 232.

Balasanyan S.Yu., (1990). Dinamicheskaya geoelektrika. Novosibirsk : Nauka, Sib. otd-nie, 232 (In Russian).

8. Бондарчук В.Г., (1961). Основные вопросы тектоогенеза. Киев: Изд-во АН УССР., 383.

Bondarchuk V.G., (1961). Osnovnye voprosy tektoorogenii. Kiev: Izd-vo AN USSR, 383 (In Russian).

9. Галабуда М.І., (2002). Космічно-аномалістична концепція формування земної кори. Геологія і геохімія горюч. копалин, 3, 100–108.

Galabuda M.I., (2002). Kosmichno-anomalistychna kontseptsiya formuvannya zemnoyi kory. Geologiya i geokhimiya goryuch. kopalin, 3, 100–108 (In Ukrainian).

10. Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины / Порфирьев В.Б., Ключко В.П., Краюшкин В.А. и др., (1977). Отв. ред. В.Б. Порфирьев. Киев: Наук. думка, 152.

Porfirev V.B., Klochko V.P., Krayushkin V.A. et al., (1977). Geologicheskie kriterii poiskov novykh obektov na nef i gaz na territorii Ukrainy. In ed. V.B. Porfirev. Kiev: Nauk. dumka, 152 (In Russian).

11. Геология и нефтегазосность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинные разломы и комбинированные нефтегазосные ловушки / Гавриш В.К., Недошовенко А.И., Рябчун Л.И. и др., (1991). Отв. ред. В.К. Гавриш. АН УССР. Ин-т геол. наук. Киев: Наук. думка, 172.

Gavrish V.K., Nedoshovenko A.I., Ryabchun L.I. et al., (1991). Geologiya i neftegazonosnost Dneprovsko-Donetskoj vpadiny. Glubinnye razlomny i kombinirovannye neftegazonosnye lovushki. In ed. V.K. Gavrish. AN USSR. In-t geol. nauk. Kiev: Nauk. dumka, 172 (In Russian).

12. Макаров В.И., (1981). Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов). Исслед. Земли из космоса, 4, 109–115.

Makarov V.I., (1981). Lineamenty (problemy i napravleniya issledovaniy s pomoshchyu aerokosmicheskikh sredstv i metodov). Issled. Zemli iz kosmosa, 4, 109–115 (In Russian).

13. Слензак О.И., (1984). Локальные структуры зон напряжений докембрия. Киев: Наук. думка, 104.

Slenzak O.I., (1984). Lokalnye struktury zon napryazheniy dokembriya. Kiev: Nauk. dumka, 104 (In Russian).

14. Спутниковые методы поиска полезных ископаемых / Азимов А.Т., Апостолов А.А., Архипов А.И. и др., (2012). Под ред. В.И. Лялька и М.А. Попова. Киев: Карбон-Лтд, 436.

Azimov A.T., Apostolov A.A., Arkhipov A.I. et al., (2012). Sputnikovye metody poiska poleznykh iskopaemykh. In ed. V. I. Lyalko & M.A. Popova. Kiev: Karbon-Ltd, 436 (In Russian).

15. Тяпкин К.Ф., (1998). Фізика Землі. К.: Вища шк., 291.

Tyapkin K.F., (1998). Fyzyka Zemli. K.: Vyscha shk., 291 (In Ukrainian).

16. Чебаненко И.И., (1963). Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Киев: Изд-во АН УССР, 155.

Chebanenko I.I., (1963). Osnovnye zakonomernosti razlomnoy tektoniki zemnoy kory i ee problemy. Kiev: Izd-vo AN USSR. Ser. geotektoniky, 12, 155 (In Russian).

17. Чебаненко И.И., (1977). Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры (на примере Украины). Киев: Наук. думка, 84.

Chebanenko I.I., (1977). Teoreticheskie aspekty tektonicheskoy delimosti zemnoy kory (na primere Ukrainy). Kiev: Nauk. dumka, 84 (In Russian).

18. Carey S.W., (1982). Theories of the Earth and Universe: A history of dogma in the Earth Sciences. Stanford, 414.

Надійшла до редколегії 07.02.13

O. Azimov, Dr. Sci. (Geol.), Senior Sci., Lead. Sci.

E-mail: azimov@casre.kiev.ua

Scientific Centre for Aerospace Research of the Earth

Institute of Geological Science, NAS of Ukraine

55-B, Oles Honchar Str., Kyiv, MSP, 01601, Ukraine

METHODOLOGY OF RESEARCH INTO THE EARTH'S CRUST STRUCTURE VIA REMOTE SENSING TECHNOLOGIES

Five fundamentals to investigate Earth's crust structure using remote aerospace technologies are given conceptual and phenomenological consideration. The first principle refers to the paragenesis of the oppositely directed physical forces. These are, namely, the force of attraction, and the force of repulsion.

The second principle underlies the two groups of the geological driving forces (internal and external ones) that determine the appearance and the evolution of the lithospheric structure.

The third principle of applying remote sensing application for geological purposes is based on two types of deformations: plastic (quasiplastic) rock deformation and brittle (quasibrittle) deformation.

The fourth principle underpins dynamics of both permanent and interrupted energy-mass-exchange in the natural Earth's geosystems, which is a property of matter and its forms of motion.

The fifth principle states that specific modern landscapes and their anomalies (being geoindicators of interior structure of the geological substrate and energy-mass exchange) are differentiated by the spectral features of the reflected, absorbed, and emitted electromagnetic radiation in variable wave ranges. As a result, they are distinguished by these characteristics and may be imaged and identified via remote sensing data.

Keywords: methodology, the Earth's crust, geological dynamics, remote sensing of the Earth, landscape geoindicators.

A. Азимов, д-р геол. наук, ст. науч. сотрудник, вед. науч. сотрудник,

azimov@casre.kiev.ua

Научный Центр аэрокосмических исследований Земли

Институт геологических наук НАН Украины

ул. Олесь Гончара, 55-Б, г. Киев, ГСП, 01601, Украина

ОСНОВНЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДИСТАНЦИОННЫМИ ТЕХНОЛОГИЯМИ

В статье с феноменологических позиций концептуально охарактеризованы пять основных (или фундаментальных) принципов, на которых базируется методология исследования особенностей строения земной коры на основе использования дистанционных аэрокосмических технологий. Главный (первый) принцип касается осознания процесса одновременного взаимодействия (парагенеза) физических сил противоположного направления. Это силы притяжения и отличные от них силы отталкивания.

Второй принцип заключается в определении двух групп геологических движущих сил (внутренних и внешних) в возникновении и развитии структур литосферы. Третий принцип применения материалов аэрокосмических съемок в геологических целях базируется на позициях существования в литосфере наряду с пластическими (квазипластическими) – хрупких (квазихрупких) деформаций горных пород. Четвертый принцип утверждает существование активных процессов перманентно-прерывного энергомассообмена в природных геосистемах планеты, как проявлений особенностей существования и форм движения материи.

Пятый принцип констатирует, что специфические современные ландшафты и свойственные им аномалии, будучи геоиндикаторами внутренней структуры геологического субстрата и связанных с ним энергомассообменных процессов, дифференцируются по спектральным характеристикам отраженного, рассеянного, поглощенного и эмитерного электромагнитного излучения в разных диапазонах волн. Как следствие, они распознаются по этим характеристикам, а также могут быть отраженными и распознанными на данных дистанционных аэрокосмических съемок.

Ключевые слова: методология, земная кора, геологические движущие силы, дистанционное зондирование Земли, ландшафтные геоиндикаторы.

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, Україна

ОБЕРНЕНІ ЛІНІЙНІ ЗАДАЧІ ГРАВІМЕТРІЇ ТА МАГНІТОМЕТРІЇ З УТОЧНЮЮЧИМИ ІТЕРАЦІЙНИМИ ПОПРАВКАМИ ВИЩОГО ПОРЯДКУ

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

Ціль роботи полягає в створенні методів рішення обернених задач гравіметрії й магнітометрії з ітераційними поправками вищих порядків для того, щоб одержувати коректні й змістовні геологічні результати інтерпретації фізичних полів.

Відомі ітераційні методи для рішення лінійних обернених задач гравіметрії на основі комбінації декількох типів ітераційних поправок до параметрів. Обернені задачі гравіметрії й магнітометрії сильно некоректні, зокрема, тому що різні критерії оптимізації дають різні рішення, і вони можуть бути істотно різними в деяких областях інтерпретаційної моделі. Деякі методи створені для того, щоб вирішити лінійні обернені задачі гравіметрії й магнітометрії в умовах гаусівського розподілу помилок, і це пов'язано зі структурною проблемою в пошуках й розвідці рудних тіл і покладів вуглеводнів. Відомі методи, які розвинені для того, щоб вирішувати лінійні обернені задачі гравіметрії й магнітометрії, використовуючи ітераційні поправки, і вони використовують весь набір нев'язок між вимірюваними й розрахованими даними про фізичні поля. Але, негаусівські розподіли погрешностей виміру полів, разом з недоліками існуючих методів рішення обернених задач, дають низький відсоток збіжності ітераційного процесу до істинного рішення оберненої задачі. Окрім того, вони створюють труднощі для доступу до закінченого рішення, і, таким чином, зменшують геологічну змістовність рішення оберненої задачі. У роботі представлені методи, які збільшують геологічну змістовність рішень обернених задач за допомогою ітераційних поправок більш високих порядків до відомих ітераційних формул і до формул критеріїв оптимізації. При цьому поправки розділяються на два напрямки: по напрямку нев'язок поля та по напрямку поправок до щільності блоків моделі геологічного масиву. Кожна поправка по напрямку нев'язок поля формує додаткову уточнюючу поправку на один порядок вище по напрямку поправок до щільності та навпаки. Але кожна із цих поправок може використовуватися як самостійно в будь-якій ітераційній формулі, так і разом з іншими поправками тільки одного напрямку. Найбільш ефективно відновлюють поле ітераційні формули з трьома поправками разом першого, другого та третього порядку одного напрямку та окремо з трьома поправками іншого напрямку разом в одній ітераційній формулі. Кожен критерій оптимізації для такої формули має набір усіх поправок на два порядки вище.

Ключові слова: гравіметрія, магнітометрія, обернена задача, ітераційний метод, ітераційна поправка, критерій оптимізації поправки, порядок поправки

Постановка проблеми в загальному виді і її зв'язок з важливими науковими або практичними задачами.

Обернені задачі гравіметрії й магнітометрії є некоректними, зокрема, через те, що з різними критеріями оптимізації одержуються різні рішення, а на окремих ділянках інтерпретаційної моделі вони можуть бути й істотно різними [1].

Аналіз останніх досягнень і публікацій, у яких закладено рішення даної проблеми й на які опирається автор. Для рішення структурних задач із метою пошуків рудної сировини й вуглеводнів розроблені методи рішення обернених лінійних задач гравіметрії й магнітометрії на тлі гауссових похибок ітераційними методами умовної й безумовної оптимізації [2]. Розроблено стійкі ітераційні методи рішення обернених лінійних і нелінійних задач гравіметрії й магнітометрії із застосуванням ітераційних поправок [3], у тому числі й уточнюючих [4], що містять весь масив нев'язок поля попередньої ітерації для коректування рішення на наступній ітерації.

Виділення невідомого раніше частин загальної проблеми, яким присвячена дана стаття. При негауссових похибках обернені задачі, що вирішуються з використанням тільки одного ітераційного коефіцієнта для параметрів одного типу всіх геологічних блоків [5], мають обмежену гнучкість методу для досягнення однозначного рішення. Крім того, недоліками існуючих методів є низька швидкість збіжності ітераційного процесу до будь-якого рішення оберненої задачі, і, більше того, труднощі з виходом на кінцеве рішення. Це обумовлено більше швидкою появою еквівалентного рішення для блоків з високою аномальною щільністю. Через такі недоліки знижується геологічна змістовність рішення оберненої задачі. Спроба поліпшити рішення оберненої задачі, за допомогою виведення уточненої формули основної ітераційної поправки [4], вихід на більш точне рішення оберненої задачі не забезпечує.

Формулювання цілей статті. Метою цієї роботи є створення ітераційного методу з більш високою швидкістю збіжності за рахунок уточнюючих поправок більш

високого порядку до відомих ітераційних поправок і підвищення на цій основі геологічної змістовності рішення оберненої задачі.

Виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням отриманих наукових результатів. Поставлена мета досягається тим, що на кожній наступній ($n+1$ -й) ітерації у відомих ітераційних методах рішення оберненої задачі в ітераційній формулі

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

τ_{n+1} , $B_{i,p,n}$ – ітераційний коефіцієнт і загальна ітераційна поправка, що обчислюються після кожної попередньої (n -ої) ітерації з урахуванням наближеного значення невідомого параметра $\sigma_{i,n}$ ($i=1, M$) кожного i -того блоку з M блоків сіткової моделі середовища, отриманого на n -й ітерації, використовують апроксимацію другого доданка з (1) лінійними багаточленами першого порядку (хоча можливо його розкладання в ряди й по інших функціях):

$$\tau_{n+1} B_{i,p,n} = (M_{i,m,n}, \tau_{m,n+1}); \quad m=1, h; \quad (2)$$

де $M_{i,m,n}$ – поправки першого й більш високих порядків $m=1, p$, одержувані послідовно з формул, починаючи з (1) при $p=1$; $\tau_{m,n+1}$ – ітераційний коефіцієнт для кожної ітераційної поправки

$$B_{i,1,n} = M_{i,1,n} = (a_{i,j} / \lambda_{i,j}, r_{j,n}); \quad (3)$$

– поправка 1-го порядку для щільності

$$\lambda_i = 2 \sum_j a_{ij} \lambda_j; \quad \lambda_j = \sum_i a_{ij}; \quad \forall a_{ij} > 0; \quad (4)$$

$$\lambda_i = 2 \sum_j |a_{ij}| \lambda_j; \quad \lambda_j = \sum_i |a_{ij}|; \quad \forall a_{ij} \in R(i, j); \quad (5)$$

$a_{i,j}$ – елементи матриці рішень прямої задачі гравіметрії (або магнітометрії) для прямокутного паралелепіпеда при одиничній аномальній щільності $\sigma_{i,n}$ (або інтенсивності намагнічування $J_{i,n}$) гірських порід, що пред-

ставляють собою елементи зв'язку в системі лінійних алгебраїчних рівнянь між кожною j -тою точкою з N точок карти вимірюваного поля $g_j (j=1, N)$ й аномальною щільністю (АЩ) кожного i -того блоку сіткової моделі середовища при рішенні оберненої лінійної задачі;

$$r_{j,n} = (a_{i,j}, \sigma_{i,n}) - g_j \quad (6)$$

– нев'язка поля на попередній ітерації; Множачи скалярно (1) на $a_{i,j}$ й віднімаючи з лівої й правої частин g_j , з урахуванням (6) одержимо ітераційну формулу для нев'язки поля на наступній ітерації:

$$r_{j,n+1} = r_{j,n} - \tau_{n+1} Z_{j,p,n}; \quad (7)$$

де

$$\tau_{n+1} Z_{j,p,n} = (a_{ij}, \tau_{n+1} B_{i,p,n}) \quad (8)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку для нев'язки поля на наступній ітерації. При $p=1$ одержимо

$$r_{j,n+1} = r_{j,n} - \tau_{n+1} Z_{j,1,n}; \quad Z_{j,1,n} = (a_{ij}, B_{i,1,n}); \quad (9)$$

Множачи скалярно (9) на $a_{i,j} / \lambda_i$, маємо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до $\sigma_{i,n}$:

$$B_{i,1,n+1} = B_{i,1,n} - \tau_{n+1} C_{i,1,n}; \quad (10)$$

де

$$C_{i,1,n} = (a_{ij}, Z_{j,1,n}) \quad (11)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку до поправки $B_{i,1,n}$ або 2-го порядку до щільності $\sigma_{i,n}$ на наступній ітерації.

Множачи скалярно (10) на $a_{i,j}$ одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до нев'язки поля на наступній ітерації:

$$Z_{j,1,n+1} = Z_{j,1,n} - \tau_{n+1} D_{j,1,n}; \quad (12)$$

де

$$D_{j,1,n} = (a_{ij}, C_{i,1,n}) \quad (13)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку до поправки $Z_{j,1,n}$ або 2-го порядку до нев'язки $r_{j,n}$ на наступній ітерації.

Далі, множачи скалярно (12) на $a_{i,j} / \lambda_i$, одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до поправки $B_{i,1,n}$ або для поправки 2-го порядку до $\sigma_{i,n}$:

$$C_{i,1,n+1} = C_{i,1,n} - \tau_{n+1} E_{i,1,n}; \quad (14)$$

де

$$E_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, D_{j,1,n}) \quad (15)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку до поправки $C_{i,1,n}$ або 3-го порядку до щільності $\sigma_{i,n}$ на наступній ітерації.

Множачи скалярно (14) на $a_{i,j}$, одержимо поправку 1-го порядку до поправки $Z_{j,1,n}$ або 2-го порядку до нев'язки поля на наступній ітерації:

$$D_{j,1,n+1} = D_{j,1,n} - \tau_{n+1} F_{j,1,n}; \quad (16)$$

де

$$F_{j,1,n} = (a_{ij}, E_{i,1,n}) \quad (17)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку до поправки $D_{j,1,n}$ або 3-го порядку до нев'язки $r_{j,n}$ на наступній ітерації.

Далі, множачи скалярно (16) на $a_{i,j} / \lambda_i$, одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до поправки $C_{i,1,n}$ або для поправки 3-го порядку до $\sigma_{i,n}$:

$$E_{i,1,n+1} = E_{i,1,n} - \tau_{n+1} K_{i,1,n}; \quad (18)$$

де

$$K_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, F_{j,1,n}) \quad (19)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку до поправки $E_{i,1,n}$ або 4-го порядку до щільності $\sigma_{i,n}$ на наступній ітерації.

Набір поправок можна продовжити, утворюючи пари поправок $(P_{j,1,n}, S_{i,1,n})$ і т.д.

Критерій безумовної оптимізації виберемо як по нев'язці поля, так і по поправках до параметрів [4]. Утворимо формули нев'язок і поправок до щільності на $n+1$ -ій ітерації для методу (1)-(11):

$$r_{j,n+1} = (a_{i,j}, \sigma_{i,n+1}) - g_j = (a_{i,j}, \sigma_{i,n} - \sum_{m=1}^{m=p} \tau_{m,n+1} M_{m,n,i}) - g_j; \quad (20)$$

$$M_{m,n+1,i} = (r_{j,n+1}, a_{i,j} / \lambda_i) =$$

$$= (a_{i,j} / \lambda_i, (a_{i,j}, \sigma_{i,n} - \sum_{m=1}^{m=p} \tau_{m,n+1} M_{m,n,i}) - g_j); \quad (21)$$

Складемо критерії оптимізації

$$F_r = \sum_j r_{j,n+1}^2 = \min; \quad F_M = \sum_i M_{i,m,n}^2 = \min; \quad (22)$$

Візьмемо частковий похідний від (22) по кожному ітераційному коефіцієнту, прирівняємо їх нулю й одержимо системи рівнянь у загальному вигляді для обчислення всіх $\tau_{m,n+1}$.

$$(F_r)_{\tau_{m,n+1}}' \Rightarrow \sum_j (a_{i,j}, (\sigma_{i,n} - \sum_{m=1}^{m=p} \tau_{m,n+1} M_{i,m,n}) - g_j) (a_{i,j}, M_{i,m',n}) = 0;$$

$$(F_M)_{\tau_{m,n+1}}' \Rightarrow \sum_i (a_{i,j} / \lambda_i, (a_{i,j}, (\sigma_{i,n} -$$

$$- \sum_{m=1}^{m=p} \tau_{m,n+1} M_{i,m,n}) - g_j) (a_{i,j}, M_{i,m',n}) a_{i,j} / \lambda_i = 0; \quad (23)$$

На практиці зручніше користуватися позначеннями поправок, наведеними в (7)-(19), де літери B, C, E, K, S і, аналогічно, Z, D, F, P, V відповідають номерам порядку $m=1, 2, 3, 4, 5$ у загальному позначенні $M_{i,m,n}$. Приведемо кілька прикладів оптимізації рішення обернених задач, у яких для простоти частину індексів опустимо:

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1} C - \tau_{2,n+1} E - \tau_{3,n+1} K)^2 = \min; \quad (24)$$

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1} C - \tau_{2,n+1} E)^2 = \min; \quad (25)$$

$$(C, C) = (C - \tau_{1,n+1} E - \tau_{2,n+1} K - \tau_{3,n+1} S)^2 = \min; \quad (26)$$

$$(C, C) = (C - \tau_{1,n+1} E - \tau_{2,n+1} K)^2 = \min; \quad (27)$$

$$(E, E) = (E - \tau_{2,n+1} K - \tau_{3,n+1} S)^2 = \min; \quad (28)$$

$$(E, E) = (E - \tau_{2,n+1} K)^2 = \min; \quad \text{і т.д.} \quad (29)$$

Для останнього критерію одержимо ітераційний коефіцієнт

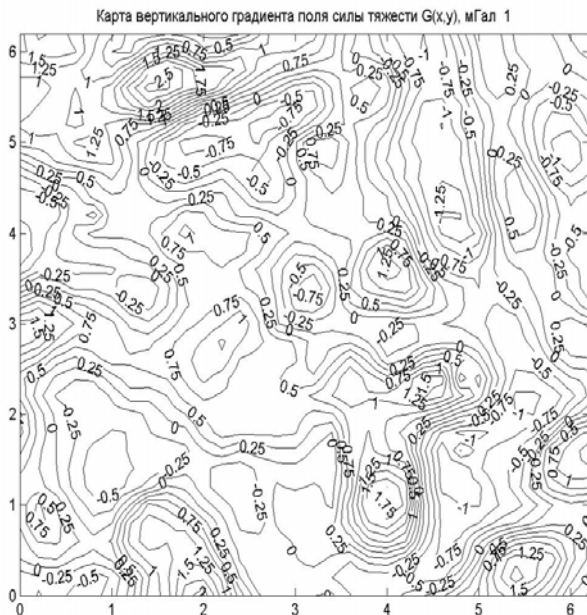
$$\tau_{2,n+1} = (E_{i,n}, K_{i,n}) / (K_{i,n}, K_{i,n}); \quad (30)$$

Для інших формул з (24) ітераційні коефіцієнти отримані рішенням систем двох або трьох лінійних алгебраїчних рівнянь. Програмна реалізація методів (23)-(30) та інших виконана при різних m для магнітного поля $Z_{a,j}$ і гравітаційного поля g_j , вимірюваних у межах УКЩ (рис.1-3).

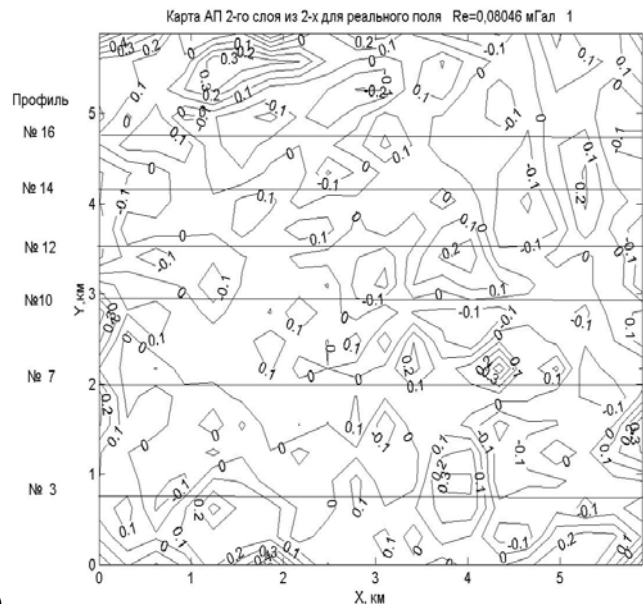
Рішення ОЗГ, отримане, методом простої ітерації за критерієм оптимізації поправок (B, B) з однією поправкою 1-го порядку B у ітераційній формулі (1), з ефектом "спливаючої щільності". Це означає, що рішення ОЗГ для карти поля (рис. 1,а), яке близьке до реальних значень аномальної щільності, після 72 ітерацій отримане тільки

для 1-го й 2-го шарів (потужністю по 200-300 м) 6-шарової інтерпретаційної моделі (рис. 1, b, c). Як видно з вертикального розрізу (рис. 1, c), третій шар має тільки половину заданої аномальної щільності, а інші три шари – майже рівну нулю при середньоквадратичній нев'язці поля 0.1075 мГал. У розрізі присутні тільки магматичні й метаморфізовані магматичні гірські породи з майже вертикальними контактами, і їхнє виклинення на одній і тій

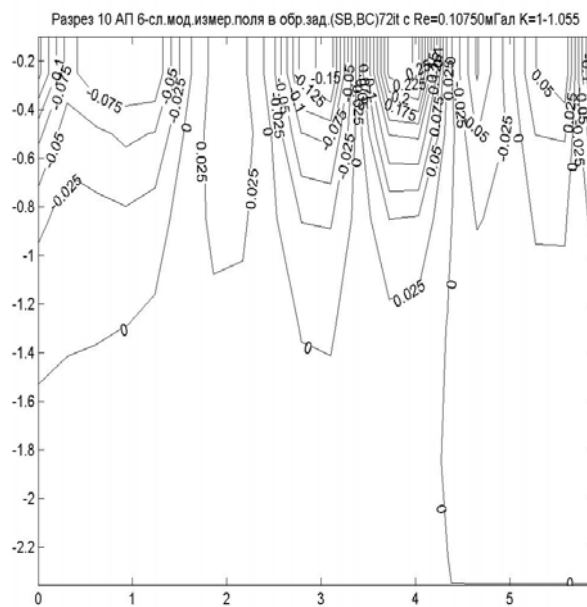
же глибині мало ймовірно. Крім того, на модельних полях ми маємо той же результат програмної машинної інтерпретації поля. Після рішення ОЗГ методом (24) з додатковими двома поправками 2-го й 3-го порядку (С і Е), рішення ОЗГ отримано у вигляді вертикально-шаруватого розрізу з деякими вигинами ізоліній щільності (рис. 1, d), як це й повинне бути відповідно з геологічною будовою досліджуваного гірського масиву.



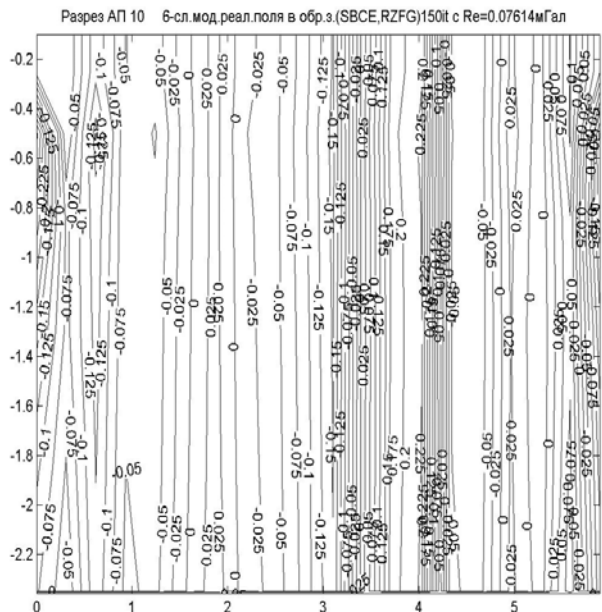
a)



b)



c)



d)

Рис. 1. Карта гравітаційного поля, у мГал; результати розв'язку ОЗ методом простої ітерації:

a) карта аномальної щільності 2-го шару 6-шарової моделі, тут і далі ізолінії – у г/см³;
c) вертикальний розріз АЩ по профілю 11,5 (див. рис. 1, b); d) результати розв'язку ОЗ методом з двома додатковими уточнюючими поправками вищого порядку: вертикальний розріз АЩ по профілю 11,5

По додатковому рішення з уточнюючими поправками у всіх шарах моделі ми маємо реальний розподіл щільності аномальних тіл (рис. 2), а в інших вертикальних розрізах (рис. 3) ми маємо вертикальну шарува-

тість гірських порід, ускладнену в багатьох місцях будь-якими вигинами ізоліній і відповідних їм контактів, що відповідає реальній геологічній будові ділянки даних досліджень.

Карта АП 4-го сл.6-сл.мод.реал.поля в обр.з.(SBCE,RZFG)150it с Re=0.07614мГал

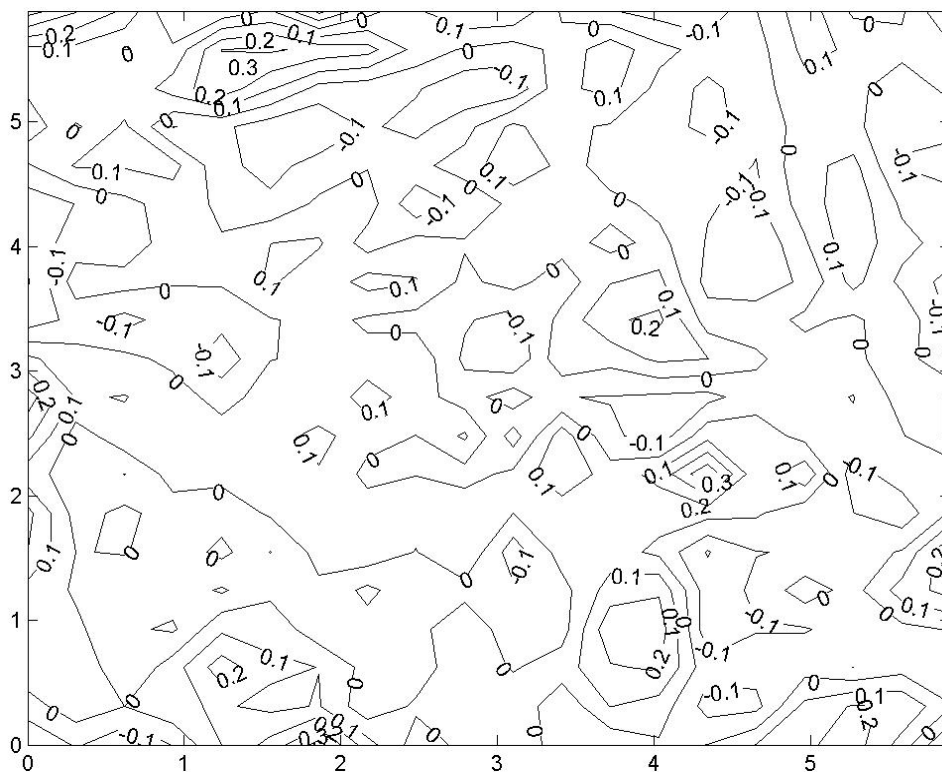


Рис. 2. Результати розв'язку ОЗ методом з двома додатковими уточнюючими поправками вищого порядку: карта АЦ 4-го шару

Карта АП 4-го сл.6-сл.мод.реал.поля в обр.з.(SBCE,RZFG)150it с Re=0.07614мГал

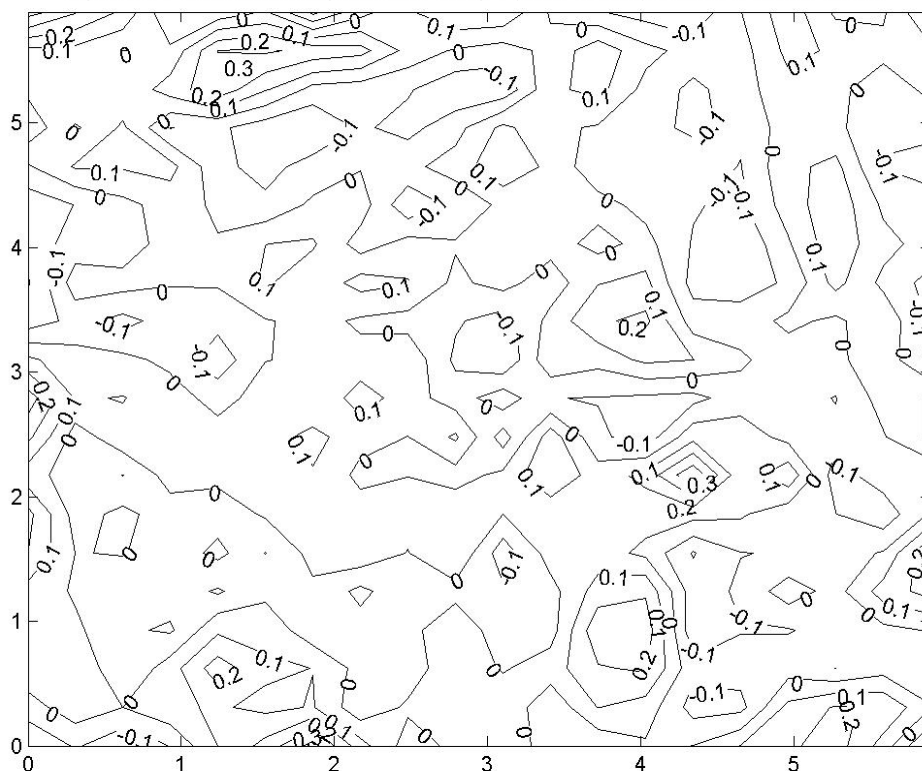


Рис. 3. Результати розв'язку ОЗ методом з двома додатковими уточнюючими поправками вищого порядку: вертикальний розріз АЦ по профілю 6.5

Висновки з даного дослідження і перспективи подальших пошуків у даному напрямку. Запропоновані ітераційні лінійні методи рішення обернених задач із використанням додаткових уточнюючих ітераційних поправок вищого порядку дозволяють одержувати

більш достовірні результати інтерпретації даних гравіметрії й магнітометрії.

Необхідно розробляти методи з іншими наборами умов оптимізації для порівняння їхньої ефективності із запропонованими й більш ранніми методами.

Список використаних джерел:

1. Миненко П.А., (2006). Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии. *Геоинформатика*, 4, 41-45.
2. Minenko P.A., (2006). The research of the crystal base by with linearly - nonlinear methods of a magnetic survey and a gravity. [Isledovanie kristalicheskogo fundamenta lineynno-nelineynymi metodami magnitometrii i gravimetrii]. *Geoinformatika – Geoinformatika*, 4, 41-45.
3. Миненко П.А., (2006). Фильтрация интенсивных помех в обратной линейной задаче гравиметрии при исследованиях на кристаллических щитах. *Научный вестник НГУ*, 6, 38-43.
4. Minenko P.A., (2006). Filtration of intensive hindrances in the return linear problem of a gravity at researches on crystal base. [Filtratsiya intensivnykh pomekh v obratnoy zadache gravimetrii pri isledovaniyakh na kristalicheskikh shchytakh]. *Naukovyi Visnyk Natsionalnogo Hirnychoho Universytetu – Scientific Bulletin of National Mining University*, 6, 38-43.
5. Миненко П.А., (2007). Экстремальные итерационные методы решения обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте. *Доповіді НАН України*, 4, 137-141.
6. Minenko P.A., (2007). Extreme iterative methods of the solution of the return problem of a magnetic survey at researches on the crystal base. [Ekstremalnye iteratsionnye metody resheniya obratnoy zadachi magnitometrii pri isledovaniyakh na kristalicheskoy fundamente]. *Dopovidi Natsionalnoi Akademii Nauk – Reports of National Academy of Science of Ukraine*, 4, 137-141.
7. Миненко П.О., (2013). Методы оптимизации стійких розв'язків обернених задач гравиметрії та магнітометрії з уточненням ітераційних поправок. *Вісник КНУ. Геологія*, 1(60), 73-75.
8. Minenko P.A., (2013). Methods of optimization of stable solutions of inverse tasks of gravity and of magnetic researches with the refinement of iterative amendments. [Metody optimizatsii stiykikh rozvyazkiv obrnennykh zadach gravimetrii ta magnitometrii z utochneniam iteratsionnykh popravok]. *Visnik KNU. Geologiya*, 1(60), 73 - 75.
9. Миненко П.А., (2008). Метод однокритеріальної умовної оптимізації в обернутих задачах гравиметрії з декількома інтерпретаційними моделями. *Геоінформатика*, 4, 39-44.
10. Minenko P.A., (2008). Method of one-criteria conditional optimization in the inverse tasks of a gravimetriya with several interpretative models. [Metod odnokriterialnoy uslovnoy optimizatsii v obratnykh zadachakh gravimetrii s neskolkimi interpretatsionnymi modelyami]. *Geoinformatika*, 4, 39-44.

Надійшла до редколегії 09.10.13

R. Minenko, Master of Science,
E-mail: maestozo.1_pavel@mail.ru
P. Minenko, Dr. Sci., Prof.,
Krivorozhsky National University,
54, Gagarina Avenue, Krivoy Rog, 50086 Ukraine

INVERSE PROBLEMS WITH ITERATIVE HIGH-ORDER CORRECTIONS IN GRAVITY MEASUREMENTS AND MAGNETOMETRY

The purpose of the paper is to develop iterative methods of solving inverse problems concerning gravity and magnetic fields with high-order corrections to obtain an accurate geological data interpretation of physical fields.

The iterative method has been previously used to solve linear inverse problems for gravity and magnetic fields on the basis of combining several types of parameter corrections. However, gravity and magnetometry inverse problems give inaccurate geological data, with different optimization criteria yielding various solutions. Quite often they show essential differences in some of the areas of the geometrical model. There have been developed methods for solving gravity and magnetometry linear inverse problems under Gaussian error distribution, which is connected with structural problems of detecting ore and hydrocarbon deposits. Other methods have been developed for obtaining the solution of gravity and magnetometry linear inverse problems, using iterative corrections which contain a complete set of divergences between the measured physical data and the theoretical calculations. However, the non-Gaussian errors, together with the shortcomings of the existing methods, show a low level of convergence of the iterative process and the true solution of the inverse problem. Moreover, they cause difficulties in reaching an ultimate solution, thus reducing the geological value of the inverse problem solution. New methods are suggested to raise the geological value of the inverse problem solutions with the help of high-order corrections to enhance the well-known iterative formulae and the formulae of optimization criteria. We differentiate between two types of corrections: field misfit ones and those concerning the geological medium density models. Each correction to a field misfit generates a one order higher clarifying correction as to the density correction, and vice versa. Either of these corrections, though, can be used either independently in any iterative formula or together with other corrections of the same type. The most accurate field modeling is ensured by using an iterative formula with three corrections (of the same type) of the first, second and third order and a formula with three separate corrections of the other type. Each optimization criterion for such a formula has a complete set of two orders higher corrections.

Keywords: gravity, magnetic field, inverse problem, iterative method, iterative correction, optimization criterion, high-order correction

P. Миненко, магистр, maestozo.1_pavel@mail.ru,
П. Миненко, д-р. физ.-мат. наук, проф.,
Криворожский национальный университет,
пр. Гагарина, 54, г. Кривой Рог, 50086, Украина

ОБРАТНЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ С ИТЕРАЦИОННЫМИ ПОПРАВКАМИ ВЫСШЕГО ПОРЯДКА

Цель работы состоит в создании методов решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии с итерационными поправками более высоких порядков для того, чтобы получать корректные и содержательные геологические результаты интерпретации физических полей.

Известны итерационные методы для решения линейных обратных задач гравиметрии на основе комбинации нескольких типов поправок к параметрам. Обратная задача гравиметрии и магнитометрии некорректна, в частности, потому что различные критерии оптимизации дают различные решения, и они могут быть существенно различными в некоторых областях интерпретационной модели. Известны методы, которые созданы для того, чтобы решить линейную обратную задачу гравиметрии и магнитометрии в условиях гауссовского распределения ошибок, и это связано со структурной проблемой в поиске и разведке рудных тел и залежей углеводородов. Другие методы развиты для того, чтобы решать линейные обратные задачи гравиметрии и магнитометрии, используя итерационные поправки, и они содержат весь набор невязок между измеренными и расчетными данными о физических полях. Но, негауссовские распределения ошибок измерения поля, вместе с недостатками существующих методов решения обратных задач, дают низкий процент сходимости итерационного процесса к истинному решению обратной задачи. И, кроме того, они создают трудности для доступа к окончательному решению, и, таким образом, они уменьшают геологическую содержательность решения обратной задачи. В работе представлены методы, которые увеличивают геологическую содержательность решений обратных задач с помощью итерационных поправок более высоких порядков к известным итерационным формулам и к формулам критериев оптимизации.

При этом поправки разделяются на два направления: по направлению невязок поля и по направлению поправок к плотности блоков модели геологического массива. Каждая поправка по направлению невязок поля формирует дополнительную уточняющую поправку на один порядок выше по направлению поправок к плотности и наоборот. Но каждая из этих поправок может использоваться как самостоятельно в любой итерационной формуле, так и вместе с другими поправками только одного направления. Наиболее эффективно восстанавливают поле итерационные формулы с тремя поправками вместе первого, второго и третьего порядка одного направления и отдельно с тремя поправками другого направления вместе в одной итерационной формуле. Каждый критерий оптимизации для такой формулы имеет набор всех поправок на два порядка выше.

Ключевые слова: гравиметрия, магнитометрия, обратная задача, итерационный метод, итерационная поправка, критерий оптимизации поправки, порядок поправки.

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 1(64)

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. 9,65. Наклад 300. Зам. № 214-7101.
Вид. № Гл1. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 14.08.14

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; тел./факс (38044) 239 3128
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
<http://vpc.univ.kiev.ua>
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02