

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Visnyk deals with results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational investigations.

For scientists, professors, aspirants and students.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.В. Віршило, канд. геол. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц. (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, канд. геол.-мінералог. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, доц.; Огар В.В., д-р геол. наук, доц.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук; М.А. Якимчук, чл.-кор. НАН України, д-р фіз.-мат. наук.
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 16 лютого 2011 року (протокол № 7)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/6 від 12.06.02
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, ГЕОТЕКТОНІКА ТА ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Іванік О., Тустановська Л. Застосування класичних методик структурно-морфометричного аналізу для реконструкції новітнього тектогенезу на основі ГІС.....	4
Олійник О. Палеотектонічна реконструкція розвитку Скоробагатьківської солянокупольної структури.....	7
Мєнасова А. Деякі закономірності вертикального поширення викопної фауни відкладів венду Поділля	11
Тимченко Ю. Сезонні зміни комплексів діатомових водоростей у районі Чорноморського експериментального полігону (південне узбережжя Криму)	13
Бочевар Р. Особливості розповсюдження та типоморфізм сульфідів скарнових родовищ	17

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Грущинська О., Митрохин О., Зінченко О., Білан О. Ксеноліти з рапаківіподібних гранітів пугачівської та малинської ділянок Коростенського плутону та їх петрогенетичне значення.....	22
Костенко Н. Розчленування гранітоїдних утворень Приазовського мегаблоку Українського щита за результатами петрохімічно-геохімічних досліджень	24
Грінченко О., Бондаренко С., Сьомка В., Сергієнко В., Канунікова Л. Особливості локалізації та речовинний склад золоторудної мінералізації в скарнах Бандурківського рудопояву (Інгульський мегаблок, Український щит).....	28

ГЕОФІЗИКА

Муйла О., Малицький Д. Механізм вогнища землетрусу в задачах сейсмології	31
Курганський В., Колісніченко В., Маляр В. Оцінка достовірності прогнозних фільтраційно-ємнісних властивостей колекторів картамишської світи за даними 3D сейсморозвідки	34
Курганський В., Маляр Л., Мильниченко М., Андрущенко В. Застосування нанотехнологій в нафтогазовому комплексі. Основні ідеї та перспективні напрямки досліджень.....	39
Баран А., Дроздецький В., Гейко Ю., Кривдик С. Оцінка ефективності детальних наземних магніторозвідувальних робіт на прикладі Глумчанської ділянки (Волинський мегаблок УЦ).....	42
Корбутяк О. Мінливість питомого електричного опору ґрунту під впливом властивостей ґрунту за напрямком ділянки км 152-155 магістрального газопроводу "Кременчук-Ананьїв-Богородчани"	49

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Жуков М., Тішаєва А. Оцінка інформативності спектральних діапазонів при розв'язанні задачі оцінки підтоплення за результатами дистанційного зондування Землі.....	50
---	----

ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Захарій Н., Коржнев М. Статистичний аналіз деяких природних і техногенних чинників впливу на здоров'я населення України.....	54
Кузів Л. До питання проникності гранітоїдів Волинського мегаблоку як фактора вибору геологічного сховища радіоактивних відходів (РАВ)	57

КОЛЕКЦІЇ ГЕОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ

Нестеровський В., Вакуленко О. Тип <i>Arthropoda</i> в колекціях Геологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка	60
---	----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY, GEOTECTONICS AND MINERAL RESOURCES

Ivanik O., Tustanovska L. Applying of classical techniques of structural morphometric analysis with the using of GIS.....	4
Oliyrik O. Paleotectonic reconstruction of the Skorobogatky salt dome structure evolution	7
Menasova A. Some regularity of vertical expansion Vendian fossils from Podoliya	11
Tymchenko Yu. Season changes of diatom assemblages near the Black Sea Experimental Polygon (the South Crimea shore)	13
Bochevar R. Features of distribution and sulphides typomorphism of skarn deposits.....	17

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Грущинська О., Митрохин О., Зінченко О., Білан О. Xenolithes within the rapakivgranitoids of Malin and Pugachev regions of Korosten Pluton and their petrogenetic significance	22
Kostenko N. Partition of granitoids of the Azov megablock of the Ukrainian Shield by the results of petrochemical and geochemical researches.....	24
Grinchenko O., Bondarenko S., Semka V., Sergienko V., Kanunikova L. Features of localisation and material composition of gold mineralization in skarns of Bandurkivka ore manifestation (Ingul'sk megablock, Ukrainian Shield).....	28

GEOPHYSICS

Muyla O., Malitskiy D. The mechanism of earthquake source in the problems of seismology	31
Kurgansky V., Kolisnichenko V., Malyar V. Estimation of authenticity prognosis lauter-capacity properties of Kartamishs Suite reservoirs on the basis of 3D seismic prospecting	34
Kurgansky V., Malyar L., Milnichenko M., Andruschenko V. Application of nanotechnology in oil and gas complex. The basic ideas and prospect directions of researches	39
Baran A., Drozdetskiy V., Geyko I., Krivdik S. Estimation of effectiveness of detailed overland magnetic prospecting by the example of the Glumcha area (Volyn megabloc of the Ukrainian Shield).....	42
Korbutiak O. Variability of specific electrical resistance of soil under the influence of soil properties in the direction of area km 152-155 main gas pipeline "Kremenchuk-Ananiev-Bogorodchany"	49

GEOLOGICAL INFORMATICS

Zhukov M., Tishaieva A. Estimation of spectral bands informativeness for underflooding problem solving by means of remote researches.....	50
---	----

ECOLOGICAL GEOLOGY

Zakhariy N., Korzhnev M. The statistical analysis of some natural and technogenic factors of influence on a health of Ukrainian population	54
Kuziv L. To the problem of permeability of Volyn megablock granitoids as a factor of choice of geological repository of radioactive wastes.....	57

THE GEOLOGICAL MUSEUM COLLECTIONS

Nesterovskiy V., Vakulenko O. Type <i>Arthropoda</i> in Taras Shevchenko Kyiv National University Geological Museum collections.....	60
--	----

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, ГЕОТЕКТОНІКА
ТА ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 551.244

О. Іванік, д-р геол. наук, доц.
Л. Тустановська, здобувач

**ЗАСТОСУВАННЯ КЛАСИЧНИХ МЕТОДИК СТРУКТУРНО-МОРФОМЕТРИЧНОГО АНАЛІЗУ
ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦІЇ НОВІТНЬОГО ТЕКТОГЕНЕЗУ НА ОСНОВІ ГІС**

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

Визначено методичні підходи до реконструкції геоморфогенезу та новітнього тектогенезу на основі застосування структурно-морфометричного аналізу. Адаптовано класичну методику морфометричних досліджень до середовища ГІС із застосуванням функціональних можливостей просторового аналізу та моделювання. Проаналізовано специфіку застосування даної методики у різних ландшафтно-кліматичних та структурно-тектонічних умовах. Підтверджено необхідність комплексного підходу до застосування структурної морфометрії із повним спектром геологічних досліджень.

Consideration is given to the general technique of geomorphogenesis and neotectonogenesis reconstruction on the base of structural-morphometric analysis. The classical morphometric technique is adapted to GIS with the applying of spatial analysis and spatial modeling. The possibility of this technique applying in the different landscape-climatic and structural-tectonic conditions is analyzed. The necessity of the complex using of the structural morphometry and geological research is proved.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Будова рельєфу та його морфологічні особливості є виразом складної взаємодії ендегенних та екзогенних рельєфоутворюючих процесів, що характеризуються різною інтенсивністю впродовж певних етапів еволюції рельєфу. Загальний аналіз просторово-часових закономірностей розвитку рельєфу підтверджує багатofакторність цих процесів, однак на перший план виходять питання пріоритетності дії кожного з факторів, а також їх взаємозалежність за певних обставин із різною комбінацією літолого-стратиграфічних умов території, тектонічних процесів, геоморфологічної будови, гідрогеологічної ситуації тощо. Визначення особливостей новітнього тектогенезу для територій із різними ландшафтно-кліматичними та структурно-тектонічними умовами становить одну із проблем як теоретичної, так і прикладної спрямування. Безумовно, її розв'язання забезпечується багатьма методами, однак інформативність кожного з них є обмеженою у зв'язку із відмінністю та складністю геологічної будови певних регіонів, їх багатоетапною еволюцією, різною розчленованістю рельєфу тощо. Виявляється, що однією із результативних методик дослідження тектонічних процесів та структур є структурно-морфометричні дослідження сучасного та палеорельєфу у зв'язку із можливістю побудови різногенетичних та різновікових поверхонь рельєфу та реконструкцією його розвитку на основі морфометричного аналізу. Розробником комплексної методики структурно-морфометричного аналізу є В.П. Філософов [5], її використано багатьма дослідниками переважно для аналізу рельєфу та тектоніки платформних областей у зв'язку із пошуком перспективних нафтогазоносних структур [2, 3 та ін.]. Однак застосування цієї методики має певні обмеження та труднощі. Так, у межах гірсько-складчастих областей інтерпретація морфометричних карт є утрудненою і до нашого часу недостатньо розробленою у зв'язку із складними тектонічними процесами, наявністю значної кількості дислокаційних порушень різного генезису та морфології, і, відповідно, нечіткою вираженістю різновікових та різногенетичних поверхонь. У зв'язку з цим постає проблема визначення можливостей та особливостей застосування цієї методики для областей із різним тектонічним режимом та тектонічною еволюцією впродовж новітнього етапу. Окрім того, запропонована В.П. Філософовим методика є трудоміскою, вимагає багатоетапного проведення різноманітних картометричних побудов, у зв'язку з чим вона не отримала широкого застосування. Безумовно, що адаптація даної методики до середовища ГІС дозволяє автоматизувати низку операцій аналізу гіпсометричних поверхонь та при-

швидшити процес побудови морфометричних карт, що сприятиме більш широкому застосуванню чутливої методики структурної морфометрії для областей із різною геологічною будовою та тектонічним режимом.

Методика структурно-морфометричних побудов на основі ГІС. Морфометричний метод є одним із геоморфологічних методів, який вивчає кількісні характеристики форм земної поверхні. Морфометрія використовує різні способи вимірювання лінійних, площинних та об'ємних картографічних об'єктів. Структурна морфометрія, що спрямована на дослідження різномасштабних тектонічних структур та виявлення вертикальних рухів земної кори, є інструментом виявлення генетичного зв'язку між геоморфологічними та тектонічними процесами, між формами земної поверхні та структурами земної кори.

Методика структурної морфометрії В.П. Філософова ґрунтується на побудові низки структурно-морфометричних карт, що характеризують різновисотні поверхні, інтерпретація яких дозволяє відновити етапність розвитку рельєфу певної території та реконструювати її тектонічну еволюцію. При цьому аналізується як гіпсометрична поверхня, так і долина сітка, яка, за твердженням автора, є відображенням тектонічного режиму території, а порядок річкових долин має пряму залежність від геологічного віку. При структурно-морфометричних дослідженнях виконується низка морфометричних побудов на основі різномасштабних топографічних карт. Вибір масштабу диктується адекватною точністю зображення рельєфу, необхідною для реконструкції його розвитку і відтворення активності та амплітуд неотектонічних рухів. Слід зазначити, що використання середньо- та крупномасштабних карт є найбільш прийнятним, оскільки саме на крупномасштабних картах зображено всі ерозійні форми (річки, улоговини, яри, тальвеги сухих долин, балок та інших споріднених понижень), що аналізуються в процесі морфометричних побудов.

За класичною методикою структурної морфометрії етапність морфометричних побудов спрямовується на створення карт порядків долин та вододільних ліній, карт базисних поверхонь, карт вершинних поверхонь, карт різниці між вершинно-базисними поверхнями одного порядку, карт різниці між базисними поверхнями суміжних порядків, карт різниці між вершинними поверхнями суміжних порядків, карт залишкового рельєфу та асиметрії форм рельєфу. Саме ці карти є основою інтерпретації морфології палео- та сучасного рельєфу з метою відтворення новітнього тектогенезу дослідженої території, оскільки характеризують етапність його фор-

мування та морфологічний вигляд на різних стадіях розвитку. Безумовно, необхідність та повнота їх побудови визначається характером морфології рельєфу та геолого-структурними характеристиками території.

Для аналізу рельєфу та його морфогенетичних особливостей є можливим використання технологій геоінформаційних систем, зокрема програмного забезпечення ArcGIS 9.3 (ESRI) та його спеціалізованих модулів із потужними функціональними можливостями загального просторового аналізу, картометричних побудов, перетворення та аналізу ізолінійних та ґрід-поверхонь і просторово-часового моделювання.

При виконанні структурно-морфометричних побудов у середовищі ГІС виконуються наступні процедури:

- векторизація топографічних карт;
- створення геореляційної бази даних із відповідною організацією даних щодо долинної мережі та різногенетичних поверхонь рельєфу;
- створення цифрової моделі рельєфу;
- побудова серії морфометричних карт та аналіз ізолінійних та ґрід-поверхонь;
- виконання просторового аналізу та інтерпретація створених карт.

На першому етапі структурно-морфометричного аналізу проводиться оцифрування топографічних карт досліджуваного регіону із відповідною векторизацією горизонталей рельєфу та долинної сітки. Для цього виконується злиття аркушів карт та їх підгонка. Безумовно, наявність цифрових топографічних карт підвищує ефективність методики та дозволяє використовувати в автоматичному режимі функції аналізу растрових моделей для наступних побудов.

Аналіз рельєфу та побудова різнохарактерних морфометричних карт потребують створення реляційної бази геоданих, яка містить поєднану картографічну та атрибутивну інформацію щодо різнопорядкових долин та притоків, а також різногенетичних поверхонь рельєфу. Для побудови цієї геобазы даних, що об'єднує набори класів об'єктів, автономні об'єктні класи, класи просторових об'єктів, класи відношень та атрибутивні домени, використовуються загальні принципи побудови аналогічних баз [1].

Основою для всіх наступних морфометричних побудов є гіпсометрична поверхня та карти порядків долин (рис.1) і вододільних ліній.

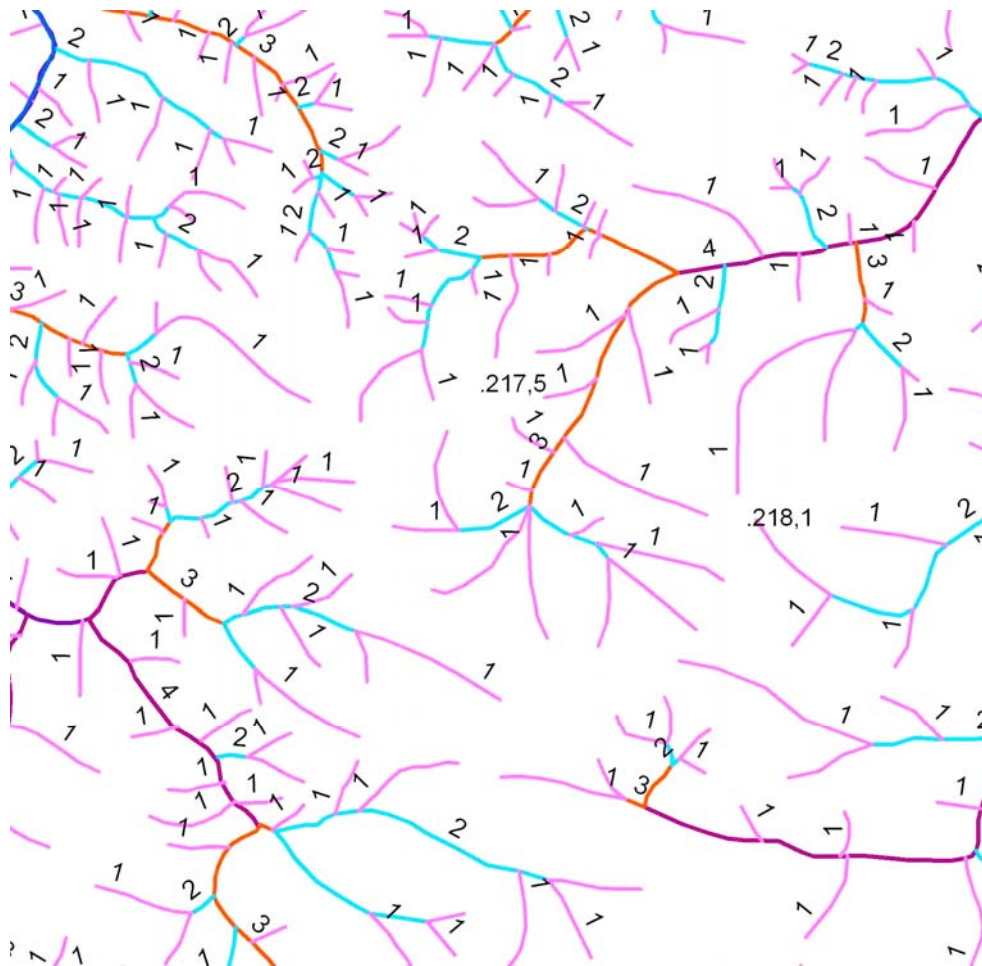


Рис.1. Фрагмент карти порядків долин

Гіпсометрична поверхня отримується за аналізом відміток векторизованих горизонталей та їх наступною інтерполяцією, або за методикою, запропонованою у роботі [6]. Пропонується використання функції *topogrid* (ArcInfo Workstation), що дозволяє розраховувати модель рельєфу з урахуванням не тільки просторового положення ізоліній рельєфу та відміток висот, але і розташування річкової сітки, закритих водойм та локальних понижень у рельєфі. Вибір розміру комірки ґрида

визначається необхідною точністю для проведення регіональних досліджень та оперативністю розрахунків.

Для побудови карти порядків долин необхідно векторизувати лінійні об'єкти гідрографічної сітки та генералізувати полігональні водні об'єкти. Для визначення порядку долин використовується дихотомічна класифікація, яка є найбільш прийнятною при структурно-морфометричних дослідженнях [6]. При цьому за потоки першого порядку прийнято елементарні долини, в які не

впадає жоден потік. Долини другого порядку визначаються як такі, що утворені при злитті двох долин першого порядку. Долини третього порядку формуються при злитті двох долин другого порядку і т. д. Зауважимо, що визначення порядку долин потребує обов'язкового уточнення у польових умовах, оскільки існують ситуації, коли на топографічних картах не показано усі водотоки (наприклад, першого порядку – промоїни, ритвини, борозни тощо), у зв'язку з чим частина інформації щодо закладення річкової сітки опиняється втраченою. Особливо це стосується дрібномасштабних топографічних карт, які зазвичай використовуються для регіональних досліджень. Окрім того, у межах долин одного порядку може спостерігатись декілька етапів врізання, що виявляється у формуванні уступів, терас (як річкових, так і пролювіальних), які не зображуються на картах. Частково ця проблема вирішується за рахунок застосування спеціальних гідрологічних функцій FLOWDIRECTION, FLOWACCUMULATION, STREAMORDER [6], на основі яких будується растрова модель водних потоків, на якій визначаються також тимчасові потоки, не винесені на топографічну карту. Однак навіть такі побудови також потребують обов'язкової верифікації у польових умовах через необхідність врахування морфологічних характеристик річкових долин та аналіз їх зміни внаслідок імпульсних тектонічних рухів.

Векторизація вододільних ліній різних порядків також потребує певних уточнень та деталізації, оскільки їх планові зображення на крупномасштабних топографічних картах є нечіткими. Векторизація вододільних ліній та визначення їх порядків проводиться по аналогії із векторизацією долин і підпорядковується дихотомічній класифікації. Однак, визначення вказаним способом порядків вододільних ліній не збігається із порядками долин, басейни яких вони оконтурюють. Порядки вододільних ліній як правило, є або вищими, або нижчими порядків долин. Необхідно відмітити, що вододільні лінії виникають одночасно з долинами, стік яких вони розділяють. Це дуже добре видно у випадку долин нижчих порядків. По мірі збільшення порядку долин та ускладнення малюнку річкових систем, зв'язок вододільних ліній з однопорядковими долинами може ускладнюватись. Можливою є побудова карти порядків вододільних ліній на основі аналізу цифрової моделі рельєфу при заміні координати Z на $Z\phi = Z^*(-1)$. Таким чином на основі функції TOPOGRID отримують поверхню оберненого рельєфу, де річкові долини зображуються гребенями, а вододіли є аналогами річкової сітки [6]. Із використанням операцій гідрологічного моделювання створюється карта порядків вододільних ліній. Карти порядків долин та вододільних ліній використовують для аналізу ділянок гідросітки та форм рельєфу з метою виявлення зон тріщинуватості та розривних порушень.

Наступним кроком структурно-морфометричних побудов є створення карт базисних поверхонь, що являють собою складні поверхні, які об'єднують місцеві бази ерозії. Основою для побудов базисних поверхонь є точки перетину тальвегів із горизонталями рельєфу, які з'єднуються плавною лінією (ізобазитою). Для побудови ізобазит необхідно створити класи просторових об'єктів лінійного типу геометрії. Для знаходження перетину річкових потоків та ізоліній рельєфу можна використовувати спеціальний модуль Intersect Lines (ArcView GIS). Аналогічну операцію можна проводити і у межах растрової моделі, однак при цьому значно знижується просторова точність побудов [6].

Проведення ізобазит проводиться від найнижчих долин до їх верхів'їв. Карта базисних поверхонь першого порядку будується по долинах першого порядку, ба-

зисна поверхня другого порядку – по карті долин другого порядку і т.д. Базисні поверхні першого порядку практично повторюють обриси сучасної гіпсометричної поверхні. Базисні поверхні вищих порядків є відмінними від сучасних морфологічних комплексів. Зазвичай базисні поверхні вищих порядків є вкладеними в поверхні нижчих порядків (інколи спостерігається деякі виключення з правил).

Для побудови карт вершинних поверхонь різних порядків (ізогіпсобазит) створюються класи просторових об'єктів лінійного типу геометрії та виконуються процедури, аналогічні створенню карт базисних поверхонь із врахуванням порядків вододільних ліній. Основою для побудови цих карт є точки перетину горизонталей із вододільними лініями. Отримані таким чином вершинні поверхні фіксуються вище поверхонь сучасного рельєфу, дотикаючись до них тільки вододільними лініями відповідного порядку. Форми та висоти вершинних поверхонь залежать від порядку вододільних ліній, за якими вони будуються. За допомогою аналізу вершинної поверхні можна визначити гіпотетичне морфологію рельєфу за умов відсутності денудаційних процесів. Як правило, вона являє собою верхню межу відміток рельєфу, спліваючи із найбільш давньою поверхнею вирівнювання.

Для побудови та аналізу базисних та вершинних поверхонь рельєфу слід використовувати TIN-модель (Triangulated Irregular Network), яка представляє 3-вимірні дані (відмітки висот) у вузлах нерегулярної трикутної сітки. TIN являє собою поверхню, що відображає зміну заданої характеристики. TIN-модель рельєфу являє собою багатогранну поверхню – нерегулярну сітку трикутників, вершинами яких є вихідні опорні точки, а також точки метрики структурних ліній і площ заповнення постійним значенням.

Для побудови TIN використовується спеціалізований модуль Spatial Analyst, із використанням якого векторні теми ізобазит та ізогіпсобазит перетворюються у растровий формат та використовуються доступні аналітичні можливості грид-аналізу: створення поверхонь, буферизація просторових об'єктів та інші (рис.2). Надалі слід провести інтерполяцію поверхонь з використанням різних методів інтерполяції – зворотньо зважених відстаней та сплайну (створення поверхонь із мінімальною кривизною). Програмні можливості спеціалізованих модулів дозволяють порівняти різницю висот між вершинами кожної грані TIN з відповідними горизонтальними відстанями.

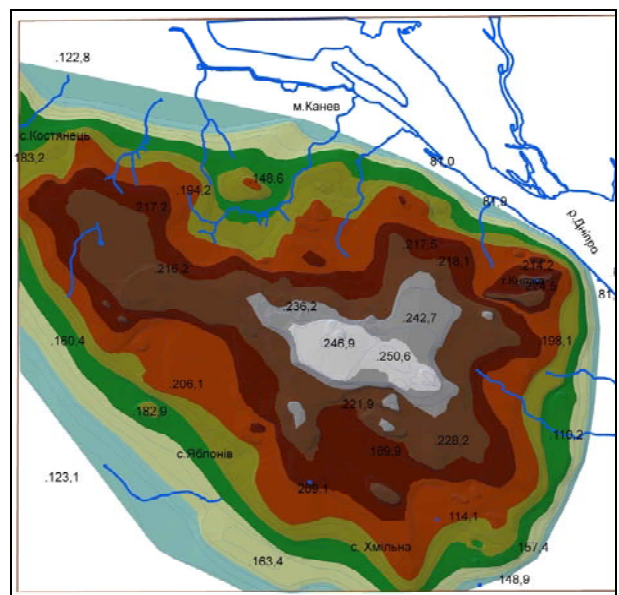


Рис.2. Фрагмент вершинної поверхні

Наступні аналітичні операції з виконання грід-аналізу також використовують функціональні можливості спеціалізованих модулів 3D Analyst та Spatial Analyst. Так, зокрема, є можливим проведення статистичного аналізу побудованих морфометричних поверхонь із отриманням даних щодо максимальних та мінімальних висот, їх розподілу та стандартного відхилення.

Для виявлення новітніх та сучасних рухів земної кори, для кількісної оцінки амплітуд вертикальних рухів, а також для окреслення локальних структур, які утворилися в результаті цих рухів, найбільш інформативними є карти різниць базисних, вершинних та вершинно-базисних поверхонь. Різниці базисних поверхонь створюються шляхом графічного віднімання базисної поверхні вищого порядку (третього, четвертого і т.д.) із поверхні нижчого (другого, третього і т.д.) порядку.

Віднімання базисних поверхонь виконується за методом П.А. Рижова [4]. Графічне віднімання суміжних базисних поверхонь виконується шляхом накладання однієї базисної поверхні на іншу – суміжну. Різниці вершинних поверхонь отримуються шляхом графічного віднімання вершинної поверхні нижчого (другого, третього і т.д.) із вершинних поверхонь вищих (третього, четвертого і т.д.) порядків.

Найвідповідальнішим етапом структурно-морфометричного аналізу є інтерпретація побудованих морфометричних карт. Найбільш складними формами характеризуються морфометричні поверхні гірсько-складчастих областей із значно розчленованим рельєфом. Наявність складних дислокаційних форм та постійна зміна морфології рельєфу ускладнюють форму різногенетичних поверхонь і утруднюють завдання їх відтворення. Однак слід зазначити, що саме у цих районах структурно-морфометричний метод є найбільш інформативним, оскільки дозволяє виявити низку різнопорядкових тектонічних структур за характерними морфометричними ознаками, особливо у межах тих районів, де вивчення їх прямими геологічними методами є практично неможливими у зв'язку із закритістю територій, дуже розчленованим рельєфом тощо. Так, у межах областей, де рельєф являє собою низькогір'я або середньогір'я, локальні тектонічні структури виявляються шляхом сумісної інтерпретації карт базисних поверхонь і залишкового рельєфу, а також карт вершинних поверхонь та локального розмиву низьких порядків. Це дозволяє уточнити тектонічні схеми досліджуваних територій та виявити особливості виразу тектонічних структур у рельєфі (прямий або інверсійний).

УДК 551.247.1:551.248.1(477.53)

Значні відмінності в інтерпретації створених морфометричних карт обумовлені також різними ландшафтно-кліматичними умовами різноширотних зон, що пояснюється розвитком різногенетичного рельєфу, наявністю морфоскульптурних форм різної морфології, відмінною інтенсивністю денудаційних процесів та ін. Ці обставини також повинні враховуватись при обґрунтуванні кінцевих висновків щодо еволюції рельєфу та тектонічних структур.

Висновки. Продемонстровано можливість адаптації класичної методики структурно-морфометричного аналізу до середовища ГІС із застосування просторового аналізу та моделювання, що дозволяє отримати адекватні моделі різногенетичних поверхонь палео- та сучасного рельєфу. Підтверджено найвищу інформативність карт різниць базисних поверхонь між суміжними порядками для кількісної оцінки амплітуд вертикальних рухів та виявлення локальних активних структур. Інтерпретація отриманих карт дозволяє провести ґрунтовний аналіз розвитку рельєфу в новітній час, визначити етапність його формування та реконструювати тектонічну еволюцію регіону. Виділення окремих морфологічних елементів рельєфу та їх кількісний аналіз потребують обов'язкових уточнень за даними польових спостережень. Представлена методика структурно-морфометричних досліджень рельєфу у комплексі з геологічними методами та ґрунтовним геологічним аналізом є основою для відтворення тектонічних рухів та геолого-геоморфологічної будови певного регіону і може бути застосована для реконструкції новітнього тектогенезу у регіонах із розчленованим рельєфом та складною геологічною будовою, зокрема у Карпатах, Канівському Придніпров'ї та інших.

1. Ішук О. О., Коржнев М. М., Кошляков О. Є. Просторовий аналіз і моделювання в ГІС. – К., 2003. 2. Мироненко В.И. Использование морфометрических методов анализа рельефа дневной поверхности для изучения неотектонических движений в нефтегазоносных регионах (на примере Сребненской впадины ДДВ и ее обрамления) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2007. – С.252-258. 3. Мкртчян О.С., Чупило Г.Р. Геоінформаційний аналіз просторових зв'язків морфометрії рельєфу із геологічною структурою (на прикладі західної частини вододільно-верховинських та полонинських Карпат) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2008. – С. 167-178. 4. Рижов П.А. Геометрия недр. – М., 1964. 5. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов, 1960. 6. Чернова И.Ю., Хасанов Д.И., Жарков И.Я. [и др.] Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС // Arcreview. – №1 (32). – 2005.

Надійшла до редколегії 06.09.10

О. Олійник, здобувач

ПАЛЕОТЕКТОНІЧНА РЕКОНСТРУКЦІЯ РОЗВИТКУ СКОРОБАГАТЬКІВСЬКОЇ СОЛЯНОКУПОЛЬНОЇ СТРУКТУРИ

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

На основі побудов палеогеологічних розрізів визначено основні етапи тектонічного розвитку та розроблено модель Скоробагатківської солянокупольної структури, яка є нафтогазоносною і типовою для Центральної частини Дніпровсько-Донецької западини.

Proceeding from the author-made paleogeological sections, the main stage of the Skorobogatky structure's tectonic development are considered. A model of the Skorobogatky salt dome structure (typical for central part of the Dnieper-Donets Depression) is suggested and discussed.

Вступ. У розрізі девону Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) виділяються дві соленосні товщі: верхня в фаменському і нижня у франському ярусі. В процесі тектонічних рухів девонські соляні породи зазнали інтенсивної пластичної деформації, яка призвела до утворення

численних куполоподібних підняттях, з якими часто пов'язані поклади вуглеводнів (ВВ). Солі вважаються найкращими покритками, що надійно захищають скупчення ВВ від руйнування. Тому вивчення умов формування соляних структур необхідне для розуміння процесів, які керу-

ють накопиченням ВВ та їх втратою при руйнуванні пасток [4]. До соленосних формацій приурочені поклади кам'яної і калійної солей, сірки, ртуті і поліметалів, з ними генетично пов'язана значна частина джерел мінеральних вод, що визначає практичне і актуальне значення досліджень солянокупольних структур.

Матеріали і методика досліджень. У даній роботі використано результати геофізичних робіт (сейсмо- і гравірознавчих), структурні карти за сейсмічними відбиваючими горизонтами $V_{в3}$, $V_{в2}$, $IV_{б}$, сеймостратиграфічні розрізи поперечного регіонального сейсмічного профілю РП МСГТ Березняки-Недригайлів, який перетинає Центральну частину ДДЗ, матеріали бурових робіт (випробування свердловин), результати ГДС, петрографічний опис керну, стратиграфічні розбивки.

Ревізія опублікованих і фондових матеріалів у порівнянні з результатами наших досліджень показала, що геологічна будова Скоробагатківської структури потребує уточнення. Була застосована серія методів палеотектонічного аналізу для виконання ретроспективної реконструкції і поглибленої уяви про будову і геотектонічні умови розвитку, визначення наявності стратиграфічних перерв, ерозійних поверхонь, специфіки нафтогазо накопичення. Мета дослідження полягає в уточненні моделі соляного штоку і з'ясуванні історії геологічного розвитку Скоробагатківської структури на основі вивчення геотектонічних умов седиментації, які сприяли локалізації покладів ВВ.

Геологічна будова і нафтогазоносність Скоробагатківської площі. У тектонічному відношенні структура приурочена до північного схилу Жданівського прогину Центральної частини ДДЗ. У будові підняття беруть участь відклади верхнього відділу девону, кам'яновугільні, верхнього відділу пермської системи і мезозойсько-кайнозойські утворення. Загальна потужність осадового чохла становить не менше 8,5 км. Глибина залягання кристалічного фундаменту в регіоні становить 8-9 км.

За даними геолого-геофізичних досліджень структура є криптодіапіровою брахіантиклінальною північно-східного простягання. Найвищий рівень підняття солі – до відкладів серпуховського ярусу – встановлено свердловиною 380 на глибині 3949 м. Соляне ядро обмежене дугоподібними скидами, які характеризуються тривалим розвитком і розмежовують структуру на п'ять блоків. Розмір складки за нижньовізейськими відкладами складає 7,0x5,0 км; верхньовізейськими – 6,5x4,5 км, московськими – 4,5x4,0 км. З пізньовізейського часу соляні утворення не виходили на поверхню, а перекриваються малопотужними відкладами більш молодого віку. З часом відбувається поступове виположування структурних форм і затухання тектонічних порушень. Структурний план за нижньопермськими відкладами різко відмінний від попередніх: на поверхні виділяється структурний ніс. За мезозойськими відкладами структури відповідає монокліналь з південно-західним напрямком падіння порід.

Промислово продуктивними є горизонти М-5 московського і Б-6 башкирського ярусів середнього карбону та В-15, В-16, В-17, В-18 верхньовізейського під'ярусу нижнього карбону. Вони містять поклади газоконденсату за винятком горизонту М-5, в якому встановлено скупчення нафти. Поклади пластові склепінні тектонічно екрановані та літологічно обмежені; утворюють поверх нафтогазоносності понад 1500 м. Колектори – пісковики з пористістю 16-11 % [1].

Результати досліджень. Схема кореляції. На основі літогеофізичного методу [2] складено детальну кореляційну схему палеозойських відкладів Скоробагатківської площі для інтервалу від подошви башкирського ярусу до вибою свердловин. При складанні кореляційної схеми були використані діаграми стандартного

каротажу свердловин 2, 7, 380 (характеристика показників уявного електричного опору (крива КС) і спонтанної поляризації (крива ПС), частково радіоактивного каротажу (криві РК), опис керну, та стратиграфічні дані. Схема покладена в основу палеорекоконструкції для відтворення детальної моделі штоку та його розвитку.

Розріз свердловини 7 розкриває верхньосерпуховські, частково нижньосерпуховські, візейські і девонські відклади. За характеристикою кривих ГДС розріз складений перешаруванням аргілітів і щільних алевролітів. У візейській товщі виділений продуктивний горизонт В-15 з двома колекторами-алевролітами, що містять газоконденсат ($Q=9 \text{ т м}^3/\text{добу}$ і $Q=377 \text{ т м}^3/\text{добу}$). Візейські відклади із стратиграфічною перервою (~19 млн рр) перекривають верхньодевонські. Розріз девонських відкладів у свердловині починається товщею кепроку (~40 м) над соляним тілом.

У свердловині 2 верхньо- і нижньосерпуховські відклади складені глинисто-алевро-піщаними породами, перешаруванням верств щільних, місцями тріщинуватих, аргілітів з алевролітами та прошарками вапняків. У розрізі верхньовізейських відкладів виділяють продуктивні горизонти: В-13, В-14, В-15, В-16. З горизонту В-16 отримані припливи газу та конденсату: $Q_{г}=144 \text{ т м}^3/\text{добу}+Q_{к} = 14 \text{ м}^3/\text{добу}$, $Q_{г}=138 \text{ т м}^3/\text{добу}+Q_{к}=12 \text{ м}^3/\text{добу}$. Під вапняками виділяється базальна товща, складена перевідкладами і перемитими уламками вапняків та брекчій діабазів, що вказує на розмив підстиляючих порід і стратиграфічну перерву в інтервалі часу від верхнього візе до верхнього девону (24 млн рр).

Розріз верхнього девону представлений відкладами кепроку і чистою сіллю. У відкладах кепроку (363,5 м) ми виділили дві товщі, а саме: верхню (202,5 м), яка складена дрібними уламками і брекчією карбонатного і діабазового складу, та нижню (143,5 м), що представлена тріщинуватою грубоуламковою брекчією діабазового складу. Між товщами кепроку залягає пачка прошарок (17,5 м) глинистих порід з уламками карбонатних чи сульфатних. Таким чином, у потужному кепроку штока вперше виділено дві різні за розмірами уламків і промислово-геофізичними даними товщі, що свідчить про складний, нерівномірний розвиток соляного тіла. Можливо, грубоуламкова брекчія характеризує пришвидшений ріст штока, а дрібні уламки брекчії свідчать про уповільнення росту, коли уламки встигали роздробитися і перетертися. На зміну темпу росту соляного діапіру вказує і проміжна глиниста пачка порід.

У свердловині 380 серпуховські відклади характеризуються перешаруванням аргілітів, вапнистих аргілітів і алевролітів, які залягають на верхньодевонських відкладах (товща кепроку) зі стратиграфічною перервою (~29-30 млн рр.).

Кarti ізопакіт. Кarti ізопакіт побудовано за методом сходження структурних планів сейсмічних горизонтів, приурочених до маркуючих реперів: $V_{в3}$ (товща вапняків C_{1v1}), $V_{в2}$ (пласт вапняку C_{1v2}), $V_{б2}$ ("башкирська плита" C_{2b1}), $IV_{б}$ (подошва хемогенного комплексу P_{1a}).

Історія розвитку структури за картами ізопакіт (рис. 1) свідчить, що в склепінні підняття, обмеженому диз'юнктивними порушеннями і розривами, спостерігаються локальні мінімальні потужності, які підтверджують ріст соляного тіла саме в ці епохи. Порушення мали конседаментацийний ріст протягом пізньовізейсько-башкирського часу. Дрібним розломам в склепінні структури властиве короткотривале життя і, вірогідно, вони були утворені за рахунок вигинання перекриваючих порід під час росту соляного ядра та мали постседиментаційний характер. Кожний блок, утворений певною групою розломів, мав власну історію розвитку і режим седиментації завдяки особливостям геотектонічних умов кожного етапу формування.

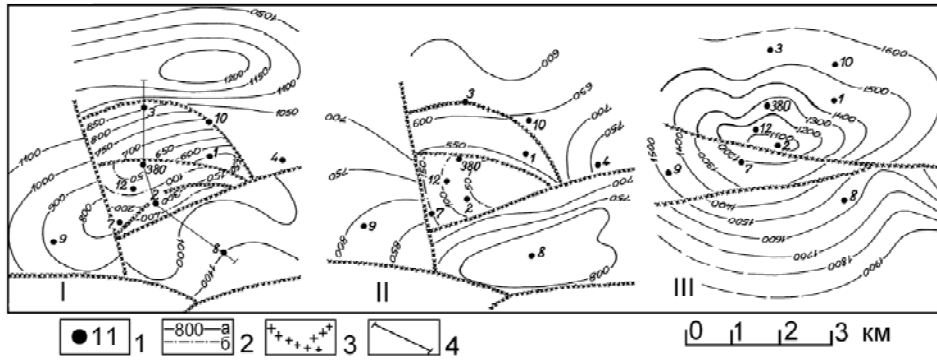


Рис. 1. Карти ізопакіт між відбиваючими горизонтами
I – Vb₃ (C₁ v₁) і Vb₂ (C₁ v₂), II – Vb₂ (C₁ v₂) і Vb₂ (C₂ b₁), III – Vb₂ (C₂ b₁) і IV6 (P₁ a):
 1 – свердловини, 2 – ізопакіти між відбиваючими горизонтами: за сейсмічними даними (а), за даними буріння (б),
 3 – розривні порушення, 4 – лінія геологічного розрізу

Палеотектонічні профілі вирівнювання. Палеотектонічні профілі вирівнювання Скоробагатьківської структури дають змогу відтворити історію формування і ріст соляного ядра з кепроком в певні геологічні часи. Історія розвитку структури досить складна. В той же час початкові етапи її розвитку були досить подібними з іншими соляними підняттями ДДЗ.

На денудованій поверхні кристалічного фундаменту залягають верхньодевонські відклади франського і фаменського віків, які представлені підсоляним (D₂+D₃), соленосним (D₃ev-lv) та надсоляним (D₃zd-dn-lb) комплексами. З ранньофранського до кінця евланолівенського часу за умов активного геотектонічного режиму на території відбулось формування соленосної палеодепресії. Надсольовий ефузивно-теригенний комплекс фаменських відкладів (~1800 м, за В.А. Хоменко [6]) був утворений за рахунок значних темпів осадконакопичення, активізації розломів тектоніки та інтенсивного вулканізму. В цей час палеотектонічні умови сприяли зародженню соляних структур ДДЗ, в тому числі і Скоробагатьківської. Факторами формування соляних

куполів були інтенсивність складчастих рухів, потужність і склад перекриваючих відкладів, поширення ослаблених зон (системи розломів) та об'єм живлення діапїрів соляними масами.

Витиснення соляних мас розпочалось у пізньодевонський час. В умовах інверсії густини порід шляхом адвективного переміщення відбулось відслонювання соляних утворень на денну поверхню. На початок турнейського часу (рис. 2, I) соляне ядро структури було обмежене системою розломів і був сформований кепрок за рахунок піднятої осадово-ефузивної уламкової товщі.

На початок пізньовізейського часу склепіння структури було припідняте над місцевістю, що сприяло інтенсивній денудації турнейсько-нижньовізейських відкладів і відповідно відслоненню солі на поверхні, де продовжував формуватись кепрок (рис. 2, II). За даними проведеної кореляції в склепінні структури відсутні відклади першої половини пізньовізейського часу до "гнідинцівського реперу" [2], що обумовлено регіональним прогинанням осьової зони і всієї території ДДЗ.

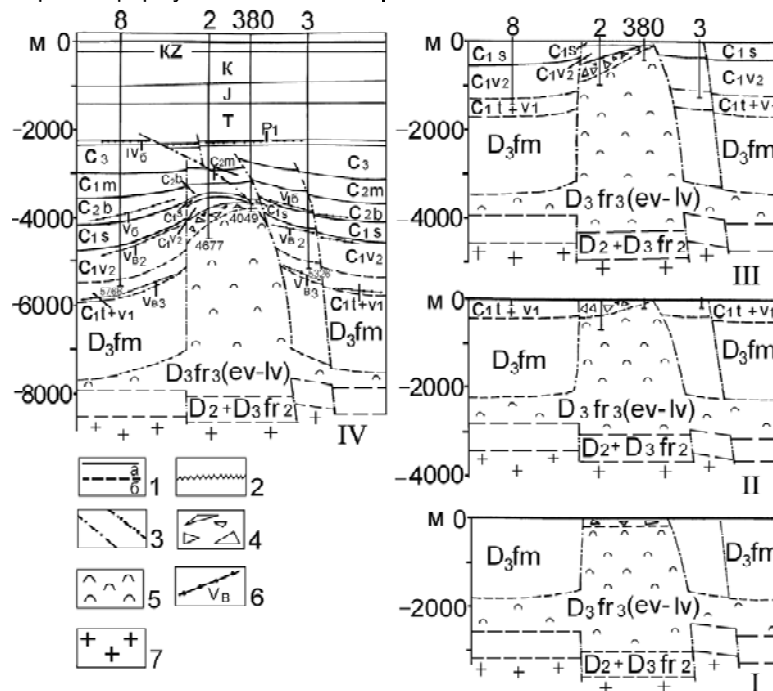


Рис. 2. Схематичні палеотектонічні профілі через Скоробагатьківську соляну структуру:
 1 – границі стратиграфічних комплексів за даними буріння (а) та ймовірні (б), 2 – стратиграфічні та кутові незгідності,
 3 – тектонічні порушення, 4 – брекчія кепрока, 5 – кам'яна сіль, 6 – відбиваючі сейсмічні горизонти,
 7 – докембрійський кристалічний фундамент. Етапи розвитку: I – на початок турнейського віку,
 II – на початок пізньовізейського віку, III – на початок башкирського віку, IV – до сучасного етапу

У межах площі це спричинило інтенсивне осадконакопичення на крилах (до 850 м), активізацію росту соляного штока і ерозійно-денудаційних процесів у склепінні. Уповільнення росту штока відбулось приблизно у другій половині пізньовізейського часу, що позначилось на потужності відкладів (210 і 380 м). Потужності відкладів у склепінні структури зменшені відносно крил у 2,17 рази.

Протягом серпуховського віку зберігалась попередня тенденція розвитку соляного куполу (рис. 2, III). Потужності відкладів на крилах – 379 і 506 м, у склепінні – 40-62 і 78 м, (відношення становить 10,08 рази). Башкирські відклади перекривають серпуховські із стратиграфічною й кутовою незгідністю (обумовленою перебудовою геодинамічного режиму розвитку ДДЗ, за М.І. Галабудою [3], або регіональним підняттям). Товщини на крилах складають 414 і 564 м, у склепінні – 178 і 209 м, (відношення – 3,17 рази).

У московсько-пізньокам'яновугільний час відзначається уповільнення росту структури: потужність московських відкладів на склепінні по відношенню до потужності на крилах менше в 1,95 рази, а верхнього карбону – в 1,35. Передпермський час характеризується як останній інверсійний етап розвитку структури. Слід зазначити, що нижньопермські відклади перекривають кам'яновугільні із стратиграфічною і кутовою незгідністю, обумовленою перебудовою структурного плану площі. На початок тріасу, завдяки регіональним тектонічним процесам, у пермських відкладах утворився міні-грабен просідання. З юрського періоду структура набула будову наближену до сучасної і надалі суттєвих змін не зазнала (рис. 2, IV).

Графіки швидкостей осадконакопичення. Палеотектонічні дослідження завершуються створенням графіків швидкостей осадконакопичення. Графіки відображають темпи осадконакопичення, характер росту соляного штоку і є необхідними й важливими дослідженнями для тектоніки та нафтогазової геології [5].

Графіки побудовано для свердловин 3 і 8, які розташовані на крилах, та для свердловин 2 і 380 – у склепінні Скоробагатьківської структури. Оскільки девонські утворення площі недостатньо вивчені, то були використані суми середніх потужностей (~1800 м) франсько-фаменських відкладів за даними В.А. Хоменко [6]. Турнейсько-нижньовізейські відклади також нерозчленовані внаслідок недостатньої інформації.

Згідно з графіками (рис. 3) показники швидкостей осадконакопичення для свердловин 3 і 8 на проміжку часу від D_2ef до P_1 характеризуються ритмічною зміною. Прискорення швидкостей характерні для девонського періоду – 124 м/млн рр, пізньовізейського часу – 111,5 і 110,3 м/млн рр (свердловини 3 і 8 відповідно), башкирського віку – 69 і 94 м/млн рр, пізньокам'яновугільної епохи – 51,5 і 55,2 м/млн рр. Уповільнення швидкостей характерні для турнейсько-ранньокам'яновугільного часу – 28,3 і 37,7 м/млн рр, московського віку – 35,4 і 45,8 м/млн рр, ранньопермської епохи – 6,9 і 8,7 м/млн рр відповідно.

Поведінку швидкостей осадконакопичення в склепінні, за даними свердловини 2, можливо охарактеризувати з пізньовізейського часу – 51,4 м/млн рр; для свердловини 380 і 2 – з серпуховського – 5,8 і 4,6 м/млн рр, башкирського – 73,3 і 29,7 м/млн рр, московського – 29,0 і 23,7 м/млн рр, пізньокам'яновугільного – 41,1 і 32,8 м/млн рр, пермського – 5,8 і 8,1 м/млн рр відповідно.

Після стратиграфічної перерви (P_1-P_2) темпи прогинання і процеси осадкоутворення поновились, відповідно до синеклізної стадії (Т-Q) розвитку ДДЗ.

Таким чином, поведінка графіків швидкостей осадконакопичення свідчить, що проміжок часу девон-перм

(D_2-P_1) характеризується синхронними показниками амплітуд, як на крилах так і в склепінні, але з більшими показниками на крилах. Проміжок часу тріас-четвертинний період характеризується близькими числовими значеннями швидкостей осадконакопичення із закономірним зменшенням.

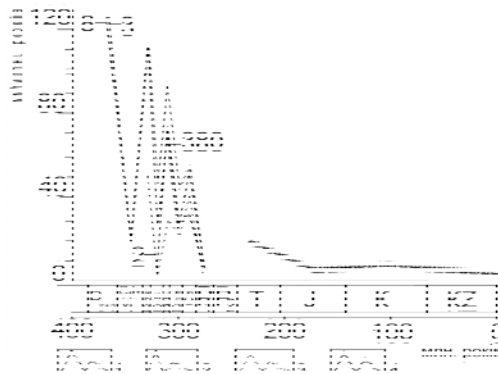


Рис. 3. Графіки швидкостей осадконакопичення за даними свердловин на крилах № 8 (1), № 3 (2), у склепінні № 2 (3), № 380 (4)

Висновки.

1) Основний розвиток структури відбувався в епохи найактивніших тектонічних рухів на території ДДЗ з докам'яновугільного по ранньопермський час.

2) За даними досліджень спостерігається прискорення швидкостей у девонському, пізньовізейському, башкирському, пізньокам'яновугільному часах і уповільнення – для турнейсько-ранньовізейського, серпуховського, московського, ранньопермського часів, та відзначається загальний перехід уповільнення швидкостей осадконакопичення від палеозойської до мезозойської ери, від мезозойської до кайнозойської, характерний для всієї території ДДЗ.

3) Визначено закономірне зменшення потужностей у напрямку від крил до склепіння, яке обумовлене одночасними процесами осадконакопичення і ростом підняття, що вказує на конседиментаційний характер розвитку структури. Виявлена двошарова будова кепрока свідчить про складний нерівномірний розвиток соляного тіла: грубуламковий склад характеризує пришвидшений ріст, прошарок – свідчить про зміну темпу росту, дрібноуламковий склад – про уповільнений ріст соляного тіла.

4) Сратиграфічні перерви, ерозійні поверхні і тектонічні порушення на склепінні структури пов'язані із регіональними тектонічними рухами на території ДДЗ у допізньовізейський, досерпуховський, добашкирський часи, які обумовили стрибкоподібний характер розвитку структури.

5) Нафтогазоносність Скоробагатьківської структури пов'язана із розвитком тектонічних порушень, які створювали умови для міграції вуглеводневих флюїдів у верхні горизонти і сприяли формуванню стратиграфічних та літологічних пасток ВВ, а також могли екранувати пастки різного типу.

1. Атлас родовищ нафти і газу України. – Львів, 1989. – Т.1.
2. Гавриш В.К., Егурнова М.Г., Зайковський Н.Я. Циклостратиграфическая и литогеофизическая корреляция продуктивных горизонтов нижнего карбона и девона в связи с прогнозированием комбинированных ловушек углеводородов в Днепровско-Донецкой впадине. – К., 1987.
3. Галабуда М.И., Кривошея В.О. Цикличность формирования Днепровско-Донецкой впадины. – К., 1988.
4. Доленко Г.Н., Варичев С.А. Тектоника и нафтогазоносность Днепровско-Донецкой впадины. – К., 1981.
5. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. – М., 1984.
6. Хоменко В.А. Девон Днепровско-Донецкой впадины. – К., 1986.

УДК 551.72.73:56.016.3(477.43)

А. Мєнасова, канд. геол. наук, доц.

ДЕЯКІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПОШИРЕННЯ ВИКОПНОЇ ФАУНИ ВІДКЛАДІВ ВЕНДУ ПОДІЛЛЯ

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

Описано нові знахідки представників вендсько-едіакарської фауни з відкладів могилівської світи Подільського Придністров'я, які дають змогу розширити палеозоологічну характеристику могилів-подільської серії, що в свою чергу дозволяє більш точно відновлювати палеоекологічні умови існування цих організмів і використовувати ці дані для комплексного розв'язання різних стратиграфічних завдань.

New findings of the soft-body fossils of Ediacaran fauna from Late Vend (yampolsky layers) make it possible to expand of Mogilev-Podolian palaeozoologic specification. In turn, that's make it possible restore ecological conditions of existence this organisms and use these data address to solve various problems of stratigraphy.

Постановка проблеми. Дані, якими можна оперувати на сьогодні, дають можливість визначити деякі закономірності щодо поширення докембрійських Metazoa, простежити їх зв'язок з певними рівнями венду й нижнього кембрію Середнього Придністров'я. Закономірності розміщення тілесних відбитків і слідів життєдіяльності досліджувались у працях В.С. Заїки-Новацького, В.М. Палія, Б.С. Соколова, Ю.О. Гурєєва, М.О. Федонкіна.

Придністровський докембрійський фауністичний комплекс метазоа можна розділити на два підкомплекси, які приурочені, відповідно, до відкладів могилів-подільської та канилівської серій. Підкомплекси розділені невизначеним інтервалом розрізу, який відповідає часу накопичення осадків середньої частини калюських верств нагорянської світи.

Нові палеонтологічні знахідки з різних рівнів розрізу дають змогу уточнювати стратиграфію верхньовендських відкладів, їх внутрішній поділ і кореляцію, а також відтворювати палеоекологічні обстановки, в яких ці організми існували.

Мета даної роботи. Розширення палеозоологічної характеристики ямпільських верств докембрійського фауністичного комплексу.

Могилів-подільський підкомплекс характеризує розріз могилів-подільської серії від лозозівських верств могилівської світи до нижньої частини калюських верств нагорянської світи. Найкраще фауністично охарактеризованими є лозозівські верстви – 29 видів, з яких представниками власно Vendicata є 16 видів (з них один вид *Nemiana simplex* Palij відноситься до класу Protocycloida, решта до класу Cyclozoa). Ямпільські верстви фауністично охарактеризовані найгірше – на сьогодні з них описано 5 видів (можливо, це пов'язано зі структурно-текстурними особливостями порід, які не сприяли збереженню решток) – *Nemiana simplex* Pal., *Pinegia* sp., *Protodipleurosoma* sp., *Vaveliksia velikanovi* Fed., *Hiemalora* sp., з бернашівських верств 8 видів – *Cyclomedusa plana* Glaessner et Wade, *C. cf. plana* Glaessner, *C. serebrina* Pal., *Tirasiana disciformis* Pal., *T. coniformis* Pal., *Nemiana simplex* Pal., *Atakia vermiformis* Pal., *Zimniella* sp., з бронницьких 12 видів – *Bronicella podolica* Zaika-Nov., *Charniodiscus planus* Sok., *Planomedusites grandis* Sok., *P. patellaris* (Sok.), *Cyclomedusa plana* Glaessner et Wade, *C. serebrina* Palij, *Vendella haelenicae* Gureev, *Palaeospinther nusic* Men., *Palaeospinther conoideus* Men., *Beltanella velikanovi* Men., *Nimbia nana* Men., *Propalaeolina vendiensis* Men.

Абсолютно переважаними у цьому підкомплексі є тілесні відбитки *Nemiana simplex* Palij, які поширені по всьому розрізу від лозозівських верств могилівської до джуржівських верств нагорянської світ.

Найрізноманітніші тілесні відбитки плаваючих і донних прикріплених організмів спостерігаються в лозозів-

ських верствах могилівської світи, що і складає, фактично на сьогодні, могилів-подільську асоціацію [3].

Окрім тілесних відбитків, описано сліди повзання: у могилівській світи – *Cochlichnus* sp., *Neonereites biserialis* Seilacher, *Palaeopascichnus delicatus* Palij; у яришівській світи – *Epiichnus augustus* Palij, *E. latus* Palij. Морфологічно невиразні сліди життєдіяльності червеподібних тварин зустрічаються, починаючи з бернашівських верств і до нижньої частини калюських.

Канилівський підкомплекс характеризується численними слідами життєдіяльності безхребетних. Тілесні відбитки трапляються набагато рідше порівняно з могилів-подільським підкомплексом. Це може бути пов'язане і з активізацією бактерій, і з появою перших хижаків у пізньому докембрії. Рештки Metazoa канилівського підкомплексу описувались у працях Ю.О. Гурєєва: *Studenicia galeiforma* зі студеницької світи, *Medusinites* sp., проблематичні тілесні відбитки, схожі на *Baicalina sessilis* Sok. та *Arumberia benksi* Glaessn. et Walter.

Поруч з нечисленними тілесними відбитками спостерігаються різноманітні, головним чином поверхневі сліди життєдіяльності. Це виявлені в поливанівських верствах студеницької світи сліди заривання, які можна віднести до слідів спокою (*Cubichnia*). Сліди харчування (*Fodinichnia*) представлені поширенням по всьому розрізу канилівської серії *Harlaniella podolica* Sok. (як прийнято вважати, сліди анелід). Вони трапляються разом зі слідами повзання (*Repichnia*) червоподібних тварин, можливо, тих само анелід. У породах студеницької світи зустрічаються, крім зазначеного *Harlaniella podolica* Sok., *Palaeopascichnus delicatus* Palij, *Planolites cf. serpens* (Webby).

У відкладах комарівських верств студеницької світи розповсюджені сліди пасовиська (*Pascichnia*) *Palaeopascichnus delicatus* Palij, які є найдавнішими у відкладах Придністров'я слідами, що утворюють системи [5]. Ю.О. Гурєєв [3] у кулешівських верствах жарнівської світи дає опис внутрішніх слідів (*Bioendoglyphia* Vialov). Це неглибокі вузькі вертикальні ходи, перпендикулярні до площини нашарування. Стовбур ходу має регулярний кільцевий малюнок. На площині нашарування сліди мають вигляд невеличких горбків і кратерів. До цієї знахідки біоендогліфи, зокрема з надсімєйства *Rectotubae* Vialov, були відомі, починаючи з кембрію. На цій підставі Ю.О. Гурєєв дійшов висновку, що, можливо, тримірне освоєння ґрунтоїдами осадку почалося дещо раніше.

З порід окунецької світи описані сліди *Kamenecia stella* Gureev, *Ternavellus vialovi* Gur., *Planolites* sp., *Curvolites* sp.

Матеріал: три зразки тонкоплитчатого пісковика з відбитками представників вендсько-едіакарської фауни. Закинутий піщаний кар'єр у с. Карачіївці, Зіньківського району Вінницької обл.

Геологічна характеристика ямпільських пісковиків. Виходи ямпільських верств розвинені по Дністру в районі міст Сороки і Ямпіль, а також по річках Русаві, Мурафі, Дерло, Немія, Лядові, Жвану та його притоках – Батигу і Терезіж. Одиначні виходи цих шарів відомі у склепіннях локальних підняттях по р. Калюс.

Ямпільські пісковики залягають трансгресивно на лозозівських верствах і на переважаючій частині території відрізняються одноманітним літолого-фаціальним складом. Представлені доволі однорідною товщею світло-сірих дрібно-середньозернистих пісковиків середньої міцності, "цукроподібних" [1]. Описувані зразки представлені тонкоплитчастими тонко-дрібнозернистими олігоміктовими кварцовими пісковиками. Вміст кварцу близько 90 %, польових шпатів близько 10 %. На площинах нашарування спостерігається сильне озалізнєння, глинистий матеріал представлений гідрослюдой.

Методи. Як відомо, фауна венду представлена організмами, які в переважаючій більшості, не мають мінерального скелету в самому широкому сенсі слова. Це дає змогу вивчати відбитки м'яких тканин, органів і в

деяких випадках особливості внутрішньої будови. Крім того, вендська фауна характеризується високою морфологічною диференціацією. Все це дозволяє широко застосовувати методи порівняльної морфології та порівняльної анатомії.

Опис матеріалу та обговорення.

Зразок 1. Представляє собою тонку плитку ямпільського пісковика, озалізнєного на поверхнях нашарування; з однієї сторони плитка вкрита відбитками *Nemiana simplex* Palij (позитивний гіпорельєф), а з другої – плаский відбиток овальної форми з погано вираженим "ореолом" (рис. 1а). Великий діаметр 23 мм, малий – 16-17 мм.

Зразок 2. На озалізнєній поверхні пісковика овальний плаский відбиток, подібний до попереднього. Великий діаметр 22 мм, малий – 13 мм (рис. 1б).

Обидва відбитки на рівні субстрату. Нечітка форма, середня ступінь збереженості не дають можливості точно визначити систематичне положення викопних організмів, але складається враження, що воно дуже близьке.

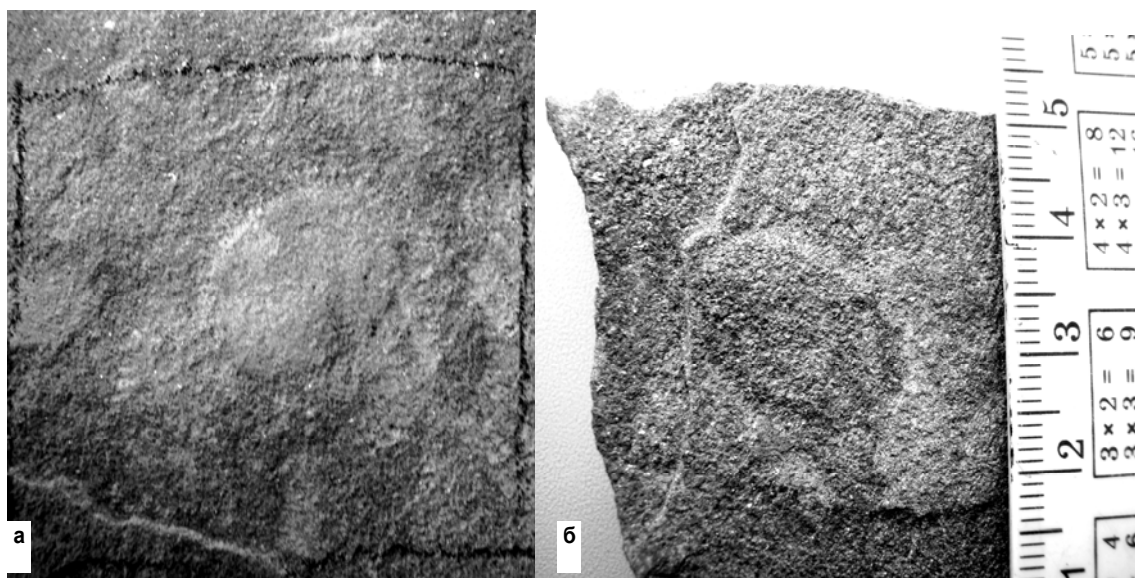


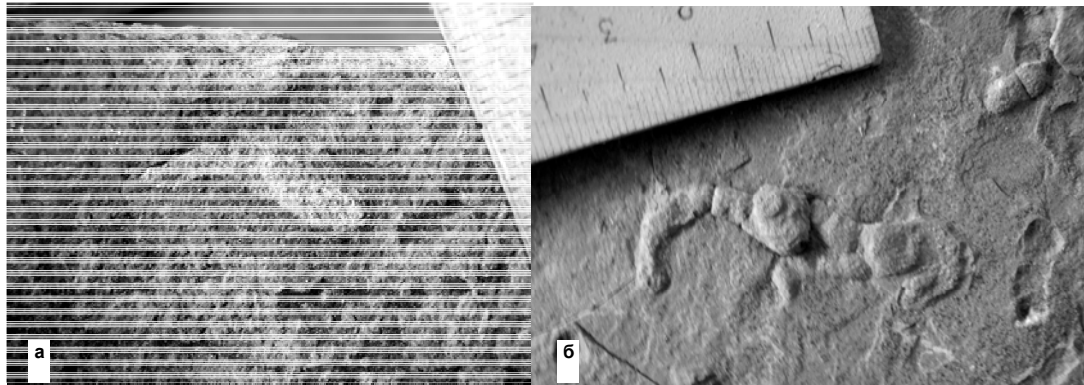
Рис. 1. Представники роду *Chuarina* Walcott:
а – зразок 1 з "ореолом", б – без "ореола"

Відсутністю об'єму нагадують *Beltanella velikanovi* Menasova, описані автором із лозозівських та бернашівських верств могилів-подільської серії. Відрізняються округлою формою, меншими розмірами і відсутністю центральної депресії. Сьогодні все більше даних дають підстави трактувати подібні відбитки як рештки гігантських чуаріаморфних водоростей, представників роду *Chuarina* Walcott. Те, що зразок № 1 представляє собою плитку, з одного боку вкриту напівсферичними неміанами, а з протилежного боку – відбиток імовірно чуарії, ще раз говорить на користь того, що неміани є представниками окремої групи. Рештки цих планктонних форм у великій кількості описані з порід яришівської світи, де вони знаходились у вигляді округлих сплюснених вуглефікованих оболонок. Широко представлені у відкладах верхнього рифею-венду Східно-Європейської платформи, а також країн США, Канади, Швеції, Франції, Індії, Ірану, Австралії, Китаю та [2, 4].

Зразок 3. Представлений тонкоплитчастим озалізнєним пісковиком – V₂jam. На сильно озалізнєній бурій

поверхні – два нечіткі відбитки, подібні на пуголовків. Довжина верхнього близько 20 мм (рис. 2а), нижнього – 30 мм. Точно сказати складно, оскільки "хвостики" злегка загорнуті донизу. Відбитки незначною мірою виступають над субстратом (близько 2 мм).

Віддалено схожі на відбитки *Atakia vermiformis* (рис. 2б), які вперше були описані В.М. Палієм в глинистому алевроліті V₂br [5]. Відрізняються іншим співвідношенням розмірів "голови" і "хвостика". У відбитків, описаних В.М. Палієм маленька "голова" і довгий "хвостик", знаходяться у співвідношенні приблизно 1:3; у відбитків з ямпільських верств – велика "голова" і маленький "хвостик" у співвідношенні приблизно 2:1. Крім того, у *Atakia vermiformis* "хвостик" має сегментовану будову. Незважаючи на відміни, які можливо пов'язані з особливостями літології порід і ступенем збереженості, не виключено, що ці відбитки належать близько спорідненим організмам. Слідів пересування по субстрату не спостерігається, тому можна припустити, що відбитки належать пелагічним планктонним організмам.

Рис. 2. Представники роду *Atakia*:а – *Atakia* sp.(?) з ямпільських верств, б – *Atakia vermiformis* Palij з бернівських верств

Висновки. Традиційно, в розвитку тваринного життя вендського періоду Середнього Придністров'я виділяють два етапи.

Перший (могилів-подільський підкомплекс) – час пасивного життя, панування прикріплених бентосних організмів. Серед слідів достовірно відомі тільки окремі сліди повзання: невизначені червеподібні тварини, *Palaeopascichnus delicatus* Palij, *Neonereites biserialis* Seilacher, *Cochlichnus* sp., що свідчить про нечисленність рухомого бентосу і примітивність його поведінки.

Другий (канилівський підкомплекс) – час активного життя. Прикріплені бентосні організми, які переважали на першому етапі, знаходяться явно в підпорядкованому стані. А кількість і різноманіття слідів набагато зростає. Тут нараховується вже три екологічні групи слідів (*Repichnia*, *Fodinichnia*, *Pascichnia*).

Але, розширення палеозоологічної характеристики відкладів верхнього венду на рівнях слабо охарактеризованих фауністично, таких як ямпільські та бернашовські верстви, а також нові знахідки можуть суттєво

змінити наші уявлення про органічний світ вендського періоду і викликати необхідність перегляду виділення в придністровському докембрійському фауністичному комплексі двох підкомплексів.

Подяки. Автор вдячний Пилипенку Дмитру Олександровичу, студенту першого курсу геологічного факультету, палеонтологу-аматору за наданий кам'яний матеріал і можливість його опрацювання.

1. Вендская система: 2: Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Б.С. Соколова, М.О. Федонкина. – М., 1985. 2. Гниловская М.Б. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. – Л., 1988. 3. Гуреев Ю. А. Бесскелетная фауна венда // Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины. – К., 1988. – С. 65-80. 4. Ищенко А.А. К характеристике вендской водорослевой флоры Приднестровья // Стратиграфия и формации докембрия Украины. – К., 1983. – С. 19-31. 5. Палий В.М. Остатки бесскелетной фауны и следы жизнедеятельности из отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Подолии // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. – К., 1976. – С. 63-77.

Надійшла до редколегії 29.04.10

УДК 561.26:551.351(262.5)

Ю. Тимченко, інж. I кат.

СЕЗОННІ ЗМІНИ КОМПЛЕКСІВ ДІАТОМОВИХ ВОДОРОСТЕЙ У РАЙОНІ ЧОРНОМОРСЬКОГО ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ПОЛІГОНУ (ПІВДЕННЕ УЗБЕРЕЖЖЯ КРИМУ)

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

Описано комплекси кремневих водоростей південного узбережжя Криму в районі Чорноморського експериментального полігону Експериментального відділення Морського гідрофізичного інституту НАН України. Встановлено залежність чисельності та видового різноманіття діатомових водоростей від сезону опробування та глибини відбору зразків завислої речовини і донних відкладів. Наголошено на важливості вивчення біогенної складової осадової речовини для з'ясування особливостей седиментації на шельфі Чорного моря.

Assemblages of siliceous algae of the Black Sea NAS Marine Hydrophysical Institute Experimental Polygon near the South Crimea shore are described. Suspended matter and bottom sediments were cored during an autumn, spring and summer. It has been found that diatom number and abundance depend on both season and deep of coring. The research of biogenic component of deposits is important for estimation of the Black Sea shelf sedimentation.

Вступ. Комплексне вивчення геоекологічного стану акваторії включає всебічне дослідження різних складових довілля. Одним з найважливіших чинників природного середовища є седиментогенез. Як зазначають [7], дослідження процесів осадконакопичення можна розглядати як важливий інструмент екологічного аналізу, оскільки розподіл і асиміляція основних поліутантів, а також їх фіксація на шельфі, відбуваються, значною мірою, під дією процесів седиментації.

Район досліджень, постановка проблеми. З метою з'ясування особливостей седиментогенезу та характеру розподілу й депонування у межах акваторії зави-

слої речовини, співробітниками відділу сучасного морського седиментогенезу Інституту геологічних наук НАН України вже тривалий час проводяться моніторингові спостереження за процесами сучасного осадконакопичення в межах південного узбережжя Криму [7, 8]. Тут на станції геоекологічного моніторингу у межах ділянки Експериментального відділення Морського гідрофізичного інституту НАН України в смт. Кацівелі проводиться відбір проб з океанографічної платформи. Платформа розташована у 650 м від берега, глибина моря в місці її розташування становить 26 м.

Головними літодинамічними чинниками, що визначають склад донних відкладів у районі розташування платформи, є гідродинамічний режим акваторії, рельєф дна та мінеральний склад осадової речовини [7]. З метою моніторингу завислої речовини на океанографічній платформі встановлено седиментаційні пастки, розташовані на двох рівнях у водній товщі: на глибині 15 м і на дні (26 м). Відбір зависли відбувається протягом усього року з дискретністю відбору в місяць [7, 8].

Основними джерелами осадової речовини в районі розташування океанографічної платформи є надходження з узбережжя та продукування в морі живими організмами [1]. Особливості перерозподілу мінеральної складової, що, головним чином, привноситься з узбережжя внаслідок дії абразії, площинного змиву та вітрової ерозії, вже було описано в літературі [7, 8]. Відмічалось, що ділянка моніторингових постережень приурочена до зони інтенсивного надходження речовини у донні відклади на шельфі Чорного моря [13] і характеризується швидкостями сучасного осадконакопичення понад 50 см/1000 р. Натомість характер накопичення біогенної складової у районі розташування Чорноморського експериментального полігону ще практично не досліджений. Одним з основних первинних продуцентів у біомасі Чорного моря є діатомові водорості. З метою вивчення залежності біогенної складової від глибини відбору, сезону опробування та, можливо, забруднення середовища існування, було розпочато аналіз діатомової складової

проб завислі, відібраних з седиментаційних пасток океанографічної платформи, та проб верхнього шару донних відкладів, відібраних на південь від платформи.

Матеріали та методи. Проби завислі на діатомовий аналіз було відібрано з седиментаційної пастки на глибині 15 м протягом трьох сезонів 2008-2009 рр: у осінне-зимовий (жовтень-початок березня), весняний (друга половина березня-травень) і літній (перша половина червня) періоди. Проби завислі з придонної седиментаційної пастки (26 м) було відібрано двічі: у весняний і літній періоди. Для порівняння було проаналізовано також проби верхнього шару донних відкладів і пробу ґрунту з берегового схилу (20 м від моря). Лабораторну обробку зразків для діатомового аналізу було виконано за стандартною методикою, прийнятою у лабораторіях СНД [3]. Мікроскопічні дослідження проведено за допомогою світлового мікроскопа Olimpus CX4. Для визначення та ревізії діатомових водоростей було використано довідкову та монографічну літературу [2, 4, 5, 6, 11, 12, 14 та ін.]. Діаграми було побудовано на базі засобів програми Microsoft Excel.

Виклад основного матеріалу. У переважній більшості проаналізованих зразків виявлено панцири сучасних діатомових водоростей і кремeneвих жгутикових водоростей (сілікофлягеллят). Усього визначено 121 вид і різновиди мікроводоростей. Таксономічний склад комплексів кремeneвих мікроводоростей наведений у таблиці 1.

Таблиця 1

Список видів кремeneвих мікроводоростей, визначених біля південного узбережжя Криму (осінь 2008-літо 2009 рр)

	седиментаційні пастки					верхній шар донних відкладів
	глибина 15 м			придонні, глибина 26 м		
	X-III	III-V	VI	III-V	VI	
Bacillariophyta						
Centrophyceae						
<i>Cyclotella</i> sp. (Kütz.)		+				
<i>Stephanodiscus astrea</i> (Ehr.) Grun.				+		
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cl.		+		+		
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Sim.		+		+		
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grun.) Sim.		+		+		
<i>Aulacoseira italica</i> ? (Ehr.) Sim.		+				
<i>Hialodiscus scoticus</i> (Kütz.) Grun.	+	+	+			
<i>Podosira montagnei</i> Ktz.	+					
<i>Podosira</i> sp. Ehr.		+				
<i>Coscinodiscus radiatus</i> Ehr.	+	+	+	+	+	+
<i>Coscinodiscus oculus iridis</i> Ehr.	+					
<i>Coscinodiscus granii</i> Gough.		+		+		
<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehr.	+	+	+	+		
<i>Actinoptychus undulatus</i> (Bail.) Ralfs						+
<i>Chaetoceros gracilis</i> Schütt.		+		+		
<i>Chaetoceros holsaticus</i> Schütt.		+		+		
<i>Rhizosolenia</i> sp. Ehr.					+	
Pennatophyceae						
<i>Ulnaria ulna</i> (Ehr.) Compere.					+	
<i>Opephora marina</i> (Greg.) Petit	+					
<i>Grammatophora marina</i> (Lyngb.) Kütz.	+	+		+	+	+
<i>Grammatophora angulosa</i> Ehr.				+		+
<i>Licmophora gracilis</i> (Ehr.) Grun.						+
<i>Lyrella hennedyi</i> (W.Sm.) Kar.	+	+		+	+	+
<i>Lyrella abrupta</i> (Greg.) Kar.	+	+		+	+	+
<i>Lyrella lyra</i> (Ehr.) Kar.	+	+	+	+		
<i>Lyrella forcipata</i> (Grev.) Gusl. et Kar.		+		+		
<i>Lyrella spectabilis</i> Greg.	+					
<i>Navicula palpebralis</i> Breb.	+	+		+		
<i>Trachyneis aspera</i> (Ehr.) Cl.	+	+	+	+	+	
<i>Pleurosigma angulatum</i> (Queck.) W. Sm.		+				
<i>Pinnularia quadratarea</i> (A.S.) Cl.				+		
<i>Caloneis westii</i> (W.Sm.) Hend.	+					
<i>Caloneis sillicula</i> (Ehr.) Cl.	+				+	
<i>Caloneis liber</i> (W. Sm.) Cl.		+				
<i>Diploneis bombus</i> Ehr.	+	+	+	+	+	+

Закінчення табл. 1

	седиментаційні пастки					верхній шар донних відкладів	
	глибина 15 м			придонні, глибина 26 м			
	X-III	III-V	VI	III-V	VI		
<i>Diploneis lineata</i> (Donk.) Cl.				+	+		
<i>Diploneis smithii</i> (Breb.) Cl.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Diploneis litoralis</i> (Donk.) Cl.		+		+			+
<i>Diploneis didyma</i> Ehr.						+	
<i>Diploneis crabro</i> Ehr.	+	+				+	
<i>Diploneis coffaeiformis</i> (A.S.) Cl.				?			
<i>Diploneis chersonensis</i> (Grun.) Cl.		+		+			
<i>Cocconeis scutellum</i> Ehr.	+	+		+		+	+
<i>Cocconeis quarnerensis</i> Grun.		+					
<i>Achnanthes longipes</i> Ag.		+	+		+		
<i>Amphora veneta</i> Kütz.		+					
<i>Amphora ovalis</i> (Kütz.) Kütz.		+					
<i>Amphora proteus</i> Greg.	+	+	+	+	+		
<i>Amphora crassa</i> Greg.	+						
<i>Amphora</i> sp. Ehr.			+				
<i>Entomoneis alata</i> (Ehr.) Ehr.		+					
<i>Nitzschia panduriformis</i> Greg.		+					
<i>Nitzschia spectabilis</i> (Ehr.) Ralfs				+			
<i>Nitzschia sigma</i> W. Sm.	+	+					
<i>Nitzschia holsatica</i> Hust.		+		+			
<i>Nitzschia insignis</i> Greg.					+		
<i>Nitzschia vitrea</i> Norm.		+		+	+		
<i>Nitzschia sigmoidea</i> (Ehr.) W. Sm.		+		+	+		
<i>Nitzschia longissima</i> (Breb.) Ralfs		+					
<i>Tryblionella punctata</i> W. Sm.	+	+		+			
<i>Hantzschia</i> sp. Grun.		+					
<i>Surirella fastuosa</i> Ehr.		+	+	+			
<i>Campylodiscus echeneis</i> Ehr.				+			
<i>Campylodiscus daemelianus</i> Grun.							+
<i>Campylodiscus thuretii</i> Breb.	+	+	+	+	+		
Chrysophyta							
Silicoflagellatophyceae							
<i>Distephanus speculum</i> (Ehr.) Haeck.		+		+	+		
<i>Distephanus</i> sp.		+	+	?			

Примітка. Позначка "+" у стовпчику означає наявність таксономічної одиниці у зразку.

У всіх пробах завислої речовини міститься у різних кількостях рослинний детрит, спікули губок і пилок переважно хвойних рослин. У великих кількостях пилок характерний для зразків зависі, відібраних на глибині 15 м у весняний і літній періоди, восени на цій же глибині ця кількість була невеликою. У пробі ґрунту з берегового схилу діатомових не знайдено, у невеликій кількості присутній пилок хвойних рослин і детрит.

Для проби зависі з глибини 15 м, відібраної в осінне-зимовий період, описаний комплекс діатомей, відносно бідний як за таксономічною структурою (24 види 16-ти родів), так і за кількістю стулок (рис. 1). Бентосні форми складають 68 % від загальної кількості стулок, 32 % – планктон і тихопелагічні форми (рис. 2). Домінуючі види планктону: *Coscinodiscus radiatus* (20 % від загального числа стулок), *Actinocyclus octonarius*; бентосу: *Caloneis silicula* (більше 10 % від загального числа стулок), *Diploneis bombus* (більше 10 % від загального числа стулок), *D. smithii*, *Trachyneis aspera*. 74 % загальної кількості стулок представлені морськими та солонуватоводно-морськими видами, 26 % – прісноводно-солонуватоводними; 20 % – бореальні види, 80 % – космополіти.

Комплекс діатомей з глибини 15 м протягом весняного періоду дуже багатий за чисельністю стулок (рис. 1) та за таксономічним складом (43 види 24-х родів). Бентосні форми складають 35 % від загальної кількості стулок, 65 % – планктонні та тихопелагічні види (рис. 2). У планктоні домінують види роду *Chaetoceros* (близько 50 % від загального числа стулок) і *Coscinodiscus radiatus*. Крім діатомей, значну частку фітопланктону складають силікофлягелляти роду

Distephanus. Вони описані у пробі у великій кількості, у тому числі *Distephanus speculum* – у масі. У бентосі переважають: *Nitzschia holsatica* (більше 10 % від загального числа стулок), *Trachyneis aspera*, *Pleurosigma angulatum*, *Diploneis bombus*, *Nitzschia longissima*. Близько 78 % представлені морськими та солонуватоводно-морськими видами, 22 % – прісноводно-солонуватоводними; близько 45 % становлять бореальні види, 55 % – космополіти.

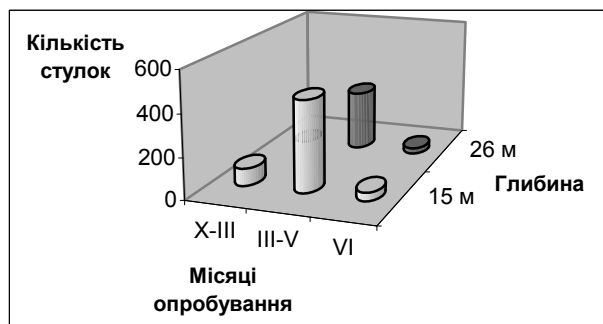


Рис. 1. Чисельність діатомей у районі Чорноморського експериментального полігону на різних глибинах протягом 2008-2009 рр.

У пробі зависі літнього періоду (глибина 15 м) знайдено єдину стулку силікофлягелляти роду *Distephanus*. Комплекс діатомей бідний за таксономічною структурою (12 видів 10-ти родів) та за чисельністю (рис. 1). Бентосні форми складають 59 % від загальної кількості стулок,

41 % – планктонні та тихопелагічні види (рис. 2). Домінуючі види планктону: *Coscinodiscus radiatus* (близько 30 % від загального числа стулок), *Actinocyclus octonarius* (10 % від загального числа стулок); бентосу: *Trachyneis aspera* (17 % від загального числа стулок), *Diploneis bombus* (15 % від загального числа стулок), *D. smithii*. 80 % представлени морськими та солонуватоводно-морськими видами, 20 % – прісноводно-солонуватоводними; близько 20 % – бореальні види, 80 % – космополіти.

Проба зависі з придонної седиментаційної пастки (глибина 26 м) весняного періоду, як і синхронна з глибини 15 м, містить силікофлягелляти роду *Distephanus*, вид *D. speculum* – у масі. Описано комплекс діатомей, багатий за чисельністю стулок (рис. 1) і за таксономічним складом (34 види 18-ти родів). Бентосні форми складають майже 50 % від загальної кількості стулок, близько 50 % – планктонні та тихопелагічні види (рис. 2). У планктоні домінують види роду *Chaetoceros* (більше 40 % від загального числа стулок) і *Coscinodiscus radiatus*; у бентосі переважають: *Nitzschia holsatica* (біля 10 % від загального числа стулок), *Diploneis smithii* (до 10 % від загального числа стулок), *Trachyneis aspera*, *Diploneis bombus*. 75 % представлени морськими та солонуватоводно-морськими видами, 25 % – прісноводно-солонуватоводними; близько 25 % становлять бореальні види, 75 % – космополіти.

Проба зависі з глибини 26 м, відібрана протягом літнього періоду містить комплекс діатомей, дуже бідний за чисельністю стулок (рис. 1), представлений 17 видами 12-ти родів. Бентосні форми складають майже 90 % від загальної кількості стулок, близько 10 % – планктонні види (рис. 2). Домінуючий вид планктону: *Coscinodiscus radiatus* (до 10 % від загального числа стулок); бентосу: *Lyrella hennedyi* (15 % від загального числа стулок), *Diploneis bombus* (15 % від загального числа стулок). Близько 70 % представлени морськими та солонуватоводно-морськими видами, 30 % – прісноводно-солонуватоводними; 25 % становлять бореальні види, 75 % – космополіти.

Проби верхнього шару донних відкладів містять велику кількість спікул губок, пилок переважно хвойних

рослин і детрит. Комплекс діатомей дуже бідний за чисельністю стулок; представлений 9-10 видами. Бентосні форми тут складають понад 90 % від загальної кількості стулок. У бентосі домінують: *Grammatophora angulosa* (понад 30 % від загального числа стулок) і *Cocconeis scutellum* чи *Grammatophora marina*. Близько 90 % представлени морськими та солонуватоводно-морськими видами; понад 90 % видів – космополіти. Можна бачити, що ці комплекси сучасних діатомей за чисельністю стулок і за таксономічною структурою є найбільш бідними серед описаних. Вони майже повністю представлені морським і солонуватоводно-морським бентосом.

Обговорення результатів дослідження. Найпоширенішими видами діатомових водоростей району Чорноморського експериментального полігону, як можна бачити з табл. 1, є у планктоні: *Coscinodiscus radiatus* і *Actinocyclus octonarius*; у бентосі: *Grammatophora marina*, *Lyrella hennedyi*, *L. abrupta*, *L. lyra*, *Diploneis smithii*, *D. bombus*, *Cocconeis scutellum* (крім літнього відбору), *Amphora proteus*, *Campylodiscus thuretii*. У придонних пробах у бентосі також численний *Grammatophora angulosa*. За даними [9], узбережжя Криму (разом з північно-західним шельфом) характеризується найбільшим видовим багатством бентосних діатомей порівняно з іншими регіонами Чорного моря.

Навіть перший аналіз описаних комплексів сучасних діатомей дозволяє помітити певні закономірності. Найбагатшими за кількістю стулок і за таксономічним різноманіттям є солонуватоводно-морські комплекси діатомей, що містяться у пробах, відібраних у весняний період; причому зразок з глибини 15 м дещо багатший, ніж придонний (рис. 1). Тут незначно переважає планктон, у якому домінують види роду *Chaetoceros* і крім діатомей присутня велика кількість силікофлягеллят. Солонуватоводно-морський комплекс, описаний для проби осінне-зимового відбору, суттєво бідніший; у ньому помітно переважає бентос. Ще бідніші морські та солонуватоводно-морські комплекси діатомей з проб зразків, взятих у літній період, з незначним переважанням бентосу над планктоном на глибині 15 м і з повним його домінуванням у придонному зразку (рис. 2).

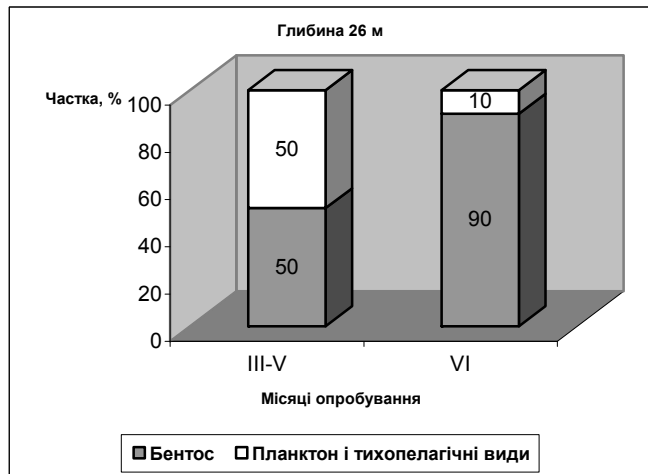
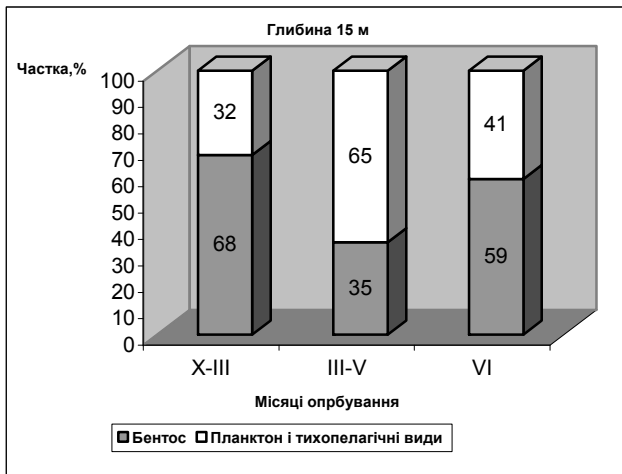


Рис. 2. Співвідношення планктону та бентосу у комплексах діатомей із седиментаційних пасток на різних глибинах протягом 2008-2009 рр.

У комплексах діатомових водоростей, описаних для зразків, що відбиралися в районі Чорноморського експериментального відділення протягом року, на обох глибинних рівнях переважають бентосні види. На глибині 15 м їхня частка складає близько 60-70 % (рис. 2), а біля дна – 90 %. Лише навесні, під час цвітіння фітопланктону, частка планктону в комплексах різко збільшується – у придонній частині до 50 %, а у товщі води – понад 60 % (рис. 2). На-

весні на обох глибинних рівнях, крім масової появи видів роду *Chaetoceros*, з'являються такі планктонні види, як *Paralia sulcata*, *Aulacoseira granulata*, *Coscinodiscus granii*, та представники бентосу: *Lyrella forcipata*, *Diploneis chersonensis*, *Nitzschia holsatica*.

Як зазначають [10], протягом 2008-2010 рр спостерігається тенденція появи 3-4 піків розвитку фітопланктону у прибережних районах північно-західного шельфу: вес-

няний, літній, осінній, зимовий – на відміну від звичайних весняно-літнього та осіннього [11]. Причому загальне потепління інгібує розвиток холодноводних видів (у тому числі, діатомей). Трансформація структури біологічної складової екосистеми моря полягає також у появі під час цвітіння серед звичайних видів нетрадиційних, наприклад, прісноводної *Aulacoseira granulata* [10].

У комплексах діатомей біля південного узбережжя Криму протягом року значно переважають морські та солонуватоводно-морські види (70-80 %). Частка прісноводно-солонуватоводних стало складає близько чверті від загальної чисельності.

Переважають більшість видів у комплексах діатомей, як з глибини 15 м, так і з придонної частини, становлять космополіти (75-80 %). Лише протягом цвітіння у товщі води (на 15 м) помітне збільшення частки бореальних видів, майже до половини.

Висновки. Розглянувши комплекси кременевих водоростей південного узбережжя Криму, описані для різних глибин і сезонів опробування, можна простежити явну залежність чисельності та видового різноманіття діатомей і сілікофлагеллат від сезону опробування та певну залежність від глибини відбору зразків. У місці розташування Чорноморського експериментального полігону у складі діатомей помітно переважають бентосні види над планктонними і тихопелагічними. Лише протягом весняного цвітіння відбувається "вибух" планктону, що відчутно навіть для проби завислої речовини з придонної седиментаційної пастки. Проаналізовані зразки охоплювали, фактично, три сезони 2008-2009 рр. Ними було виявлено лише весняне цвітіння, що зафіксоване для другої половини березня-травня. Найнижчі чисельності та різноманіття встановлені для зразків, відібраних протягом першої половини червня. Можна також зазначити, що ані пори року, ані глибина не позначаються суттєво на співвідношенні солонуватоводно-морських і прісноводно-солонуватоводних комплексів і майже не позначаються на співвідношенні бореальних видів і космополітів. Можна зробити висновок, що ці співвідношення є сталими для опробуваного району, принаймні протягом досліджуваного року.

Продуктування живими організмами є одним з основних джерел надходження осадової речовини до донних відкладів Чорного моря. Тому вивчення біогенної складової осаду необхідно для з'ясування особливостей седиментації на шельфі Чорного моря. Діатомові водорості є одним з головних продуцентів басейну; вони поширені у всіх біономічних зонах і дуже чутливо реагують на зміни природні та техногенні. Продовження досліджень діатомових комплексів у районі Чорномор-

ського експериментального полігону дозволить робити висновки про характер процесів осадконакопичення на межі суходіл-море, його залежність від глибини, пори року, кількості надходження завислої речовини тощо. Оскільки діатомей реагують на техногенне забруднення морських вод, подальші дослідження можуть виявити з'язки таксономічної структури водоростей з надходженням і депонуванням поллютантів з осадовою речовиною у межах акваторії Чорного моря.

Подяки. Автор висловлює щирі подяки науковому керівнику, доктору геол. наук О.П. Ольштинській за консультативні та асистенту кафедри загальної та історичної геології О.С. Огієнку за допомогу в лабораторній роботі.

Роботу зроблено у рамках виконання проекту "Методичне обґрунтування створення системи спостережень за станом та мінливістю природних умов в зоні взаємодії "суходіл – море" та виготовлення відповідного устаткування для натурних досліджень".

1. Геология шельфа УССР. Литология / Под ред. В.И. Мельника. – К., 1985.
2. Гусляков Н.Е., Загордонец О.А., Герасимок В.П. Атлас диатомовых водорослей бентоса северо-западной части Черного моря и прилегающих водоемов. – К., 1992.
3. Диатомовый анализ. Кн. 1: Общая и палеоботаническая характеристика диатомовых водорослей / Под ред. А.Н. Криштофовича. – М.-Л., 1949.
4. Диатомовый анализ. Кн. 2: Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Порядки Centrales и Mediales / Под ред. А.Н. Криштофовича. – М.-Л., 1949.
5. Диатомовый анализ. Кн. 3: Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Порядок Pennales / Под ред. А.Н. Криштофовича. – М.-Л., 1950.
6. Лосева Э.И. Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского северо-востока СССР. – СПб., 1992.
7. Митропольский О.Ю., Наседкин Е.И., Иванова Г.М., Кузнецов О.С., Берестовая О.В. Сезонні особливості седиментаційних процесів на шельфі Чорного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. трудов. – 2009. – Вып. 17. – С. 124-132.
8. Наседкин Е.И., Осюкина Н.П., Иванова Г.М., Кузнецов О.С. Сезонный розподіл пестицидів у завислої речовині Чорного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 1. – С. 80-86.
9. Неврова Е.Л., Петров А.Н. Сравнительный анализ таксономического разнообразия диатомовых бентоса в различных регионах Черного моря // Морський екологічний журнал. – 2007. – № 4, Т. IV. – С. 43-54.
10. Попов Ю.И., Матвигин А.С., Ковалишина С.П. К вопросу о влиянии изменения климата на гидрологические и гидробиологические характеристики Северо-Западной части Черного моря // Мониторинг навколишнього природного середовища: науково-методичне, нормативне, технічне, програмне забезпечення: Матер. V наук.-практ. конф. (м. Коктебель, 20-24 вер. 2010 р.). – К., 2010. – С. 22-25.
11. Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли бентоса Черного моря. – М.-Л., 1963.
12. Флора споровых растений СССР. Т. VII: Кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагеллаты) / З.И. Глезер. – М.-Л., 1966.
13. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Ковалюк Н.Н., Маслаков Н.А. Современные осадки и скорости осадконакопления в голоцене на Черноморском шельфе УССР // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей: Тр. Межд. симпози. Ч. 1: Черное море. – К., 1984. – С. 122-130.
14. Bukhtiyarova L. Diatoms of Ukraine: Inland waters. – Kyiv, 1999.

Надійшла до редколегії 01.09.10

УДК 553.078

Р. Бочевар, асп.

ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ТА ТИПОМОРФІЗМ СУЛЬФІДІВ СКАРНОВИХ РОДОВИЩ

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

Подано коротку характеристику скарнових родовищ заліза Індонезії, докембрійських мармурів Нігерії, родовища лазуриту Ляджвардара (Памір). Досліджено мінералогічні особливості та електричні властивості сульфідів цих родовищ. Оцінено можливість використання методу термоЕРС для виявлення рис сульфідів, що властиві скарновим роцковицям. Для порівняння представлено характеристику вибраних еталонних об'єктів (колчеданне родовище Хаутаваара (Карелія), родовище залізистих кварцитів Костомукша (Карелія), сульфідні первинних осадових утворень Середнього Уралу).

The brief characteristic of skarn deposits of Indonesia, Nigeria, a deposit of lazurite Ljadzhvardara (Pamir) are submitted. It is investigated mineralogy and electric properties of sulphides of these deposits. The estimation of possibilities of use to a method termoEMF for formation divisions of sulphides as an example of some skarn deposits is made. For comparison the characteristic of the chosen referred objects (pyrites of the deposit of Hautavaara (Kareliya), jaspilite deposit of Kostomuksha (Kareliya), sulphides of primary sedimentary formations of Average Ural Mountains) are resulted.

Вступ. Сульфідні є поширеними рудними мінералами цілої низки родовищ, де вони зустрічаються в мінеральних асоціаціях, що формуються на всіх стадіях

процесу утворення родовищ. Зокрема, в скарнових родовищах сульфідні присутні майже постійно, де можуть відігравати роль основних рудних мінералів (скарнові

© Бочевар Р., 2011

поліметалеві, мідні, золоторудні родовища та ін.), або ж, будучи розповсюдженими в невеликих кількостях в інших утвореннях, відігравати роль мінералів-індикаторів характеру процесу рудоутворення. Особливо велике в такому випадку є значення сульфідів з "наскрізним" характером виділення, тобто таких, що кристалізувались на всіх стадіях формування рудних асоціацій. Зустрічаються вони у вигляді суцільних зернистих мас, мінеральних вкраплень, окремих кристалів, друз.

Типоморфні ознаки сульфідів використовуються для визначення приналежності родовищ до певної формації, особливо якщо ці ознаки виділені на основі їх характеристик, що легко діагностуються в польових умовах або за допомогою нескладних технічних засобів при лабораторних дослідженнях. Можливості застосування типоморфних ознак сульфідів для оцінки перспективності об'єктів [4] відомі для цілої низки родовищ свинцю, цинку, міді, срібла, золота, нікелю, кобальту, молібдену та інших металів [4]. Як один із доступних і неструктурних способів виявлення типоморфних ознак сульфідів для пошукових цілей протягом кількох десятиріч розроблявся метод вивчення їх електропровідності з визначенням коефіцієнту термоелектрорушійної сили (термоЕРС) на прикладі багатьох рудних об'єктів [4]. Цим методом можна проводити масові заміри термоЕРС на мінеральних виділеннях різного розміру (від 0.5 мм). Розробкою методичних рекомендацій з використання електричних властивостей сульфідів для оцінки ендегенних родовищ займалися учені Сибірського науково-дослідного інституту геології, геофізики і мінеральної сировини К.Р. Рабинович, В.А. Булинніков, В.Н. Акчуріна, Забайкальського комплексного науково-дослідного інституту В.І. Красніков, В.А. Фаворов, В.А. Суматохін, А.С. Гуревич, В.М. Лапушков, В.Г. Романов, Е.Д. Зезюліна та ін. у 90-і рр ХХ ст. Їх дослідження були спрямовані на вивчення властивостей реальних кристалів мінеральних видів і їх різновидностей з метою виявлення в них характеристичних і фундаментальних параметрів, вивчення електричних властивостей типоморфних мінералів і фізико-хімічних параметрів руд з метою прогнозу оцінки рудних родовищ, розробки апаратури, методів вивчення електричних властивостей мінералів, вивчення взаємозв'язку електричних властивостей мінералів, фізико-хімічних і механічних властивостей руд для оцінки технологічних властивостей сировини родовищ, що розвідуються [3]. Відомі сучасні публікації В.І. Павлишина, А.Г. Жабіна, А.Е. Кітаснко та ін., в яких висвітлені дослідження електричних властивостей сульфідів для УЩ (Український щит). Разом з тим, питання можливостей визначення формаційної приналежності родовищ з використанням типоморфних ознак сульфідів залишається відкритим, оскільки попередні висновки є досить неоднозначними. Проведене вивчення електричних властивостей сульфідів ліквідаційно-магматичних, гідротермальних, осадових родовищ [3] показує доцільність дослідження електричних властивостей сульфідів для родовищ різних формаційних типів, що сприятиме створенню єдиної класифікації електричних властивостей сульфідів родовищ конкретних геолого-промислових типів, якої на сьогодні не існує.

У даній роботі визначено особливості розповсюдження та типоморфізм сульфідів за допомогою мінералогічних, петрографічних досліджень та використано метод термоЕРС для виявлення рис сульфідів, що властиві скарновим родовищам.

Матеріали дослідження. У магнезійних і вапнистих скарнах сульфіди зустрічаються часто. Вони пред-

ставлені досконало оформленими в кристалографічному відношенні кристалами, друзами кристалів, масивними утвореннями. В гіпогенний етап у більшості скарнових магнезійних родовищ формувались пірит, піротин, халькопірит, молібденіт, кубаніт, сфалерит і галеніт.

Проводились дослідження сульфідів скарнових родовищ Індонезії, Нігерії, родовища Ляджварара (Памір), і як еталонні використані одержані раніше результати вивчення властивостей сульфідів із первинних осадових утворень Середнього Уралу, колчеданного родовища Хаутаваара (Карелія) та родовища залізистих кварцитів Костомукша [1] (Карелія) (матеріал для досліджень отриманий з власної колекції завідувача сектору металогенії УкрДГРІ, д-ра геол.-мінералог. наук В.М. Гулія).

Нами вивчені зразки з кількох індонезійських родовищ заліза, що пов'язуються із скарнами, які є звичайними для північно-західної частини о. Суматра. Тут вапнисті скарни розвиваються в контактній зоні андезитів і вапняків, що мають переважно чорний колір завдяки насиченості вуглигим матеріалом. У досліджуваному районі виділяється близько 15 ділянок розвитку магнетитової мінералізації, що чітко фіксується за результатами магнітометричної зйомки. В кернах майже всіх свердловин встановлена сульфідна мінералізація, що, як і магнетит, накладена на скарни і є одним із завершальних продуктів процесу мінералоутворення на цих об'єктах. Сульфіди представлені піритом і піротином, а халькопірит розповсюджений спорадично. Пірит і піротин заповнюють тріщинки або зустрічаються у вигляді дрібних включень у породі.

Сульфідна мінералізація, пов'язана із контактово-метасоматичними вапнистими утвореннями, вивчена на прикладі кількох родовищ докембрійських мармурів Нігерії. Мармури зустрічаються у формі пластових тіл і згідно залягають на біотитових гнейсах, і перекриваються також згідно амфібол-біотитовими сланцями. Повсюдно проявлені ділянки перекристалізації і укрупнення карбонатів (з утворенням кристалів до 5 см у поперечнику), що зазвичай пов'язується з накладеним контактово-метасоматичним процесом. Сульфіди розвиваються переважно в приконтактних частинах тіл, локалізуючись вздовж їх контактів або в ділянках перекристалізації, де концентруються по периметру більш крупних виділень карбонатів серед дрібнозернистої маси більш ранніх карбонатів. Представлені сульфіди піритом і піротином. Піротин формує масивні скупчення, пірит зустрічається у вигляді дрібних вкраплень у породі.

Для досліджень були використані зразки із родовища лазуриту Ляджварара (Памір) як типового представника магнезійних докембрійських скарнів [2]. Воно розташоване в центрі гірського вузла Ішкашимського і Шахдаринського хребтів, на висоті 4600 м, у верхів'ях р. Ляджварара. Родовище приурочене до крупного пласта кальцит-доломітових мармурів, який залягає в товщі біотитових гнейсів і мігматитів. Лазуритоносний пласт мармурів разом з вміщуючими породами пронизаний мігматитовими гранітоїдними ін'єкціями. Прожилки мігматитів, які залягають у товщі пласта мармурів, піддаються скарновому заміщенню з формуванням метасоматичної зональності і утворенням лазуриту часто у вигляді окремої лазуритової зони. Головними факторами утворення лазуриту є інтенсивна десиліфікація гранітоїдів, а також – високий потенціал сульфат-іонів у мінералоутворюючих розчинах [2]. Сульфіди представлені піритом, який утворює дрібні включення в лазуриті, з розміром зерен від 0,1 до 1 мм.

Первинні осадові утворення Середнього Уралу представлені у вигляді конкрецій розміром 3-5 см.

Родовище Хаутаваара є типовим колчеданим родовищем карельського типу [6]. Воно розташоване в межах Карельського геоблоку Балтійського щита у Ведлозерсько-Сегозерському зеленокам'яному поясі. Руди Хаутаваарського родовища локалізовані в потужній (близько 1 км) товщі вулканогенно-осадових порід, яка підстиляється і перекривається ефузивними діабазами [6]. Основні рудні поклади приурочені до контакту кварцових туфопісковиків і кварцитів з графітистими сланцями. Рудоутворюючими на родовищі є пірит, піротин, а халькопірит і сфалерит зустрічаються в невеликій кількості [1]. Піритові руди залягають згідно з вміщувачими породами у пластах масивних або смугастих руд. Піротинова руда пов'язана з флангами і місцями виклинювання рудних тіл.

Костомукшське родовище залістистих кварцитів розташоване в центральній частині однойменного синклінорію [8]. Сульфідні тіла залягають згідно в рудній товщі у вигляді пластів і лінз, потужність яких сягає 4 м, а протяжність – до 20 м. Сульфідні спостерігаються на родовищі як вкраплення і утворюють тонкі прошарки, потужністю від 0,04 до 0,25 м, в кварц-біотитових сланцях і залістистих кварцитах. Основним рудним мінералом родовища є магнетит, постійно присутні пірит і піротин (до 2-7 %).

Методи досліджень. Сульфідні вивчалися у штафних пробах і аншлифах мінералогічним, петрографічним і мінераграфічними методами для встановлення мінеральних асоціацій і виділення окремих стадій процесу мінералоутворення на родовищах. Фізичні властивості мінералів вивчалися методом вимірювання термоЕРС мінералів. Масові заміри коефіцієнту термоЕРС сульфідів проводились приладом "Сигнал", складові частини приладу та особливості проведення вимірів описані в [3]. Пірити представлені і електронною, і дірковою провідністю. При інтерпретації вимірів враховувалась величина провідності, результати вимірювань опрацьовували програмою STATISTICA.

Отримані результати. В зразках досліджуваних родовищ сульфідні представлені піритом, піротином, халькопіритом, сфалеритом. На основі мінералогічних, петрографічних досліджень виявлені такі мінеральні асоціації: в докембрійських мармурах Нігерії, індонезійських родовищах піротин-піртова асоціація; на родовищі Хаутаваара присутні піротин-піртова, халькопірит-піротинова, халькопірит-піротин-піртова мінеральні асоціації; на родовищі Костомукша – пірит-магнетитова, піротин-піртова, піротин-халькопіртова.

Значення термоЕРС сульфідів вимірювали в окремих зернах зразків та в середині зерен. Результати досліджень узагальнювались за допомогою стандартних статистичних програм. Такі узагальнення показали, що пірит з родовища Ляджвардара, докембрійських мармурів Нігерії має тільки електронну провідність, за авторами [3] це характерно для високотемпературних родовищ.

Пірит з індонезійських родовищ, родовища Хаутаваара, Костомукша, первинних осадових утворень Уралу характеризується і дірковою, характерною для низько-середньотемпературних утворень [3], і електронною провідністю.

На родовищі Ляджвардара виділяються дві генерації піриту. Вони характеризуються відповідно -140÷-120 мкВ/град, і -80÷-60 мкВ/град. Кількість вимірювань по піриту – 139.

Значення коефіцієнту термоЕРС піриту із родовищ у докембрійських мармурах Нігерії коливаються від -240 до -60 мкВ/град. Найбільша кількість значень припадає на -140÷-120 мкВ/град (рис. 1а). Значення термоЕРС в піротині – 7÷12 мкВ/град (рис. 2.в). Кількість вимірів по піриту – 153, а по піротину – 500.

З індонезійських родовищ значення коефіцієнту термоЕРС піриту коливається від -200 мкВ/град до +150 мкВ/град. Відзначаються дві групи значень -100÷-50 та +50÷+100 мкВ/град (рис. 1б). Це відповідає встановленим генераціям піриту за мінералогічними даними. Вимірів коефіцієнту термоЕРС піротину отримано небагато, оскільки він присутній у малій кількості і утворює дрібні включення. Вони коливаються від 9 до 16,5 мкВ/град. Кількість вимірів у піриті – 273, а в піротині – 12.

На родовищі Хаутаваара виділяються три генерації піриту [1]. Пірит I має значення коефіцієнту термоЕРС +55÷+160 мкВ/град. Величина термоЕРС для піриту III (-28÷-85 мкВ/град) трохи нижча, ніж для піриту II (-100÷-155 мкВ/град) (рис. 1г). Значення коефіцієнту термоЕРС піротину цього родовища коливається в межах від 6,8 до 11,9 мкВ/град (рис. 2а). Кількість вимірювань по піриту – 635, а по піротину – 431.

На родовищі Костомукша встановлено два піки значень коефіцієнту термоЕРС в піриті. Пірит I має значення -50÷100 мкВ/град, пірит II – +164÷+200 мкВ/град (рис. 1д). Значення коефіцієнту термоЕРС піротину коливаються від 7,1 до 13,4 мкВ/град (рис. 2б). Кількість вимірювань по піриту – 412, по піротину – 629.

Конкреції Уралу різко відрізняються за значеннями термоЕРС від усіх інших сульфідів. Тут домінують значення +50÷+100 мкВ/град (рис. 1е). Відмічаються зони, де значення коефіцієнту термоЕРС сягають -150÷-300 мкВ/град, це свідчить про переорганізацію, яка відбувалась з привнесом речовини.

Обговорення результатів. У досліджуваних скарнових родовищах пірит присутній у вигляді дрібних включень у породі, піротин утворює масові скупчення в родовищах мармурів Нігерії, дрібні включення в родовищах заліза Індонезії.

Результати вимірювань та інтерпретація значень коефіцієнту термоЕРС сульфідів скарнових родовищ, наведених у даній роботі, показують, що для них характерні пірити електронної провідності.

За раніше проведеними дослідженнями об'єктів, які в роботі представлені як еталонні, виявлено, що пірити з електронною провідністю формуються у високотемпературних умовах, а з дірковою в низько- та середньотемпературних умовах [1; 3; 6].

Пірити родовищ Нігерії і Ляджвардара мають тільки електронну провідність, а найбільша кількість значень коефіцієнту припадає на -140÷-120 мкВ/град. Вони подібні значенням термоЕРС у зразках другої і третьої генерації піриту з родовища Хаутаваара, що може свідчити про схожі умови формування сульфідів [1].

В індонезійських родовищах присутній пірит електронної і діркової провідності – це говорить про зміни фізико-хімічних обстановок при кристалізації піриту, який за значеннями термоЕРС подібний до піриту родовища залістистих кварцитів Костомукші [1].

Значення коефіцієнту термоЕРС сульфідів пірит-марказитових конкрецій відрізняються від значень у сульфідах усіх вивчених типів. Загалом переважає пірит діркової провідності в зразках, але відзначаються зони, де присутній пірит електронної провідності.

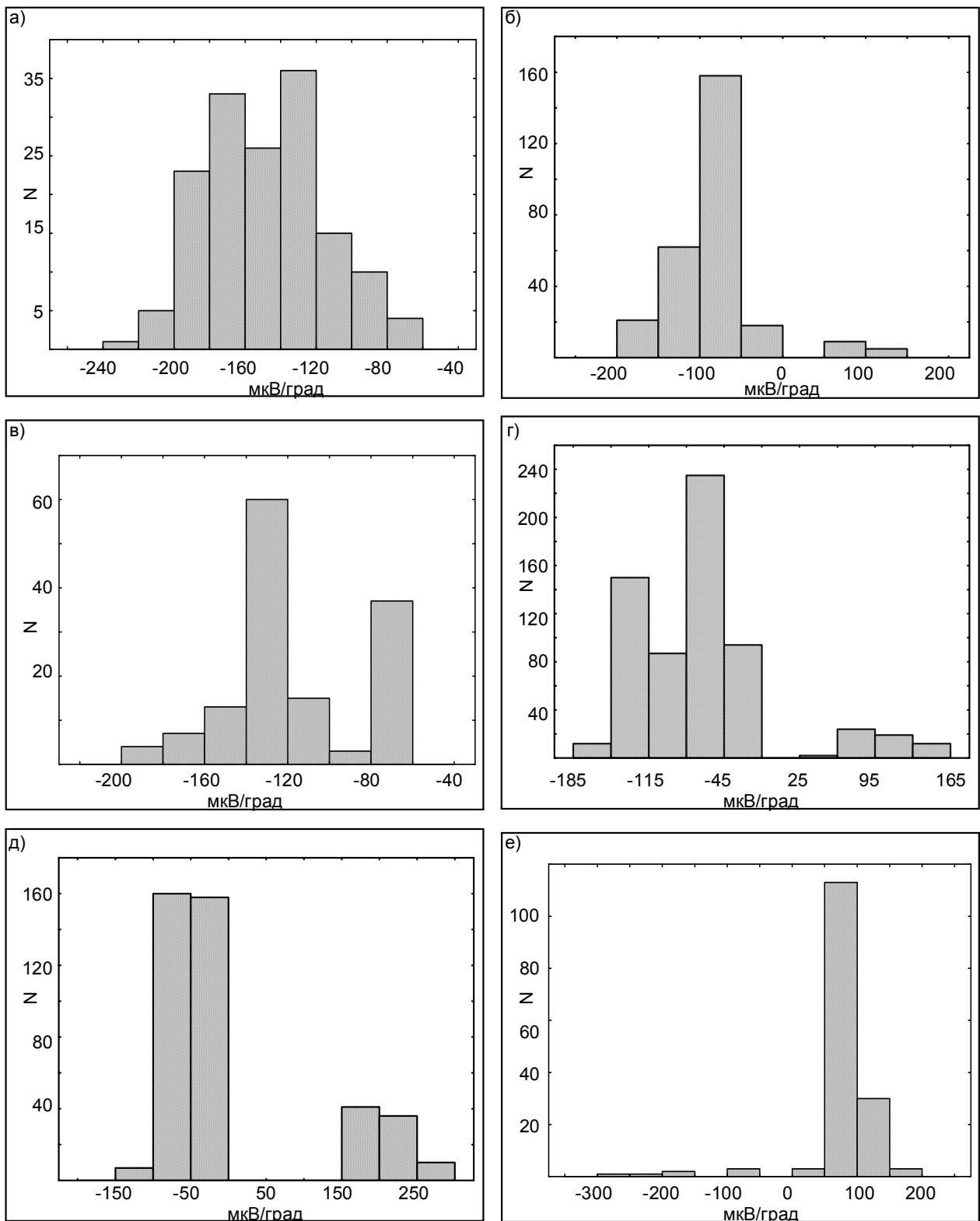


Рис. 1. Гістограми розподілу значень термоЕРС піриту (N - кількість вимірів):
 а) родовищ Нігерії; б) родовищ Індонезії; в) родовища Ляджвардара (Памір);
 г) родовища Хаутаваара; д) родовища Костомукша; е) конкреції Середнього Уралу

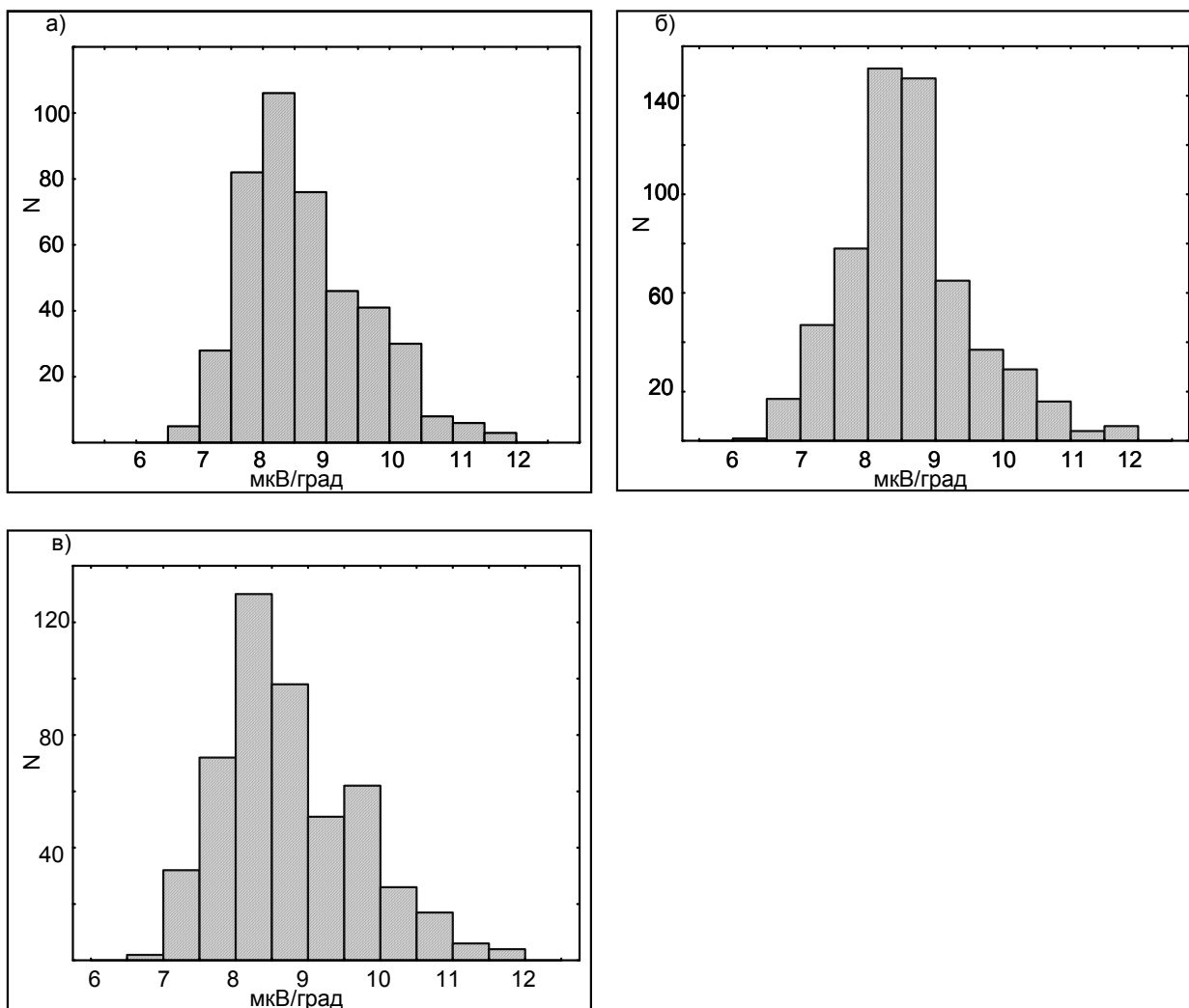


Рис. 2. Гістограми розподілу значень термоЕРС піротину (N – кількість вимірів): а) родовища Хаутаваара; б) родовища Костомукша; в) родовищ Нігерії

Висновки. На основі мінералогічних, петрографічних, мінерографічних вивчень зразків скарнових родовищ, що аналізуються в роботі, виявлено, що сульфіди в скарнах поширені спорадично, утворюють дрібні вкраплення.

Проведені визначення коефіцієнту термоЕРС дають підстави стверджувати, що для скарнових родовищ характерний пірит електронної провідності. Присутність піриту в них діркової провідності свідчить про зміни фізико-хімічних обстановок формування мінералів.

На основі мінералогічних досліджень, вимірювання термоЕРС для родовища лазуриту Ляджвардара та родовищ заліза Індонезії виокремлюються дві генерації процесу утворення сульфідів, для докембрійських мармурів Нігерії характерна одна генерація формування сульфідів.

Індикаторні типоморфні властивості рудних мінералів скарнових родовищ, одержані традиційними мінералогічними методами, варто доповнювати вивченням неструктурними методами, зокрема шляхом проведення масових замірів термоЕРС мінералів. Ці дані дають можливість проводити типізацію сульфідів

різних генетичних типів та визначати спільні їх риси, що зумовлені розвитком фізико-хімічних систем мінералоутворення.

Автор висловлює вдячність В.М. Гулію, О.В. Волошину за цінні консультації і поради.

1. Гулій В.М., Краснопецева Р.О., Волошин О.В. Типоморфізм сульфідних родовищ Хаутаваара й Костомукша (Карелія) як індикатор особливостей їх формування // 36. наук. праць УкрДГРІ, 2007. – №4. – С. 38-48. 2. Киселев В.И., Буданов В.И. Месторождения докембрійской магнезиально-скарновой формации юго-западного Памира. – Душанбе, 1986. 3. Методические рекомендации по использованию свойств рудных минералов для изучения эндогенных месторождений / В.И. Красников, В.А. Фаворов, В.А. Суматохин и др.; за ред. З.Г. Сегалю. – М., 1983. 4. Павлишин В.И., Жабин А.Г., Китаянко А.Э. Типоморфизм и поисково-оценочное значение пирита / За ред. В.И. Павлишина – К., 2004. 5. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М., 1962. 6. Серноколчеданные месторождения Карелии (геология, метаморфизм, генезис) / В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, Г.В. Ручкин и др.; за ред. В.И. Робонена. – Л., 1978. 7. Соколов В.А., Куликов В.С., Стенарь М.М. Геология Карелии / За ред. В.А. Соколова – Л., 1987.

Надійшла до редколегії 24.05.10

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(477)+552.4+549

О. Грущинська, асп., О. Митрохин, канд. геол. наук,
О. Зінченко, канд. геол. наук, О. Білан, інж.

КСЕНОЛІТИ З РАПАКІВІПОДІБНИХ ГРАНІТІВ ПУГАЧІВСЬКОЇ І МАЛИНСЬКОЇ ДІЛЯНОК КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ ТА ЇХ ПЕТРОГЕНЕТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ

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

Авторами досліджено ксеноліти порід "рами" з рапаківіподібних гранітоїдів Пугачівської та Малинської ділянок Коростенського плутону. Встановлено, що ксеноліти з обох ділянок мають місцеве "неглибинне" походження. Ксеноліти біотит-польовошпатових кристалосланців та гнейсів є фрагментами порід давнього складчастого фундаменту, а ксеноліти кварцитоподібних метапісковиків та кварцитів є уламками порід протоплатформеного чохла. Доведено можливість використання таких ксенолітів для виявлення та подальшого вивчення проявів контактово-метаморфічного впливу інтрузій рапаківі на вміщуючі породи. В ксенолітах з обох ділянок встановлено метаморфічну зональність та новоутворені контактово-метаморфічні парагенезиси піроксен-роговикової та амфібол-роговикової фацій, які накладаються на первинні парагенезиси амфіболітової фації регіонального метаморфізму.

Authors investigated xenoliths country rocks within the rapakivigranitoids of Malin and Pugachev regions of Korosten Pluton. It was established that xenoliths from the both regions have local, not to deep origin. The xenoliths biotite-feldspar gneisses and shales are the fragments of rocks of ancient base and the xenoliths quartzitic sandstone are fragments of protoplatform cover rocks. It was proved the using possibility for these xenoliths for the determination and next study the contact-metamorphic influence rapakivi intrusion on surrounding rocks. As well as in xenoliths from these both regions was defined metamorphic zonality and neogenic contact-metamorphic paragenesis of pyroxen-hornfels and amphibol-hornfels facies, which put over on primary paragenesis.

Вступ. Петрогенезис докембрійських комплексів рапаківі та асоціюючих з ними порід досі привертає увагу петрологів. З огляду на беззаперечні геологічні свідчення інтрузивно-магматичного походження рапаківі та рапаківіподібних гранітів постає питання контактового впливу інтрузій на вміщуючі породи. Незважаючи на тривалу історію досліджень, цьому питанню присвячено недостатньо уваги. Розрізнені наукові роботи у цій галузі виконані в середині минулого сторіччя і не відповідають сучасним аналітичним можливостям вивчення мінеральних парагенезисів та визначення умов їх формування. На Українському щиті контактними співвідношеннями інтрузій коростенського комплексу анортозит-рапаківігранітної формації з породами давнього кристалічного фундаменту в різні часи займалися В.П. Бухарев, К.П. Піскорська, Л.І. Забіяка, В.В. Кислюк та ін. Про контактні роговики, скарни та лужні метасоматити у породах Ушомирського блоку складчастого фундаменту, розташованого в західній частині Коростенського плутону, пише [8]. Серед контактово-термальних порід описані піроксен-плагіоклазові, піроксен-гранат-воластонітові та гранат-воластоніт-кальцитові роговики. Скарни представлені grosуляр-везувіановими різновидами, лужні метасоматити – піроксеновими мікроклінітами та егірнірибекіт-кварцовими породами. Контактні роговики в зоні південно-східного контакту Коростенського плутону з породами тетерівської серії дослідили [4]. В езоконтактному ореолі рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу описані кордієрит-гіперстен-плагіоклазові, гіперстен-діопсид-плагіоклазові, вапнисто-силікатні та плагіоклаз-кварцові роговики. Натомість вздовж південної межі Коростенського плутону в езоконтактній зоні Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву відмічається інтенсивний контактний метаморфізм, проявлений у появі своєрідних "гібридних" порід, що є "сумішшю габроїдів з гнейсами". Про вплив інтрузії коростенських гранітів на ксеноліти пісковиків у районі сс. Стара Вікторівка та Яменця пише Т. Лапчик [6]. Характеристика ксенолітів пісковиків, зустрінутих у районі західного контакту Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву з коростенськими гранітами, наведена у роботі [5]. Ідеальним модельним об'єктом для дослідження явищ контактового метаморфізму можуть

бути ксеноліти порід "рами" в гранітоїдах коростенського комплексу.

Метою даної роботи було визначення можливості використання ксенолітів для виявлення та дослідження проявів контактово-метаморфічного впливу інтрузій рапаківі на вміщуючі породи та подальшого визначення фізико-хімічних аспектів контактового метаморфізму.

Ксеноліти в гранітоїдах пугачівської ділянки. Численні зональні ксеноліти порід "рами" виявлені в рапаківіподібних гранітах коростенського комплексу, розрізнені відслонення яких спостерігаються вздовж лівого берегу р. Уж біля с. Пугачівка в західній частині Коростенського плутону. Залежно від прояву гіпергенних змін вміщуючі граніти забарвлені в зеленувато-сірий або буруватий колір. Структура порід нерівномірна дрібно-середньозерниста. Овоїдні вкраплення лужного польового шпату спостерігаються лише подекуди. Головними мінералами є: К-На польовий шпат, кварц та плагіоклаз. У другорядних та акцесорних кількостях присутні рогова обманка, біотит, клінопіроксен, ільменіт, циркон та апатит. Серицит, актиноліт, грюнерит, ідингсит та боулінгіт є вторинними. Мікроструктура гранітів гіпідіоморфнозерниста гранулітова. К-На польові шпати виявляють пойкілітову структуру завдяки численним включенням мафічних мінералів та плагіоклазу. К-На польовий шпат представлений мікроклін-пертитом з розмитою мікрокліновою граткою та тонкими гілчастими ризитами, які надають йому "дактилоскопічної" мікроструктури. Навколо деяких зерен К-На польового шпату присутня тонка олігоклазова оболонка, але при цьому овоїдна морфологія для них не властива. Плагіоклаз, олігоклазового складу, окрім включень у К-На польовому шпаті, утворює самостійні таблитчасті кристали, розміром 0,5-1,5 мм. Кварц зустрічається як у вигляді включень у польовому шпаті, так і у вигляді ідіоморфних, субідіоморфних зерен, розміром до 2 мм. Рогова обманка забарвлена в бурувато-зелений колір, разом з іншими мафічними мінералами формує скупчення. Утворює неправильні, видовжені зерна призматичного габітусу, з обірваними краями, розміром до 2 мм, часто обростає клінопіроксен, утворюючи реакційні кайми. Містить включення фемічних та рудних мінералів. Наявність ідингситу та боулінгіту у вигляді характерних

скупчень, включених у рогову обманку, видає присутність у досліджуваних граносієнітах акцесорного фаяліту у минулому. Темно-коричневий залізистий біотит розподілений неоднорідно, в деяких шліфах відсутній. Утворює неправильні сплюснені зерна розміром 0,5-2 мм. Зазвичай асоціює з роговою обманкою. Клінопіроксен формує неправильні подовжені зерна, розміром до 1,5 мм, має зеленуватий відтінок у паралельних ніколях та звичайно характеризується тонкою діалоговою окремністю. Інколи клінопіроксен заміщується роговою обманкою або гронеритом.

Авторами статті досліджено колекцію ксенолітів з гранітоїдів Пугачівської ділянки. Серед досліджених ксенолітів розрізняються дві групи: 1) ксеноліти кварцитоподібних метасієнітів та кварцитів; 2) ксеноліти біотит-польовошпатових кристалосланців. Ксеноліти кварцитоподібних метасієнітів та кварцитів мають розміри від перших сантиметрів до 1,5 м, характеризуються округлою та овальною формою. Це переважно світлі дрібнозернисті породи забарвлені в рожево-сірий або світло-сірий кольори. Як правило, вони мають масивну текстуру, більш рідкісно є шарувата. Завдяки присутності інтерстиційного польового шпату, затиснутого між зернами кварцу, макроскопічно їх можна сплутати з аплітоїдними гранітами. Під мікроскопом кварцитоподібні метасієніти характеризуються бластопсамітовими структурами з реліктовим базальним чи згустованим поровим типом цементації. Уламки складають 70-75 % і мають мономіктний кварцовий склад. Цемент складений переважно калішпатом, а також плагіоклазом та мусковітом. У межах ділянок, де відсутній цемент, зерна кварцу полігональної форми, стикаючись під кутом 120°, утворюють гранобластову мозаїчну структуру. Форма уламків кварцу ізометрична, заокруглено-полігональна, сортування погане, розміри від перших десятих часток міліметра до 1 мм, найбільш поширені зерна розміром 0,3-0,6 мм. Згасання кварцу нормальне. Для зерен кварцу характерні включення апатиту та циркону, натомість описані [1] включення рутилу не зустрінуті. Уламки кварцу цементуються, як правило, гратчастим мікрокліном з пойкилобластовою структурою. Мікроклін характеризується мікропертитовою будовою та помірним розвитком пелітизації. Кварцити відрізняються від метасієнітів відсутністю реліктових структур, які змінюються на гранобластові та лепідогранобластові. У складі кварцитів різко переважає кварц. Зерна кварцу втрачають уламкову морфологію, набуваючи зубчастої конфігурації. Мономінеральний кварцовий склад кварцитів припускає мономіктність вихідних уламкових порід та суттєво кременистий склад їхнього матриксу. Досліджені авторами ксеноліти кварцитоподібних метасієнітів та кварцитів петрографічно подібні субплатформеним відкладам пугачівської товщі, останці якої в минулому складали покрівлю Коростенського плутону в його західній та північній частинах.

Ксеноліти біотит-польовошпатових кристалосланців забарвлені в темно-сірий до чорного колір, мають дрібнозернисту структуру з чітко вираженою сланцюватою текстурою. Форма таких ксенолітів змінюється від округлої або еліпсоїдальної до неправильної без гострокутних контурів. Розміри коливаються від перших сантиметрів до 70 см. Сланцюватість обумовлена план-паралельною орієнтацією лусок біотиту. Наявність на деяких ділянках прошарків, відмінних за ступенем меланократовості та розміром, обумовлює також шарувату текстуру. В окремих ксенолітах макроскопічно розрізняються округлі меланократові "вічка" розміром до перших сантиметрів, які надають їм своєрідної уламкової будови. Місцями спостерігається неузгоджене на-

кладання новоутворених зон на первинну шаруватість або смугастість ксенолітів, що свідчить про контактово-метаморфічне походження даної зональності. Кристалосланці характеризуються неоднорідною лепідогранобластовою структурою з розміром зерен головних породоутворюючих мінералів від 1-0,5 до 0,5-0,1 мм. Головні породоутворюючі мінерали: плагіоклаз та біотит. Другорядні та акцесорні мінерали – кварц, калішпат, залізиста шпінель (1%), монацит, апатит, циркон та ільменіт. Плагіоклаз олігоклазового складу (An₂₆₋₃₀) утворює ізометричні зерна, табличастого габітусу, розміром 0,2-0,5 мм. Полісинтетичні двійники зустрічаються рідко. Зерна плагіоклазу можуть формувати гранобластову мозаїчну мікροструктуру. Часто містять включення шпінелі, апатиту, циркону, ільменіту. По плагіоклазу слабо розвинена серицитизація. Калієвий польовий шпат утворює ізометричні таблички інколи з обірваними краями, розміром до 0,6 мм. У деяких зернах чітко проявлена пертитова будова. Мікроклінова гратка не властива. Біотит представлений жовто-коричневою відміною, з помітним плеохроїзмом, розмір зерен 0,2-0,7 мм. Утворює неправильні сплюснені та ізометричні зерна з рваними краями, присутні також і досконалі пластинчасті зерна. Менші зерна часто утворюють скупчення, але зі збереженням сланцюватості. Шпінель представлена герцинітом. У шліфах забарвлена в густий зелений колір. Утворює ізометричні округлі, рідше дещо витягнуті зерна, розміром 0,05-0,06 мм, ізотропна. Як правило, формує скупчення, локалізовані в межах зерен польових шпатів та дуже часто навколо зерен біотиту. Екзоконтактові перетворення кристалосланців на межі з вмичуючим гранітоїдом макроскопічно діагностуються погано. В деяких зразках з боку самого ксеноліту спостерігається тонка (до 0,5 см) більш меланократова оболонка. Мікроскопічно на цій ділянці діагностовано клінопіроксен та рогову обманку. Під мікроскопом у ксенолітах спостерігається більш-менш законотворна концентрично-зональна зміна високотемпературних мінеральних парагенезисів – більш низькотемпературними у напрямку від краю до центру ксенолітів. Кількість таких локальних контактово-метаморфічних зон може коливатися від двох до п'яти. У найбільш повному випадку, у напрямку від краю до центру ксеноліту, маємо такі зони з поступовими переходами між ними: 1) піроксен-польовошпатовий роговик; 2) піроксен-роговообманково-польовошпатовий роговик; 3) роговообманково-польовошпатовий роговик; 4) роговообманково-біотит-польовошпатовий роговик; 5) біотит-польовошпатовий роговик; 6) незмінений біотит-польовошпатовий кристалосланець. Виконане авторами петрографічне порівняння незмінених біотит-польовошпатових кристалосланців з породами тетерівської серії, які складають давній складчастий фундамент в західному оточенні Коростенського плутону, доводять їх цілковиту подібність.

Ксеноліти Малинської ділянки. Численні ксеноліти гнейсів та кристалосланців виявлені та досліджені авторами у гранітоїдах Малинської ділянки в південно-східній частині Коростенського плутону. Їх детальна петрографічна характеристика наведена в попередній авторській публікації [3]. Ксеноліти залягають, переважно, у амфіболових, біотит-амфіболових та фаяліт-піроксен-амфіболових рапаківподібних гранітах головної інтрузивної фази Малинського масиву рапаків [7], відслонених у великих щибеневих кар'єрах № 3, 6 та 31 біля населених пунктів Малин та Гранітне. Найбільш розповсюджені серед досліджуваних ксенолітів біотитові гнейси та біотит-польовошпатові кристалосланці, інколи зустрічаються графіт-біотитові та амфібол-біотитові гнейси. Ксеноліти характеризуються нерівно-

мірною розповсюдженістю, сплющеною гострокутною формою без видимих ознак оплавлення та розмірами від перших сантиметрів до 30-40 см. Деякі з них облямовані тоненькою, 1-3 мм, переривчастою меланократовою оболонкою, у складі якої мікроскопічно діагностовані рогова обманка, фаяліт та клінопіроксен. У приконтатовій частині ксеноліту зерна мафічних мінералів у межах таких меланократових оболонок розростаються у бік вміщуючого граніту. Екзоконтатові зміни на границі ксенолітів з вміщуючими гранітами макроскопічно не діагностуються. Під мікроскопом же, як і у випадку ксенолітів пугачівської ділянки, спостерігається закономірна концентрично-зональна зміна низькотемпературних мінеральних парагенезисів більш високотемпературними при наближенні до контакту з вміщуючим гранітом. На деяких ділянках спостерігається неузгоджене накладання новоутворених зон на первинну шаруватість ксенолітів. Мінеральний склад контактово-метаморфічних зон повністю аналогічний описаному для ксенолітів пугачівської ділянки. Різниця полягає лише у присутності більшої кількості герцинітової шпінелі у ксенолітах кристалосланців пугачівської ділянки.

Висновки. Порівняння ксенолітів, виявлених у гранітоїдах двох ділянок Коростенського плутону, з породами його найближчого оточення доводить, що досліджувані ксеноліти мають місцеве "неглибинне" походження. Ксеноліти кварцитоподібних метапісковиків та кварцитів є уламками порід протоплатформеного чохла, що місцями складає покрівлю Коростенського плутону. Ксеноліти біотит-польовошпатових кристалосланців та гнейсів є фрагментами порід давнього складчастого фундаменту, розповсюджених в "рамі" Коростенського плутону. Виконані дослідження доводять принципову можливість ви-

користання ксенолітів обох типів для виявлення та подальшого вивчення проявів контактово-метаморфічного впливу інтрузій рапаківі на вміщуючі породи. В ксенолітах Пугачівської та Малинської ділянок встановлені новоутворені контактово-метаморфічні парагенезиси піроксен-роговикової та амфібол-роговикової фацій, які накладаються на первинні парагенезиси амфіболітової фації регіонального метаморфізму. Виявлено мікроскопічну зональність із закономірною зміною високотемпературних мінеральних парагенезисів – більш низькотемпературними у напрямку від краю до центру ксенолітів. Подальше детальне дослідження хімічного складу мінералів ксенолітів обох ділянок дасть можливість більш точного визначення фізико-хімічних умов контактового метаморфізму в ксенолітах під дією гранітоїдних розплавів Коростенського плутону.

1. Бухарев В.П. О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита // Геол. журн. – 1969. – Т. 29, Вып. 3. – С. 97-100.
2. Бухарев В.П. О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой // Геол. журн. – 1970. – Т. 30, Вып. 5. – С. 82-86.
3. Грущинська О.В., Митрохин О.В., Білан О.В. Петрографія ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2009. – Вип. 48. – С. 15-19.
4. Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. – 1986. – Т. 46, Вып. 5. – С. 82-86.
5. Калужная К.М., Колдин Б.Д. О ксенолитах кварцитовидных песчаников и литологических особенностях кровли Коростенского плутона // Вопросы литологии и петрографии. – Львов, 1969. – С. 155-164.
6. Лалчик Т.Ю. Про ксеноліти пісковиків серед гранітів коростенського типу // Геол. журн. – 1950. – Т. 10, Вып. 3. – С. 64-67.
7. Митрохин А.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрологія Малинського масиву рапаківі (Український щит) // Мін. журн. – 2009. – Т. 31, N 2. – С. 66-81.
8. Пискорская Е.К. Петрография и метаморфизм докембрийских пород Ушомирского блока на Волыни: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1972.

Надійшла до редколегії 20.09.10

УДК 552.08:53

Н. Костенко, канд. геол. наук

РОЗЧЛЕНУВАННЯ ГРАНІТОЇДНИХ УТВОРЕНЬ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ПЕТРОХІМІЧНО-ГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

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

Кількісними методами на основі вивчення закономірностей розподілу хімічного та мікроелементного складу гранітоїдів Приазовського мегаблоку Українського щита проведено їх розчленування та визначено породне наповнення його окремих комплексів.

There was carried out the partition and the rock's composition of separate granitoids complexes of the Azov megablock of Ukrainian Shield at quantitative level on the basis of studying laws of distribution of the chemical and trace elements compositions of granitoids.

Постановка проблеми. Геологічна практика висуває до хроностратиграфічного розчленування нестратифікованих утворень все більш жорсткі вимоги, як до основи для створення якісних геологічних карт, що дозволяє більш цілеспрямовано прогнозувати й проводити пошуки різних типів ендегенного зруденіння, пов'язаних генетично чи парагенетично з відповідними комплексами порід, у нашому випадку гранітоїдних.

Аналіз останніх досліджень. Згідно з чинною хроностратиграфічною схемою Національного стратиграфічного комітету (НСК) України [2] на території Приазов'я виділено такі комплекси гранітоїдних утворень: ремівський, добропільський, шевченківський, токмацький, обіточненський, каратуцький, салтичанський, анадольський, хлібодарівський, південнокальчицький, кам'яно-могильський. На наш погляд, вже спочатку в цій схемі невірно була відображена вікова позиція обіточненських гранітоїдів. Те, що ці породи є архейськими утвореннями, було з'ясовано ще О.В. Татаріновою та ін. [7]. Пізніше на основі геохімічної типізації гранітоїдів обіточненського комплексу їх більш давній вік був аргументований також М.І. Толстим та ін. [4]. Неоднозначною,

на наш погляд, є позиційна належність й інших комплексів Приазовського мегаблоку у зв'язку з виділенням деяких з них як самостійні підрозділи діючої схеми, як наприклад, каратуцького. Нагадаємо, що в схемі 2000 р цей комплекс не виділявся. На нашу думку, не було суттєвих підстав для його виділення й у новій.

Мета статті. Можна навести низку причин, пов'язаних з проблемою розчленування досліджуваних гранітоїдів і загалом всіх типів порід нестратифікованих утворень. Але основними з них є такі: обмеженість їх виходів на земну поверхню; труднощі, пов'язані з інтерпретацією отриманих ізотопних дат або їхня відсутність; людський фактор – віднесення одних і тих самих петротипів порід до різних комплексів залежно від погляду дослідників. Зрозуміло, щоб виконати коректно поставлене завдання, пов'язане з розчленуванням гранітоїдних порід, необхідно залучати комплекс методів: геологічних, мінералого-петрографічних, ізотопно-геохімічних тощо. Ми цю проблему спробуємо розв'язати з позиції петрохімічно-геохімічних методів досліджень.

Виклад основного матеріалу. Для вивчення варіації складу гранітоїдних порід Приазов'я була сформо-

вана об'єднана вибірка з 11 оксидів петрогенних елементів і 16 мікроелементів у 45 провідних петротипах. Зважаючи на значний об'єм аналітичного матеріалу, його обробка здійснювалася методом головних компонент у режимі кореляційної матриці з винесенням результатів на факторну діаграму у площині двох найсильніших факторів (тут не наводиться). Візуальне вивчення розміщення фігуративних точок петротипів порід на цій діаграмі дозволило оцінити конфігурацію їх полів і виявити серед них ізольовані від основної групи. Це є необхідною процедурою, оскільки наявність таких точок може суттєво вплинути на кореляційні взаємозв'язки між петротипами, у зв'язку з чим їх вилучають з вибірки. Після відбраковки ізольованих точок (граніт кам'яногильський, діорит старокримський), а також спірних з точки зору аналітики плагіогранітогенейса бердянського і ендербіта старокримського, було проведено процедуру обробки сформованої вибірки гранітоїдів Приазов'я. На цей раз її результати показали відсутність аномальних точок. Це дозволило безпосередньо перейти до ієрархічного тестування досліджуваних по-

рід. На рис. 1 наведено кореляційну дендрограму 41-го провідного петротипу гранітоїдів Приазовського мегаблоку, що у межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції розділилися на чотири породні групи (А, Б, В, Г), які в свою чергу за критичним значенням коефіцієнтів кореляції ($r_{кр} \geq 0,3$) при 5 % рівні значущості розділилися на дев'ять породних підгруп. До складу першої з них увійшли граніти новоянісольські, кварцові сієніти кременівські, сієніти кременівські, що є згідно з [4, 5] провідними петротипами порід південнокальчицького комплексу. Характерно, що при внесенні до вибірки на першому етапі досліджень гранітів кам'яногильських, яким властиві інтенсивні постмагматичні зміни, граніти новоянісольські і кварцові сієніти валітарамські мали іншу комплексну належність: перші входили до складу кам'яногильського комплексу, а другі – південнокальчицького. За даними Е.В. Шеремета та ін. [11], геологівиробничники відносять новоянісольські граніти саме до складу кам'яногильського комплексу, але наскільки це правильно – питання відкрите.

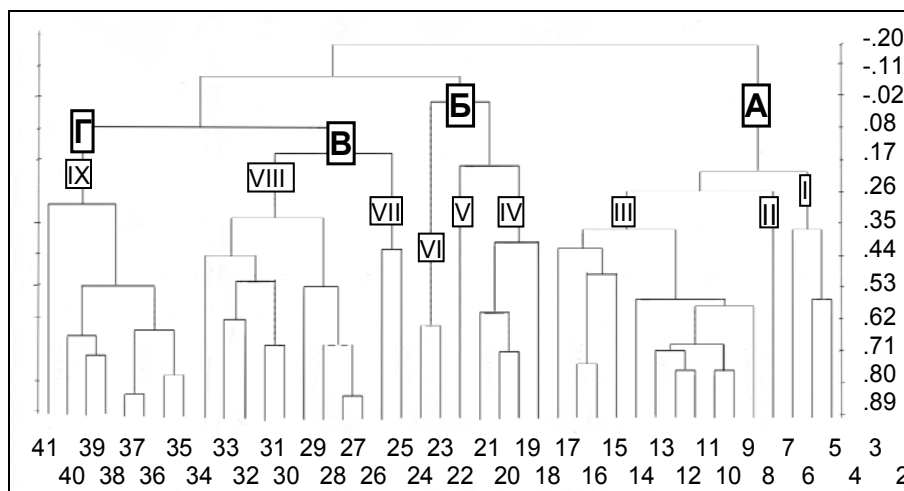


Рис. 1. Дендрограма кореляційних зв'язків провідних петротипів гранітоїдів Приазовського мегаблоку УЩ за їх речовинним складом:

1. Назви петротипів гранітоїдних порід: 1, 6-8, 13, 14, 16-18, 20 – граніти новоянісольський, дмитрівський, еланчицький, каранський, радоловський, салтичанський, анадольський, басанський, андровський, новополтавський; 11, 22 – чарнокіти хлібодарівський, новополтавський; 21, 23, 24, 33, 40, 41 – гранодіорити конкський, маківський, надіївський, кальміуський, токмацький, роздорський; 9, 10, 12, 15 – граносієніти кальміуський, еланчицький, каранський, павлопольський; 2, 4, 5 – кварцові сієніти кременівський, валітарамський, кальміуський; 3 – сієніт кременівський; 19, 34, 36-39 – плагіограніти роздорський, каратоцький, кайінкулацький, шевченківський, лідинський, куйбишівський; 32, 35 – плагіогранітогенейси коларівський, шевченківський; 28, 30, 31 – тоналіти стульнівський, обіточненський, осипенківський; 26, 29 – кварцові діорити осипенківський, обіточненський; 25 – діорит кальміуський; 27 – діоритонейс осипенківський. 2. А, Б, В, Г – породні групи гранітоїдів з позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції. 3. I – IX – породні підгрупи гранітоїдів із значущими значеннями коефіцієнтів кореляції.

Третя підгрупа представлена кварцовими сієнітами кальміуськими, гранітами дмитрівськими, еланчицькими, каранськими, граносієнітами кальміуськими, еланчицькими, павлопольськими, чарнокітами хлібодарівськими, які, власне, узгоджуються з даними М.І. Толстого та ін. [4, 5] і характеризують хлібодарівський комплекс. Цей перелік порід можна доповнити кварцовими сієнітами валітарамськими (підгрупа 2). Зовсім несподіваним виявилось знаходження у складі другої і третьої породних підгруп гранітів радоловських і салтичанських, які дослідниками відносилися, як правило, до складу салтичанського комплексу. Чи не означає це, що як самостійний підрозділ хроностратиграфічної схеми цей комплекс гранітоїдних порід взагалі не повинен виділятися? Якщо так, то, враховуючи просторову роз'єднаність і характерну акцесорну мінералізацію цих гранітів відносно інших петротипів хлібодарівського комплексу, ми їх умовно вичленяємо у ранзі підкомплексу цього ж комплексу. Слід зазначити, що згідно з [2] достовірних

даних про вік цих гранітів немає. Крім того, салтичанські граніти з останніми зближує алохтонний спосіб утворення. На інтрузивні відносини салтичанських гранітів з вмисними породами вказує штокоподібна форма їх залягання, а також присутність у них ксенолітів порід діоритового складу [8]. Зазначимо, що високий вміст ортиту не є рідкістю для гранітоїдів хлібодарівського комплексу. Зокрема, концентрації цього акцесорію в кварцових сієнітах кальміуських навіть вищі, ніж у радоловських гранітах [5].

У четверту підгрупу об'єдналися гранітоїди, що, на наш погляд, характеризують анадольський комплекс, а саме: граніти анадольські, басанські, андровські та під питанням плагіограніти роздорські. Якщо на входження андровських гранітів до складу цього комплексу ще у свій час наполягав В.А. Цуканов [10], то відносно роздорських плагіогранітів можна лише припустити, що вони як хімічно близькі за складом до анадольських гранітоїдів були їхнім субстратом. Не визначеною також

є позиційна належність у запропонованій нами схемі (табл. 1) гранітів новополтавських (підгрупа 5), гранодіоритів конкських і чарнокітів новополтавських (підгрупа 6), які у межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції паралелізуються саме з гранітоїдами анадольського комплексу. З невеликою долею ймовірності ми їх відносимо до складу анадольського, беручи до уваги, що чарнокіти новополтавські за хіміко-мікроелементним

складом [4] співставляються з плагіочарнокітами вінницькими. Зазначимо, що відносно віку порід літинського комплексу, до складу якого включають і плагіочарнокіти [5], існують дві реперні дати: 2843 [3] і 2060 млн р [6]. Останню дату І.Б. Щербаков [13] вважає часом укорінення літинських інтрузивів. Лише в цьому випадку не такою вже незвичною буде їх вікова кореляція з новополтавськими чарнокітами.

Таблиця 1

Схема розчленування гранітоїдних порід Приазовського мегаблоку УЩ

№ з/п	Петротип	Комплекс	№ з/п	Петротип	Комплекс	
1	Граніт кам'яномогильський	Кам'яномогильський	25	Плагіограніт роздорський (?)	Обіточненський	
2	Граніт новоянісольський	Південнокальчицький	26	Гранодірит маківський		
3	Кв. сієніт кременівський		27	Гранодіорит андріївський		
4	Сієніт кременівський		28	Гранодіорит кальміуський		
5	Граніт дмитрівський		29	Тоналіт стульнівський		
6	Граніт еланчицький	Хлібодарівський	30	Тоналіт осипенківський		
7	Граніт каранський		31	Тоналіт обіточненський		
8	Чарнокіт хлібодарівський		32	Кварцовий діорит осипенківський		
9	Граносієніт каранський		33	Кварцовий діорит обіточненський		
10	Граносієніт еланчицький		34	Діорит кальміуський		
11	Граносієніт павлопільський		35	Діоритогнейс осипенківський		
12	Граносієніт кальміуський		36	Плагіогранітогнейс коларівський (?)		Шевченківський
13	Кварцовий сієніт кальміуський		37	Гранодіорит токмацький		
14	Кварцовий сієніт валітарамський		38	Гранодіорит роздорський		
15	Граніт радоловський*		39	Плагіограніт каратюцький		
16	Граніт салтичанський*	40	Плагіограніт лідинський	Токмацький		
17	Лейкограніт максимівський	Анадольський	41		Плагіограніт куйбишівський	
18	Лейкограніт роздорський		42		Плагіограніт кайнкулацький	
19	Граніт анадольський		43		Плагіограніт шевченківський	
20	Граніт басанський	44	Плагіогранітогнейс шевченківський			
21	Граніт андровський	45	Діорит старокримський			
22	Граніт новополтавський	46	Ендербіт старокримський			
23	Чарнокіт новополтавський					
24	Гранодіорит конкський					

Примітка. * – ці граніти умовно виділяються у ранзі салтичанського підкомплексу хлібодарівського комплексу.

Сьома і восьма породні підгрупи, на нашу думку, представляють різні фази становлення гранітоїдів обіточненського комплексу, з яких більш ранніми є породи восьмої, а більш пізніми сьома, у складі якої гранодіорити маківський та андріївський. Породним наповненням восьмої підгрупи є діорити кальміуські, діорити і діоритогнейси осипенківські, кварцові діорити обіточненські, тоналіти стульнівські, обіточненські, осипенківські, плагіограніти коларівські, гранодіорити кальміуські.

І остання, дев'ята, породна підгрупа, яка нами відноситься до складу шевченківського комплексу, презентована, головним чином, плагіогранітоїдами, а саме: плагіогранітами і плагіогранітогнейсами шевченківськими, плагіогранітами каратюцькими, лідинськими, куйбишівськими, а також гранодіоритами токмацькими і роздорськими.

Як впливає з наведеної схеми розчленування гранітоїдів Приазовського мегаблоку (табл. 1), складеної в основному за результатами кластеризації їх провідних петротипів, у межах його території не ідентифікуються утворення каратюцького, ремівського комплексів, під питанням – салтичанського. Що стосується першого з комплексів, є доречним зазначити, що І.Б. Щербаков [13] також не вважав за потрібне виділяти каратюцькі гранітоїди в окремий підрозділ діючої хроностратиграфічної схеми НСК України. Він розглядав каратюцькі плагіограніти у складі шевченківського комплексу, що, власне, відповідає результатам наших досліджень. Через відсутність кам'яного матеріалу не досліджувалися гранітоїди добропільського комплексу. Оскільки за хіміко-мікроелементним складом діорити старокримські та ендербіти практично не відрізняються від обіточненських гранітоїдів, віднесення цих петротипів до токмацького комплексу проведеними дослідженнями не підтве-

рджується, що власне суперечить геологічним спостереженням [5]. Можливо це пов'язано з тим, що, за висловлюванням І.Б. Щербакова [13], "ендербіти – поняття не петрографічне, а генетичне". Віднесення діоритів старокримських до складу цього комплексу також викликає певний сумнів, оскільки ці породи на території УЩ не часто асоціюють безпосередньо з ендербітами. Але й інших більш вірогідних варіантів щодо їх можливої належності, враховуючи, що це піроксенвімісні утворення, немає. Підкреслимо, що при формуванні таблиці при визначенні позиційної належності деяких петротипів частково враховувалася інформація, наведена у роботах [4, 5].

Узагальнена структура кластеру провідних петротипів гранітоїдів Приазов'я проілюстрована на факторній діаграмі (рис. 2), на якій оконтурено поля фігуративних точок складу усіх дев'яти породних підгруп. На ній чітко локалізовані поля точок провідних петротипів гранітоїдів, зокрема, обіточненського, шевченківського й анадольського комплексів. Поля гранітоїдів південнокальчицького й хлібодарівського комплексів перетинаються, що вказує певною мірою на їх генетичну спорідненість. Зазначимо також, що вклад перших двох факторів (F₁ і F₂) у загальну дисперсію перевищує у сумі вклад усіх інших факторів і становить відповідно 29 і 27 %, і це є опосередкованим свідченням коректності проведених досліджень.

Аналіз асоціативних груп елементів і окремих оксидів дозволяє інтерпретувати фактор F₁ як петролого-геохімічний. Одночасно він є також і віковим фактором, оскільки у правій частині діаграми розташовані точки гранітоїдів архейського віку у складі обіточненського і шевченківського комплексів, а в її лівій – виключно протерозойські формування анадольського, хлібодарівсь-

кого і південнокальчицького комплексів. Зазначимо, що на сьогодні архейський вік обіточненських гранітоїдів підтверджено також ізотопним датуванням цирконів на мікрозонді NORDSIM [1]. Крім того, F_1 свідчить про зростання процесів калішпатизації у провідних петротипах гранітоїдів Приазов'я, фігуративні точки яких розташовані у напрямку від'ємного кінця його осі. На це, зокрема, вказує полярна асоціація елементів і окремих оксидів, що характеризують перший фактор. У зв'язку з цим

фактором значущі додатні факторні навантаження мають (у порядку зменшення) CaO , Na_2O , Al_2O_3 , Ni , а значимі від'ємні – K_2O , Rb , Pb , Zr , Mo , Nb , Ga , Ag , Y . У другому факторі протиставляються між собою TiO_2 , Co , FeO , Mn , V , Zn , Ge , MgO , Fe_2O_3 , P_2O_5 з додатними факторними навантаженнями і SiO_2 з від'ємним, що пов'язано із зростанням середнього вмісту цього оксиду у гранітоїдах анадольського комплексу.

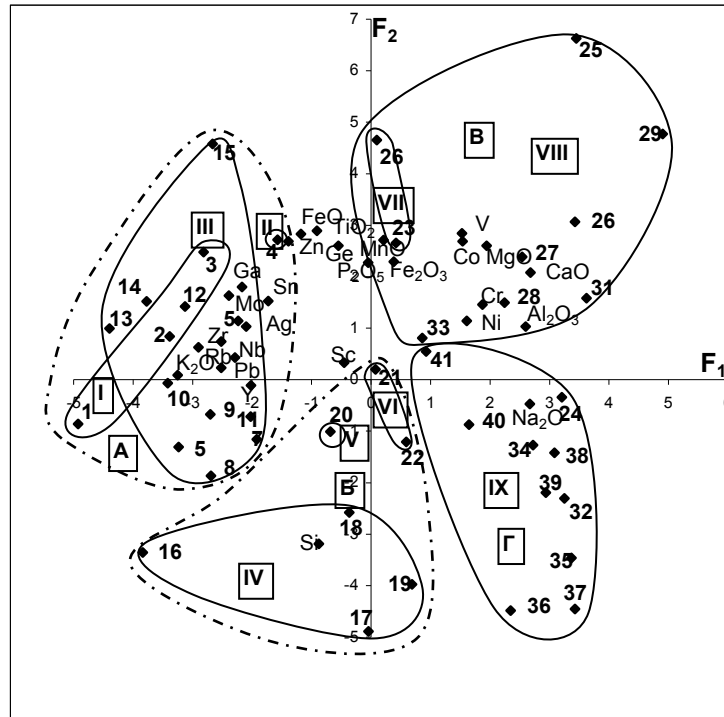


Рис. 2. Факторна діаграма фігуративних точок провідних петротипів гранітоїдів Приазовського мегаблоку УЩ у площині перших двох факторів F_1 – F_2 :

1. Назви петротипів порід (арабські цифри) див. на рис. 1. 2. Контурами окреслено породні групи гранітоїдів (А, Б, В, Г) та їх підгрупи (I-IX), що характеризуються відповідно позитивними або значимими значеннями коефіцієнтів кореляції.

З вищеведеного бачимо, що в цілому гранітоїди Приазов'я характеризуються значною кількістю породних різновидів, що, звісно, ускладнює їх розділення на окремі комплекси. Навіть за допомогою методів ізотопної геохронології, петрохімічних та геохімічних немає можливості повністю розв'язати цю проблему. У зв'язку з цим розглянемо можливість акцесорно-мінералогічного методу як одного з допоміжних для попередньої розробки порід.

Насамперед, треба звернути увагу на високий вміст магнетиту в породах токмацького, обіточненського, хлібодарівського комплексів. В анадольських і хлібодарівських гранітоїдах до магнетиту приєднується ще й ільменіт. Цей мінерал є найбільш поширеним і в породах південнокальчицького комплексу, але вже без магнетиту.

Певні зміни у видовому складі і вмісті акцесорних мінералів спостерігаються також при переході від більш ранніх гранітоїдів до порід кам'яногогільського комплексу. В останніх практично зникає сфен, різко зменшується вміст магнетиту, ільменіту, апатиту і незначно циркону, але в той самий час з'являються в значній кількості флюорит, топаз. Високим вмістом піротину відрізняються токмацькі гранітоїди. Звідси можна зробити відповідні висновки, а саме: власне розповсюдженість акцесоріїв, їх видовий склад можуть бути тими кореляційними ознаками, що якоюсь мірою сприятимуть коректному розчленуванню гранітоїдних порід. На цій основі нами відповідно до кількості виділених комплексів визначено парагенезиси акцесорної синпетро-

генної мінералізації: для токмацького комплексу – магнетит, апатит, піротин, циркон; для шевченківського – магнетит, сфен, апатит, циркон; для обіточненського – магнетит, сфен, апатит, циркон; для анадольського – апатит, циркон; для хлібодарівського – магнетит, ільменіт, циркон, апатит; для південнокальчицького – циркон, апатит, ільменіт; для кам'яногогільського – флюорит, топаз, циркон. При виділенні провідних парагенезисів були використані дані авторських петрографічних досліджень, а також частково інформація з роботи [5].

Висновки. За результатами проведених досліджень визначено породне наповнення для семи з одинадцяти гранітоїдних комплексів, що виділяються діючою схемою НСК України як самостійні підрозділи. На петрохімічно-геохімічному рівні не ідентифікуються гранітоїди ремівського, каратюцького й салтичанського комплексів, що на нашу думку свідчить про недоцільність їх виділення у ранзі самостійних комплексів. Провідні петротипи, які можна було б розглядати як породні представники перших двох комплексів, за своїм хіміко-мікроелементним складом виявилися ідентичними шевченківським гранітоїдам, а салтичанські – хлібодарівським, у зв'язку з чим і були включені відповідно до складу цих комплексів. За відсутності кам'яного матеріалу залишилися недослідженими породи добродільського комплексу.

Для розчленування гранітоїдів Приазовського мегаблоку УЩ було залучено петрохімічні та геохімічні методи дослідження у сукупності. Це дозволило певним

чином підсилити інформативні можливості кожного з них, зокрема, при вивченні порід різної кременекислотності. Разом з тим, все одно немає цілковитої впевненості у коректності віднесення деяких петротипів до складу тих чи інших комплексів. Іншими словами, представлена схема розчленування гранітоїдних порід Приазов'я (табл. 1) не в усіх випадках може співпадати з даними геологічних спостережень. Тим не менше, вважаємо, що у комплексі з іншими методами петрохімічно-геохімічні дослідження можуть сприяти більш об'єктивному розчленуванню таких складних з точки зору ідентифікації нестратифікованих породних утворень на території УЩ, якими є гранітоїди.

Зазначимо також, що ці дослідження не були б можливими без залучення значного за обсягом аналітичного матеріалу, зібраного у НДС фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (науковий керівник проф. Толстой М.І.) і систематизованого у відповідні бази даних.

1. Бубликова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Клаэссон С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение,

изотопный возраст, источники вещества // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 3. – С. 227-247. 2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). – 2004. 3. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. – К., 1988. 4. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко та ін. – К., 2003. 5. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: монографія / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін та ін. – К., 2008. 6. Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеоархей). Автореф. дисс. ... докт. геол. наук. – К., 2000. 7. Татаринова Е.А., Артеменко Г.В., Довбуш Т.Н. Возраст класового и метаморфогенного циркона в пределах гуляйпольской свиты // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 2/3. – С. 61-63. 8. Толстой М.И., Берзенин Б.З., Гасанов Ю.Л., Гожик А.П., Лысак А.М., Орса В.И., Шевшиков К.И., Соловьев И.В. Возрастное положение гранитоидных комплексов юго-восточной части Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 40-46. 9. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Гожик А.П., Соловьев И.В. Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування // Зб. наук. праць Геол. ін-ту Київського ун-ту. – 1995. – № 1. – С. 65-79. 10. Цуканов В.А. Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья. – К., 1977. 11. Шеремет Е.В., Стрекозов С.Н., Кривдик С.Г., Волкова Т.П. Прогнозирование рудопроявлений редких элементов Украинского щита. – Донецк, 2007. 12. Щербак Н.П., Загитко В.Н., Артеменко Г.В., Барницкий Е.Н. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 112-128. 13. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов, 2005.

Надійшла до редколегії 25.09.10

УДК 553.411:551,24(447:74)

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.,
С. Бондаренко, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.,
В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, пров. наук. співроб.,
В. Сергієнко, канд. геол.-мінералог. наук, нач. експедиції,
Л. Канунікова, мол. наук. співроб.

ОСОБЛИВОСТІ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ТА РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ЗОЛОТОРУДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В СКАРНАХ БАНДУРКІВСЬКОГО РУДОПРОЯВУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

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

Вперше у статті розглянуто особливості локалізації та речовинний склад золоторудної мінералізації в скарнах Бандурківського рудопрояву, який був виявлений геологами КП «Кіровгеологія» в західній частині Братського синклінію, Інгульського мегаблоку (Український щит). Встановлено, що рудопрояв відноситься до скарного типу. Наведено дані про склад продуктивної золоторудної асоціації, що представлена золото-арсеновою та золото-вісмут-телуровою мінералізацією, та дані про типоморфні особливості самородного золота, телуридів вісмуту, самородних елементів.

For the first time patterns of localisation and material composition of gold mineralization in skarns of Bandurka ore manifestation, which has been discovered by geologists of KP «Kirovgeology» in the western part of Bratsk synclinorium of Ingul megablock (Ukrainian Shield), is considered in the paper. It is established that the ore manifestation should be related to skarn type. Data on composition of productive gold association and typomorphism of native gold, tellurides of bismuth, native elements are represented.

Вступ та постановка проблеми. Геологічні особливості розміщення Бандурківського рудопрояву дещо відрізняються від типових проявів золоторудної мінералізації Інгульського мегаблоку, перш за все, своїм розташуванням в областях метаморфічних порід гранулітової фації. Сам рудопрояв приурочений до екоконтактової зони однойменного гранітного куполу, в межах розміщення якого раніше було відкрито уранові родовища – Лозоватське та Калинівське [1, 2], що відносяться до утворень калій-уранової формації. Формування уранової мінералізації тісно пов'язане з процесами ультраметаморфічної переробки порід, метаморфізованих в умовах гранулітової та амфіболітової фації, і зрушення просторово тяжіє до зон метасоматичних змін, що, як правило, розміщуються на контакті гранітоїдних порід та графітовмісних гнейсів. Самі ж рудопрояви золота, Бандурківський та Софіївський, які були вперше відкриті геологами КП «Кіровгеологія», просторово тяжіють до контактово-метасоматичних утворень північної та північно-східної частини гранітоїдного масиву.

Речовинний склад руд Бандурківського рудопрояву виявився не типовим для рудопроявів і родовищ, які були раніш досліджені і є поширеними в межах Інгуль-

ського та Дністрово-Бузького мегаблоків [2, 4, 5, 6]. Важливу генетичну інформацію про умови рудогенезу можуть надавати переважаючі мінеральні комплекси (асоціації) або безпосередньо типоморфні рудні мінерали та їх супутники. У той самий час, метою запропонованої статті є виявлення закономірностей умов локалізації та мінералогічних особливостей продуктивних золоторудних асоціацій, що можуть бути використані при проведенні подальших прогнозно-пошукових робіт в межах Інгульського, Дністрово-Бузького а також Волинського блоків Українського щита.

Виклад основного матеріалу. Братський синклінорій (блок), у межах якого було виявлено Бандурківський рудопрояв, простежується як єдина структура у субмеридіональному напрямку у вигляді смуги вздовж західного флангу осьового підняття, сформованого Корсунь-Новомиргородським плутоном та Новоукраїнським масивом у центральній частині Інгульського мегаблоку. Із заходу Братський синклінорій обмежується виступом гранулітового фундаменту Голованіського блоку. Синклінорій належить до типових структур епікратонних прогинів протерозойського віку і складається з двох суттєво відмінних породних комплексів. Перший відповідає страто-

типу кам'яно-костовацької світи (піроксенові, двопіроксенові гнейси, кристалосланці, гранат-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові, графіт-біотитові гнейси, кальцифіри, скарни), другий, який поширений у північній частині Братського синклінорю, складений біотитовими, амфібол-біотитовими, графіт-гранат-амфіболовими гнейсами з прошарками амфіболітів, кварцитів, магнезійних карбонатних порід, скарнів, які відносяться до утворень роцхавської та радонівської світ. Саме ця первинна неоднорідність супракрystalного субстрату та масштабна міграція рудних компонентів, яка була обумовлена накладеними процесами регіональної гранітизації, що інтенсивно проявилися на рубежі 2 млрд років, і визначає головні геохімічні особливості проявів золоторудної мінералізації.

За результатами проведення пошукових робіт було встановлено, що золоторудна мінералізація досліджуваного рудопояву тягнє до південно-східної екзоконтактової частини Бандурківського куполу (масиву). Сам купол складений переважно біотитовими і гранат-біотитовими гранітами, зі значним поширенням лейкократових і пегматоїдних відмін. Мінеральний склад гранітоїдів близький до складу гранітів, що були віднесені до вознесенського комплексу [6], але також відмічається коливання складу присутніх мінералів у досить широких межах (%): мікроклін-пертит – 20-60, плагіоклаз – 20-35, кварц – 20-25, біотит – 2-7, гранат – 2-7; інколи зустрічається мусковіт. Як підпорядковані мінерали зустрічаються ортопіроксен, кордієрит, силіманіт. На південному продовженні Бандурківської структури серед біотитових гранітів спостерігаються катаклазовані мікроклінові пегматити з підвищеними вмістами урану, торію та рідкісноземельних елементів.

Метаморфічні породи екзоконтактових ділянок куполу представлені піроксеновими, біотитовими, гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, графіт-біотитовими гнейсами, кристалосланцями, амфіболітами з прошарками магнезійних карбонатних порід. Для всіх товщ вміщуючих порід характерна широка присутність пошарових та січних тіл апліт-пегматоїдних гранітів. Вважається, що саме укорінення гранітів сприяло формуванню, на контакті з карбонатними породами, контакто-інфільтраційних ендо- та екзоскарнів з накладеною золоторудною мінералізацією.

Ендоскарни представлені саліт-андезиновими, біотит-графіт-саліт-бітовнітовими та салітовими відмінами, а екзоскарни, в свою чергу, складаються з графіт-серпентинових і графіт-діопсидових різновидів порід. Ендоскарни утворились у зоні тріщинуватості графітвміщуючих гнейсів та кристалосланців, а екзоскарни – в зонах тріщинуватості первинно осадових доломітових карбонатних порід, які поширені в складі інгулецької серії.

Саліт-андезинові скарни макроскопічно представлені зеленувато-сірими дрібнозернистими породами з роговою текстурою. Структура породи гетерогранобластова. Скарни зустрічаються у вигляді лінзо- та жильноподібних тіл, потужністю від перших сантиметрів до 20-30 см, серед графіт-біотит-гіперстенових гнейсів. У безпосередньому контакті скарнів з графіт-біотит-гіперстеновим гнейсом утворюється тонка (5-6 мм) зонка, в якій гіперстен заміщується кумінгтонітом і, зрідка, салітом. Мінеральний склад полроди (%): кварц 5-8, саліт 15-20, андезин 70-80; вторинні мінерали – серицит 0,5-1, графіт о.з., кальцит о.з.; рудні мінерали (пірит, халькопірит, ільменіт) – 0,5. Графіт спостерігається у вигляді одиничних лусочок, що приурочені до ділянок розвитку сульфідів.

Графіт-біотит-саліт-бітовнітовий скарн зустрічається в безпосередньому контакті графітвміщуючих

клиноріоксен-плагіоклазових скарнів та графіт-біотит-гіперстенових гнейсів. Макроскопічно це зеленувато-сіра дрібнозерниста порода з роговою текстурою. Структура породи гетерогранобластова. Мінеральний склад породи (%): гіперстен – поодинокі зерна, графіт 1-2, біотит 2-3, саліт 10-15, кварц 8-10, бітовніт 70-80; рудні мінерали – арсенопірит, піротин, халькопірит. Гіперстен є реліктовим мінералом біотит-гіперстенових гнейсів, по яких утворюється скарн. Кварц формує ксеноморфні зерна, розміром від 0,03 до 0,64 мм у поперечнику, які кородують плагіоклаз та клинопіроксен.

Салітовий ендоскарн зустрічається у вигляді лінз і прожилків, потужністю 1,5-15 см, серед біотитових плагіогнейсів і складає центральну зону симетричної інфільтраційної колонки такого типу: біотит + плагіоклаз / амфібол + плагіоклаз / моноклінний піроксен / амфібол + плагіоклаз / біотит + плагіоклаз. Макроскопічно це дрібно- і середньозерниста трав'яно-зелена порода з роговою текстурою. Структура породи гетерогранобластова. Мінеральний склад (%): андезин 5-10, саліт 90-95; вторинні мінерали – кварц 0,5-1, графіт – поодинокі зерна; рудні мінерали (піротин, марказит, ільменіт, арсенопірит, нікелін, герсдорфіт, халькопірит, сфалерит) – 2-5. Загалом порода складена короткопризматичними зернами саліта (розміром 0,21-2,10 мм у поперечнику) і більш пізніми кварц-плагіоклазовими агрегатами, що кородують саліт.

Графіт-серпентиновий кальцифір. Текстура породи глобулярна, структура гетерогранобластова. Мінеральний склад (%): графіт 1-2, серпентин 30-40, кальцит 60-70; рудні мінерали – магнетит 0,5-1.

На фоні середньозернистої (0,20-10 мм) кальцитової основної маси зустрічаються більш дрібні (0,10-0,20 мм у поперечнику) глобули серпентину, що мають округлу і ксеноморфну форми. У центральних частинах серпентинових виділень відзначаються дрібні виділення магнетиту. Дрібні луски графіту, розміром 0,01-0,23 мм у довжину, рівномірно розподілені в породи.

Графіт-діопсидовий екзоскарн зустрічається в контакті графіт-біотитового плагіогнейсу з графіт-серпентиновим кальцифіром. Серед кальцифірів встановлені симетричні інфільтраційні колонки такого типу: графіт + олівін + серпентин + кальцит / графіт + діопсид + кальцит / графіт + діопсид / графіт + діопсид + кальцит / гарфіт + олівін + серпентин + кальцит, в яких графіт-діопсидові екзоскарни займають центральні зони. В зонах тектонічних порушень (свердловина 0421, глибина 205,0-210,0 м) графіт-діопсидові екзоскарни зустрічаються у вигляді лінз і будин, які обволікаються графіт-біотитовими гнейсами. Потужність скарнів змінюється від 10-20 см до 1 м. Макроскопічно вони представлені світло-сірою дрібно- та середньозернистою породою з масивною текстурою. Структура породи підіоморфнозерниста. Мінеральний склад (%): флогопіт – поодинокі зерна, графіт 10-30, діопсид 70-90; рудні мінерали (вісмутин, самородне золото, льолінгіт, нікелін, тетрадіміт, जोзеїт, мальдоніт, сфалерит) – 1-2. Графіт зустрічається у вигляді пілоподібних частинок і витягнутих лусок (розміром до 0,67 мм у довжину), що рівномірно розсіяні в діопсидовій основній масі породи. Зрідка лусочки графіту утворюють округлі скупчення в породи.

За результатами вивчення структурних особливостей рудопояву за допомогою буріння профілів глибоких свердловин було встановлено, що інколи рудні тіла також тягнуть до контактових ділянок амфіболітів та гнейсів з гранітами та мігматитами Бандурківського масиву. Результати проведених геолого-геофізичних досліджень вказують на те, що зона золоторудної мінералізації розташована в межах зони підвищеної електро-

провідності, що просторово відповідає області поширення графітвміщуючих гнейсів з сульфідною мінералізацією. У загальному плані будова рудних тіл є досить мінливою, що визначається зміною потужності тіл по простяганню, нерідко складним лінуванням та присутністю численних тектонічних порушень, які суттєво впливають на кондиції руд. За результатами пробірного аналізу максимальні значення вмісту золота (від 0,2 до 2,5 г/т) були отримані для мінералізованих зон графітвміщуючих гнейсів.

Однак остаточно морфологія та кінцеві розміри рудних тіл Бандурківського рудопрояву родовища поки що не з'ясовані. За результатами проведених досліджень передбачається, що рудні тіла мають пласто- або лінзоподібну форму, їхня потужність змінюється від десятків сантиметрів до перших метрів, а видовження по простяганню повинно перевищувати значення перших сотень метрів. Рудні тіла загалом займають згідне (чи близьке до згідного) положення по відношенню до вміщуючих їх порід, однак орієнтація рудних тіл у просторі вочевидь ускладнюється більш пізніми тектонічними порушеннями. У південній частині Бандурківського рудопрояву відмічається значне поширення відмін гранат-графіт-біотитових гнейсів у покрівлі, з кальцифірами в центрі і графіт-біотитовими гнейсами в підшові рудоносної структури. Золоторудні перетини були розкриті свердловинами по всій потужності зони від покрівлі до підшови, у зв'язку з чим було зроблено припущення про наявність як мінімум 3-4 покладів у межах рудної зони. По падінню зони зруденіння були прослідковані на глибину до 250 м.

Результати проведених рудно-мінералогічних досліджень вказують на те, що характер золоторудної мінералізації знаходиться в прямій залежності від асоціацій рудних мінералів попередніх (допродуктивних) стадій, які формувалися в результаті осаждення при поширенні процесів метасоматично-дифузійного обміну між циркулюючими гідротермальними розчинами та вміщуючими породами. В зв'язку з цим було виділено два типи прояву золоторудної мінералізації – золото-арсеновий та золото-вісмут-телуоровий типи.

Золото-арсеновий тип мінералізації є найбільш поширеним у рудних зонах Бандурківського рудопрояву. Цей тип є домінуючим у гідротермально-метасоматичних зонах, які формувалися в результатів процесів ультраметаморфічної переробки вуглецьвмісних товщ, інтенсивно проявлених у зонах ендоконтактних скарнів. Золото-арсеновий тип мінералізації характеризується достатньо витриманим мінеральним

складом, представленим асоціацією льолінгіт-арсенопірит-самородний вісмут-самородне золото. В досить значних кількостях відмічаються сульфіди – піротин, пірит, халькопірит, сфалерит. Арсеніди та сульфоарсеніди, головним чином, нікелю та кобальту широко розповсюджені в магнезійно-залізистих скарнах.

Золото-вісмут-телуоровий тип мінералізації є характерним для графіт-діопсидових скарнів та локальних ділянок вклинювання та спіралеподібного підгортання мікроскладок біотит-графітового складу. Ядра таких структур заповнені карбонатними мінералами та прозоро-сірим кварцом. Безпосередньо у кварці золото зустрічається рідко, а частіше воно «розпорошене» серед породоутворюючих мінералів та графіту. Виходячи з результатів вивчення співвідношень між рудними мінералами, які спостерігаються у полірованих аншілфах та результатами вивчення деяких рудних мінералів за допомогою мікрозондових досліджень, можна зробити висновки, що мінералізація золото-вісмут-телуорового типу характеризується наявністю двох золотоносних парагенетичних асоціацій, які наслідують (змінюють) одна одну у часі. Перша (рання) рудна асоціація представлена такими рудними мінералами як мальдоніт (Au_2Bi) + жозейт-В (Bi_4Te_2S) + тетрадиміт (Bi_2Te_2S), а друга (пізня) – характеризується наявністю в її складі самородного золота + вісмутин (Bi_2S_3). Загалом рудні мінерали ранньої асоціації, як правило, зустрічаються у вигляді реліктів серед мінералів другої асоціації. Крім типоморфних мінералів у рудних зонах також присутні сульфіди (пірит, піротин, галеніт, молібденіт), самородні елементи (графіт) та інтерметалічні сполуки міді та олова ($CuSn$).

Самородне золото для кожного з двох типів характеризується своїми відмінними типоморфними особливостями. Для мінералізації золото-вісмут-телуорового типу золото відмічається у вигляді скупчень, складених дрібними зернами (0,03-0,08 мм у перетині), які заповнюють порожнини (мікротріщини) в діопсиді, а також можуть іноді розміщуватися згідно зі спайністю у флогопіті та графіті. Іноді спостерігається присутність досить крупних (до 0,1-0,3 мм у перетині) аллотріоморфно-зернистих золото-вісмутинових агрегатів. Золото другого вісмут-телуорого типу відповідає високопробним значенням 935-980 ‰ з деякими домішками вісмуту (табл. 1, анал. 1-4). Золото першого золото-арсенового типу відмічається переважно у вигляді субмікроскопічних включень в арсенопіриті і характеризується низькими значеннями пробності, 810-820 ‰. За результатами мікрозондового аналізу в складі золота були встановлені домішки арсену та сірки (табл. 1, ан. 5, 6).

Таблиця 1

Мікрозондові аналізи самородного золота із руд Бандурківського рудопрояву (%)

№ з/п	Fe	Au	Ag	Cu	Bi	Sb	S	As	Σ	пробність
1	0,10	94,52	2,12	0,04	0,40	–	0,00	0,01	97,23	978
2	0,01	92,55	7,15	0,01	0,19	–	0,00	0,08	100,00	928
3	0,03	93,41	4,73	0,00	0,02	–	0,01	–	98,20	952
4	0,12	90,67	6,26	0,01	0,01	–	0,06	–	97,13	935
5	1,05	76,24	16,92	0,00	0,00	0,12	0,34	1,40	97,06	818
6	0,21	78,81	18,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,23	97,33	813

Примітки. Аналізи: 1-3 – зростки золота з телуридами вісмуту та вісмутином, св. 0421, гл. 209,5 м; 4 – включення золота в графіті, св. 0421, гл. 209,5 м; 5-6 – дрібні включення золота в арсенопіриті, св. 0444, гл. 249,6 м. Результати аналізів були отримані з використанням мікрозондових аналізаторів JCXA-733 (аналітик В.Б. Соболев) та JXA-5 (аналітик Л.І. Канунікова).

Висновки. Особливості локалізації ендегенного зруденіння золота у Бандурківському рудопрояві скарнового типу слід розглядати в загальному контексті еволюції метасоматичних процесів з формуванням метасоматичної зональності та явищ рудно-мінералогічного телескопування. В межах рудопрояву

золоторудна мінералізація представлена двома продуктивними мінеральними асоціаціями: золото-арсеновою (льолінгіт-арсенопірит-самородний вісмут – самородне золото) і золото-вісмут-телуоровою (вісмутин-сульфотелуриди Bi-мальдоніт-самородне золото). Наявність у рудних зонах значної кількості графіту та ін-

терметалічних сполук міді та олова може свідчити про те, що золоторудна мінералізація формувалася у відновних умовах, а виявлені у рудопрояві мінеральні комплекси з телуrom є типовими індикаторами верхніх горизонтів золоторудних родовищ [7]. У досить схожих умовах формувалася й золоте зруденіння у раніше відкритому та детально описаному Капітанівському рудопрояві (Голованівський блок) [3, 4, 5]. Беручи до уваги світові тенденції щодо сталої динаміки росту цін на золото можна зробити висновок, що відношення до рентабельності та перспектив розробки багатьох подібних до Бандурківського прояву рудних об'єктів може з часом кардинально змінитися.

1. Бондаренко С.М., Грінченко О.В., Іванов Б.Н., Сьомка В.О. Мінерало-геохімічні особливості уранового та золотого зруденіння Братсько-

Звенигородської металогенічної зони. // Геологія та генезис рудних родовищ України (сучасний стан, нові підходи, проблеми, рішення): Зб. матеріалів науково-техн. наради (Київ, 27-29 квітня 2004 р.). – К., 2004. – С. 81-83. 2. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. – К., 1995. 3. Грінченко А.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А. благороднометаллическая минерализация в эндогенных и гипергенных рудах Капитановского массива (Украинский щит) // Металлогения древних и современных океанов. 2006: XII Научная студенч. школа, 24–28 апр. 2006 г. – Мюсс, 2006. – С. 60-63. 4. Мельничук Э.А., Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А. Новое рудопроявление благородных металлов на Украинском щите // Докл. АН УССР. – 1989. – № 2. – С. 15-18. 5. Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Павлюк В.М. Золотоносні скарни Капітанівського рудного поля (Дністровсько-Бузький район Українського щита) // Мінерал. журн. – 2006. – Т. 28, № 2. – С. 94-107. 6. Щербаків І.Б. Петрологія Українського щита. – Львів, 2005. 7. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A., Velreicher R.M. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // Economic Geol. – 2005. – Vol. 100. – P. 203-224.

Надійшла до редколегії 06.09.10

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.334

О. Муйла, пров. інж,
Д. Малицький, доц. фіз.-мат. наук

МЕХАНІЗМ ВОГНИЩА ЗЕМЛЕТРУСУ В ЗАДАЧАХ СЕЙСМОЛОГІЇ

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

Розглядається задача представлення механізму джерела землетрусу. Показано основні моделі сейсмічних джерел з діаграмами випромінювання. Обчислено відсотковий вклад кожної компоненти в загальний тензор сейсмічного моменту та побудовано відповідні діаграми випромінювання.

The problem of representing the mechanism of earthquake source is considered. Basic models of seismic sources and radiation patterns are analyzed. Fraction of each a component in the tensor of seismic moment is estimated and corresponding radiation patterns plotted

Вступ. Моделювання джерел землетрусів і визначення їх параметрів є одними з головних завдань, якими займається сейсмологія. З точки зору математичного моделювання динамічні задачі механіки руйнування виявились невіршувальними класичними методами. Тому, слід розробляти нові підходи, в рамках яких можна розглядати процеси поширення розривів у неоднорідних середовищах. До останнього часу ведуться дискусії про точкову модель джерела. Розвиток чисельних методів привів до удосконалення і узагальнення результатів, що дало можливість визначити параметри джерела, використовуючи метод підбору для багаторазового розв'язання прямої задачі. Використання функції Гріна дозволяє отримати вираз для поля переміщень у довільній точці через вектор стрибка переміщень. Зазначимо, що ряд закордонних та вітчизняних учених запропонував підходи для визначення механізмів вогнищ землетрусів [3, 5-9].

Механізм вогнища землетрусу. Вперше концепцію тензора сейсмічного моменту як фізичного представлення джерела землетрусу було розроблено в 70-і рр ХХ ст. Використовувалась подвійна пара сил і полярність вступу прямої Р-хвилі. Цієї простої моделі було достатньо для опису механіки тектонічних процесів у межах земної кори. Однак, для більш детального аналізу внутрішніх геологічних процесів необхідна додаткова інформація, яку можна отримати із сейсмограм.

Тензор сейсмічного моменту як математичний опис еквівалентних сил і моментів точкового джерела добре підходить для дослідження процесів у джерелі. Загальне пружно-динамічне джерело в об'ємі V можна представити як суму простих сил f_n , що залежать від координати ξ і часу t . Переміщення U_i як функцію координати x і часу t представимо в такому вигляді [1]:

$$U_i(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_V G_{in}(x, t, \xi, \tau) f_n(\xi, \tau) dV d\tau, \quad (1)$$

де G_{in} - функція Гріна.

Просторове інтегрування в (1) можна спростити, якщо задати функцію Гріна плавною в околі джерела. Використання точкового джерела, нехтування всіма зовнішніми силами та введення часової функції джерела дає:

$$U_i(x, t) = M_{nj} [G_{in,j} * s(t)], \quad (2)$$

де M_{nj} - компонента тензора сейсмічного моменту; $s(t)$ - часова функція джерела.

Тензор M_{nj} є симетричним і містить дев'ять компонент, шість з яких є незалежними [1]:

$$M_{nj} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}$$

Фізичний зміст елементів тензора сейсмічного моменту показано на рис. 1. Компоненти тензора можна представити як диполі, орієнтовані в трьох напрямках.

Симетрія тензора дає загальний нульовий момент сили. Тоді приходимо до моделі подвійних пар сил. На рис. 2 показано принцип подвійної пари для елементів M_{yz} та M_{zy} . Два елементи тензора створюють подвійну пару сил, яка викликає чистий зсув, коли напруження в породі перевищують критичний механічний поріг. Залежно від загального напруження чи структури породи, розрив буде виникати в площині xy або xz . Ці дві площини називаються нодальними. Вони поділяють середовище на чотири частини: по дві зони стиску і розтягу. Вздовж нодальних площин амплітуди сейсмічних хвиль є нульовими. Паралельні до осі T амплітуди є позитивними, а вздовж осі P - негативними.

Інтерпретація. Використовуючи задачу на власні значення і власні вектори, розкладаємо механізм джерела на основні моделі механіки тріщин.

На рис. 3 показано деякі основні моделі сейсмічних джерел та відповідні їм діаграми випромінювання. Систе-

ма координат зліва допомагає пов'язати верхні і нижні моделі. Діаграми випромінювання дають важливу інформацію про просторове поширення сейсмічної енергії в уявній фокальній сфері довкола точкового джерела.

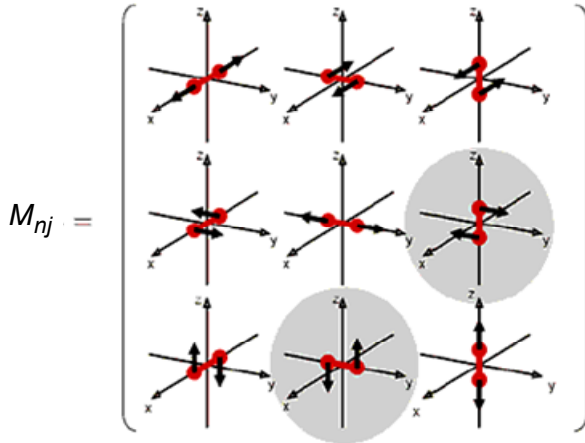


Рис. 1. Елементи тензора сейсмічного моменту – силовий еквівалент довільно орієнтованого розриву

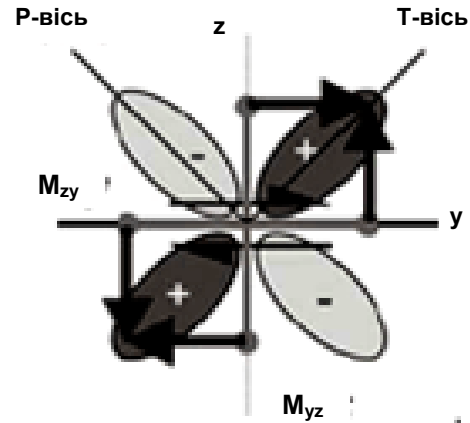


Рис. 2. Подвійна пара сил як еквівалент компонент тензора сейсмічного моменту

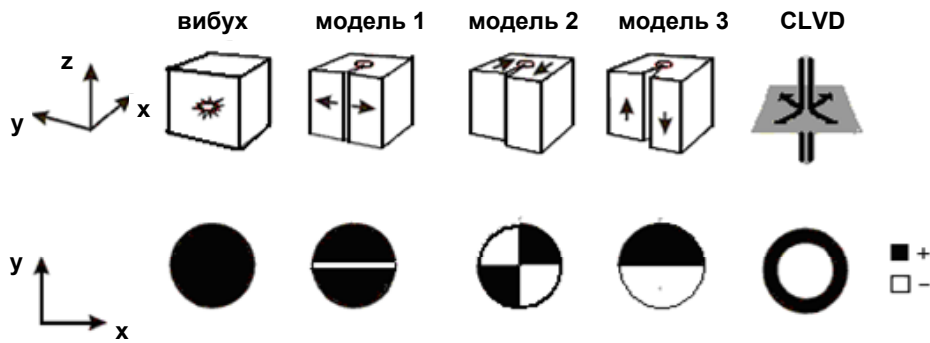


Рис. 3. Моделі сейсмічних джерел і діаграми випромінювання

Найпростішою моделлю є чисте ізотропне джерело з постійною енергією в усіх напрямках (подібно до вибуху). Модель 1 показує випадок розтягу, коли розкривається тріщина. Тут рух частинок відбувається паралельно до осі напруження. Моделі 2 та 3 представляють чистий зсув і утворення подвійної пари сил. Вони відрізняються між собою тільки напрямком руху частинок відносно площини розриву. Модель CLVD (компенсаційний лінійний векторний диполь) являє собою зміну об'єму, що компенсується за рахунок руху частинок у площині, паралельній до найбільшого напруження. Ця модель запропонована при глибокому землетрусі, завдяки мінералогічним процесам [9]. У реальних умовах механізм джерела є суперпозицією цих основних механізмів.

Відомо, що приведення матриці до діагонального вигляду здійснюється за допомогою такого перетворення [8]:

$$M = A^{-1}m A, \quad (3)$$

де m – діагональна матриця, елементами головної осі якої є власні значення матриці M , A – матриця, стовпцями якої є власні вектори матриці M .

Матрицю m можна розкласти на складові [9]:

$$m = m^{ISO} + m^{Dev}. \quad (4)$$

Фізично компонента m^{ISO} відповідає за вибух і її можна обчислити таким чином [9]:

$$m^{ISO} = \frac{1}{3} \begin{bmatrix} Tr(M) & 0 & 0 \\ 0 & Tr(M) & 0 \\ 0 & 0 & Tr(M) \end{bmatrix}, \quad (5)$$

де $Tr(M)$ – слід матриці M_{ij} .

У свою чергу, m^{Dev} складається із суми двох компонент [6]:

$$m^{Dev} = \begin{bmatrix} m_1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2 & 0 \\ 0 & 0 & m_3 \end{bmatrix} = m^{DC} + m^{CLVD}, \quad (6)$$

де m^{DC} – компонента, що відповідає за вклад подвійної пари сил, а m^{CLVD} – за вклад компенсаційного лінійного векторного диполя.

Діагональні елементи m^{Dev} відповідають такій умові:

$$|m_3| \geq |m_2| \geq |m_1|,$$

де $m_1 = x_1 - 1/3 Tr(M)$, $m_2 = x_2 - 1/3 Tr(M)$, $m_3 = x_3 - 1/3 Tr(M)$, x_1, x_2, x_3 – власні значення матриці M .

Введемо коефіцієнт $\epsilon = -\frac{m_1}{m_3}$.

Зауважимо, що значення ϵ знаходиться в діапазоні від 0 до 0.5. При чистому DC механізмі ϵ дорівнює 0 і 0.5 при чистому CLVD механізмі. Тоді m^{Dev} запишемо у вигляді [6]:

$$m^{Dev} = m_3(1-2\epsilon) \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} + m_3\epsilon \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{bmatrix} \quad (7)$$

Відсотковий вклад, який дає кожна складова в загальний тензор сейсмічного моменту M обчислюється таким чином [4]:

$$\begin{aligned} \%ISO &= \frac{\text{Tr}(M)}{|\text{Tr}(M)| + \sum_{i=1}^3 |m_i|} * 100\% , \\ \%DC &= \frac{m_3(1-2\varepsilon)}{|m_3(1-2\varepsilon)| + |2m_3\varepsilon|} * (100 - \%ISO)\% , \\ \%CLVD &= \frac{2m_3\varepsilon}{|m_3(1-2\varepsilon)| + |2m_3\varepsilon|} * (100 - \%ISO)\% . \end{aligned} \quad (8)$$

Слід відзначити, що компоненти тензора сейсмічного моменту M_{ij} визначаються за формулами [1]:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi_s + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \varphi_s) , \\ M_{xy} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\varphi_s + 1/2 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi_s) , \\ M_{xz} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \varphi_s) = M_{zx} , \\ M_{yy} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi_s - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \varphi_s) , \\ M_{yz} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \varphi_s - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \varphi_s) = M_{zy} , \\ M_{zz} &= -M_0 \sin 2\delta \sin \lambda \end{aligned} \quad (9)$$

де δ – кут падіння; φ_s – кут простягання; λ – кут між вектором подвигки і напрямом простягання.

Таким чином, орієнтація площини розриву визначається трьома кутами δ , λ і φ_s .

Приклад. Маємо дані для землетрусу, який відбувся в Ісландії:

кути $\lambda = 105^\circ; \delta = 52^\circ; \varphi = 332^\circ$; та $\lambda = 71^\circ; \delta = 40^\circ; \varphi = 128^\circ$; $M_w=5.5, M_0=1.8645 \cdot 10^{17} \text{ Н*м}$.

На рис. 4 та 5 показано механізм джерела, побудований за двома парами кутів δ, λ і φ_s і скалярним моментом M_0 , та через кути $\delta, \lambda, \varphi_s$ і M_w відповідно.

Тензор сейсмічного моменту дорівнює:

$$M = \begin{bmatrix} -0.8812 & -0.6537 & 0.1568 \\ -0.6537 & -1.0413 & -0.6125 \\ 0.1568 & -0.6125 & 1.9225 \end{bmatrix} 10^{17} \text{ Н*м}.$$

На рис. 6 показана діаграма випромінювання, побудована через компоненти M .

Легко показати, що слід матриці дорівнює нулеві, тому $m^{ISO}=0$.

Власні значення для цього тензора $x_1=-4.1478 \cdot 10^{16}$, $x_2=-1.6572 \cdot 10^{17}$, $x_3=2.072 \cdot 10^{17}$, коефіцієнт $\varepsilon \approx 0.2$. Звідси $\%ISO=0, \%DC=60, \%CLVD=40$.

Матриця, яка відповідає за DC, дорівнює:

$$\begin{bmatrix} -0.4785 & -0.6277 & 0.0375 \\ -0.6227 & -0.6825 & -0.3561 \\ 0.0375 & -0.3561 & 1.1609 \end{bmatrix} 10^{17} \text{ Н*м},$$

а за CLVD:

$$\begin{bmatrix} -0.4027 & -0.0260 & 0.1192 \\ -0.0256 & -0.3588 & -0.2564 \\ 0.1192 & -0.2564 & 7.6157 \end{bmatrix} 10^{17} \text{ Н*м}.$$

Відповідні діаграми випромінювання для двох останніх випадків показано на рис. 8 і рис. 9.

Тепер, використавши формули (9), обчислимо компоненти тензора сейсмічного моменту:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -7.00429 \cdot 10^{16} \text{ Н*м}; \quad M_{xy} = -9.37034 \cdot 10^{16} \text{ Н*м}; \\ M_{xz} &= 5.77785 \cdot 10^{15} \text{ Н*м}; \\ M_{yy} &= -1.0471 \cdot 10^{17} \text{ Н*м}; \quad M_{yz} = -5.24191 \cdot 10^{16} \text{ Н*м}; \\ M_{zz} &= 1.74753 \cdot 10^{17} \text{ Н*м}. \end{aligned}$$

Для побудови механізму джерела землетрусу скористаємось пакетом програм GMT (Generic mapping tools).

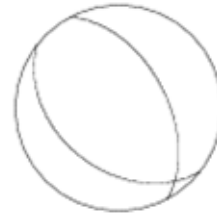


Рис. 4. Механізм, побудований за двома парами кутів і M_0

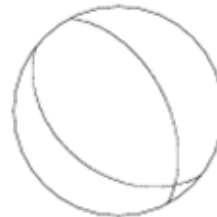


Рис. 5. Механізм, побудований за кутами λ, δ, φ і M_w



Рис. 6. Механізм, побудований через компонент тензора сейсмічного моменту M



Рис. 7. Механізм побудований за формулою (9)



Рис. 8 Діаграма випромінювання чистого CLVD механізму



Рис. 9. Діаграма випромінювання чистого DC механізму

Висновки. Визначення параметрів вогнища землетрусу за даними сейсмічних станцій і побудова механізму джерела є важливими задачами. За результатами даної роботи можна зробити важливий висновок, що введення компенсаторного лінійного векторного диполя CLVD є

підтвердженням теорії так званої Non-double couple, тобто у вогнищі землетрусу існують подвійні пари сил, що представлені на рис. 2, а також доданок, який відповідає за компенсацію зміни об'єму за рахунок руху частинок у площині, перпендикулярній до напрямку дії сили стиску.

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. — М., 1983. — Т. 1, 2. 2. Малицький Д.В. Аналітично-числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту // Геоінформатика. — 2010. — Т. 1. — С. 79–86. 3. Молотков Л.А. Матричний метод в теорії розповсюдження волн в слоистых, упругих и жидких средах. — М., 1984. 4. Andersen L.M.

A relative moment tensor inversion technique applied to seismicity induced by mining: PhD thesis, University of Witwatersrand. — Johannesburg, 2001. 5. Dreger D., Tkalčić H., Johnston M. Dilational processes accompanying earthquakes in the long valley caldera // Science. — 2000. — 288 (5463). — P. 122-125. 6. Finck F., Kurz J.H., Grosse C.U., Reinhardt H.-W. Advancer in moment tensor inversion for civil engineering. Non-destructive testing in civil engineering. — 2003. 7. Fowler C.M.R. The Solid Earth — An Introduction to Global Geophysics. — New York, 1990. 8. Jost M.L., Hermann R.B. A students guide to and review of moment tensors // Seism. Res. Letters. — 1989. — Vol. 60. — P. 37-57. 9. Knopoff L., Randall M.J. The compensated linear vector dipole: a possible mechanism for deep earthquakes // Journal of geophysical research. — 1970. — Vol. 75, № 26. — P. 4957-4963.

Надійшла до редколегії 02.09.10

УДК 550.832+550.834

В. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук,
В. Колісниченко, канд. геол.-мінералог. наук,
В. Маляр, асп.

ОЦІНКА ДОСТОВІРНОСТІ ПРОГНОЗНИХ ФІЛЬТРАЦІЙНО-ЄМНІСНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ КОЛЕКТОРІВ КАРТАМИШСЬКОЇ СВИТИ ЗА ДАНИМИ 3Д СЕЙСМОРОЗВІДКИ

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

Наведено загальні відомості про місце проведення робіт та матеріалів, за якими зроблено прогноз. Описано методику обґрунтування та побудови моделей типу "кern-ГДС" на прикладі пористості. На основі даних буріння нових свердловин проаналізовано прогнозні карти ФЄВ на достовірність по 11 інтервалах.

The general information about the place of leadthrough of works and materials which a prognosis was done are considered. The method of establishment and ground of type "Core-well survey" models on the example of porosity is described. On the basis of new wells information the prognosis maps of lauter-capacity properties on authenticity for to 11 intervals are analysed.

Вступ. Ефективна розробка покладів вуглеводнів та подальший підрахунок запасів неможливі без уявлення про геологічну будову родовища та фільтраційно-ємнісні властивості порід. Останні десятиліття відзначаються бурхливим розвитком досліджень у галузі об'ємного геологічного моделювання, в цей період можливі сейсмічних методів суттєво збільшились завдяки застосуванню тривимірної сейсморозвідки та сучасних методів вертикального сейсмічного профілювання. Проте, застосування лише даних сейсморозвідки при розв'язанні задач побудови моделей прогнозних параметрів геологічного середовища може призвести до неоднозначних результатів.

Тому, з метою підвищення надійності та достовірності результатів нафтогазорозвідувальних робіт на сучасному етапі найбільш ефективною є методика та технологія комплексної багатофакторної інтерпретації матеріалів сейсморозвідки, геофізичних досліджень у свердловинах, лабораторного аналізу керну, результатів буріння та ін. Як показує світовий досвід, на основі сформованої комплексної фізико-геологічної моделі родовища можна за багатовимірними геолого-геофізичними характеристиками не тільки виявити контури покладу вуглеводнів у рамках площ вивчення, але за наявності даних промислової геофізики виконати з достатнім ступенем достовірності кількісну оцінку характеру зміни різних прогнозних параметрів, які визначають колекторські властивості порід, ступінь нафтогазонасиченості, та дати оцінку прогнозних ресурсів вуглеводнів (ВВ) у надрах [1].

Метою статті є встановлення достовірності побудованої за даними 3Д сейсморозвідки та промислової геофізики моделі фільтраційно-ємнісних властивостей колекторів, тобто визначити (наскільки це можливо за наявними даними) її відповідність реальним геологічним умовам залегання покладів вуглеводнів, у тонкошаруватих відкладах картамишської світи центральної частини ДДЗ. Це стало можливим завдяки інтенсивній розробці та надходженню нових матеріалів про Кобзівське газоконденсатне родовище (ГКР).

Об'єкт досліджень. У 2004–2006 рр на вже відкритому на той час газоконденсатному родовищі було проведено сейсморозвідувальні дослідження МСГТ (3Д). Польові роботи проводилися силами ЗАТ "Укрнафтогазгеофізика". Завдання, які покладалися на сейсморозвідувальні дослідження, включали в себе не лише деталізацію геологічної будови Кобзівського ГКР та його оконтурення по відкладах нижньої пермі, а й параметричний аналіз хвильового поля з прогнозуванням зон розповсюдження колекторів і флюїдонасичення та подальшу побудову тривимірної моделі резервуарів флюїдонасичення.

Коротко про родовище: воно розташоване на території Красноградського та Кегичівського районів Харківської області, в тектонічному відношенні – у межах центрального грабену Дніпрово-Донецької западини. Власне структура є західним елементом Кобзівсько-Мечибилівського антиклінального валу, по осі якого умовно трасується границя між південною прибортовою зоною та центральним грабеном у східній частині ДДЗ. На родовищі пробурено понад 70 пошукових, розвідувальних та експлуатаційних свердловин. Кобзівське ГКР – багатопластове родовище у теригенних відкладах P_1^{nk} , P_1^{kt} - C_3^{kt} , що розташоване на валоподібному схилі між Октябрьським та Кегичівським підняттями з плямовим розповсюдженням колекторів у продуктивних горизонтах, де знаходяться літологічно-обмежені і літологічно-екрановані пастки.

Якість спостережених даних доволі висока, що дало змогу успішно провести обробку та інтерпретацію матеріалів (рис. 1).

В узагальненому вигляді прогноз проводився за такою схемою: 1) збирались геолого-геофізичні матеріали та формувались фізико-геологічної моделі об'єкту; 2) створювались еталонні вибірки свердловин; 3) розраховувались додаткові параметри фізичних полів за даними 3Д сейсморозвідки та кількісні характеристики порід картамишської світи на основі матеріалів промислової геофізики; 4) при узгодженні сейсмічного хвильового поля з даними ГДС використовувалась геоакустична модель середовища; 5) оцінювалась інфор-

мативність атрибутів хвильового поля (миттєві фази, амплітуди, частоти, їх середньозважені значення, параметр поглинання та ін.), ФЄВ і встановлювались кореляційні зв'язки між ними; б) на основі цих зв'язків був виконаний прогноз ФЄВ в 3D кубі та на 2D профілях, вирізаних з 3D кубу (рис. 2), та складені прогнозні карти параметрів ФЄВ: відносної глинистості, пористості, піщаності та лінійних запасів (рис. 3) з метою уточнення розподілу колекторів у продуктивних горизонтах [2]. Для здійснення цих прогнозів використовувались

дані за 22 свердловинами Кобзівського та 8 свердловинах Кегичівського родовищ [3]. Ппродуктивну товщу кубу 3D було розбито на інтервали по 28 м, що відповідають 14 мс сейсмічного запису. Товща горизонтів А-6-7-8 включала в себе 7 інтервалів по 28 м від поверхні IVг2, а товща Г-6-7 – 4 інтервали від поверхні P₁^{kt} mch. На основі побудованих сумарних карт характеристик ФЄВ по горизонтах А-6-7-8 (P₁kt) і Г-6 (C₃kt) були виділені зони аномальних параметрів як перспективні для постановки розвідувального буріння.

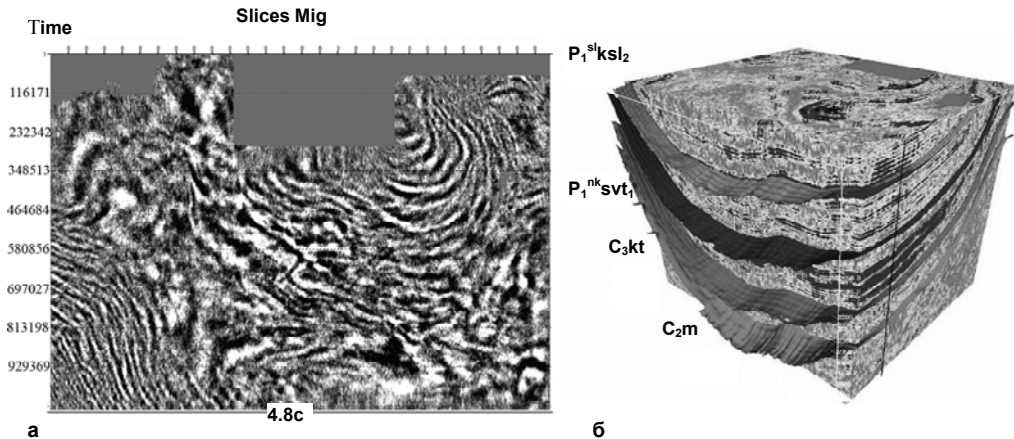


Рис. 1. Матеріали обробки та інтерпретації сейсмічних досліджень. а) горизонтальний розріз мігранованого кубу (час 4.8 секунди); б) структурна інтерпретація сейсмічного кубу

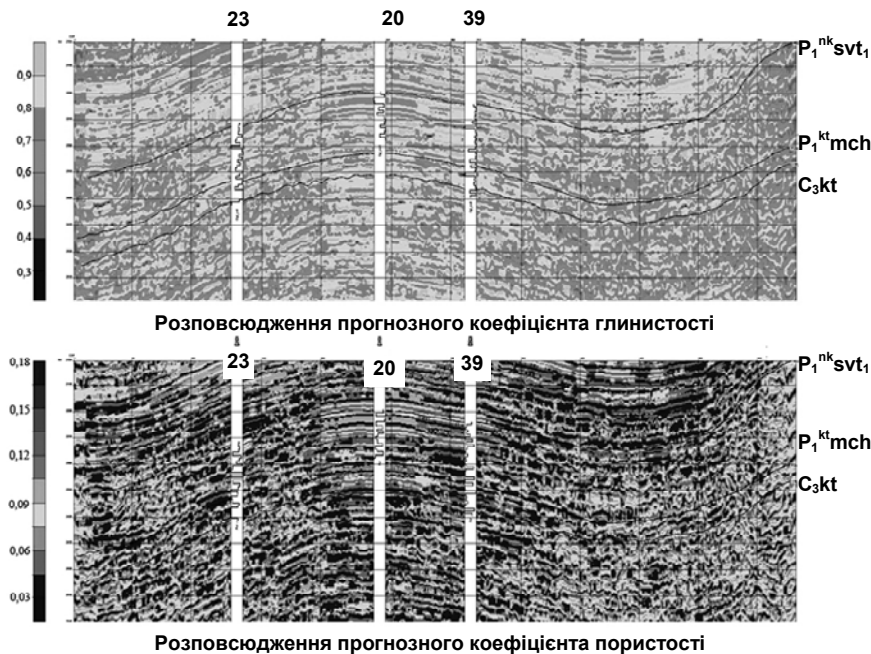


Рис. 2. Приклад розповсюдження по вертикальному розрізу ФЄВ порід картамишської світи, отриманих на основі комплексування даних 3D сейсморозвідки та промислової геофізики

Результати досліджень. Вивчення фізичних властивостей порід продуктивної товщі Кобзівського родовища за даними ядерного матеріалу та ГДС потребує підвищеної уваги. Це зумовлено особливостями генезису відкладів картамишської світи нижньої пермі (P₁kt) та верхів араукаритової світи верхнього карбону (C₃kt), полімінеральним складом колекторів, слабким відсортуванням та широким спектром літотипів порід (пісковики, пісковики поліміктові, алевроліти, брекчії, глини, доломіти, вапняки та ін.).

Оскільки петрофізичні зв'язки типу "кern-кern", "кern-ГДС" та граничні значення геолого-геофізичних параметрів, одержані на основі аналізу даних ГДС, лабораторних досліджень керну та результатів буріння, є

основною для прогнозування ФЄВ за допомогою 3D сейсморозвідки, наведемо приклад обґрунтування та побудови залежностей для визначення коефіцієнту пористості, проведений авторами.

Для розв'язання цієї задачі був здійснений детальний аналіз лабораторних визначень пористості K_{п.кern} з подальшою прив'язкою до діаграм ГДС. З метою побудови кореляційних залежностей між K_{п.кern} та геофізичними параметрами на базі цих таблиць була сформована відповідна вибірка, до якої включалися лише ті пласти, які мають впевнену геофізичну характеристику та для яких отримано достовірні значення K_{п.кern}.

Розраховано такі кореляційні рівняння оцінки пористості:

$$K_n = 0,120 \cdot \Delta T - 5,317 \cdot \Delta l \gamma + 0,89 \cdot \Delta l n \gamma - 16,861, \quad r = 0,925; n = 67 \quad (1)$$

$$K_n = 0,118 \cdot \Delta T - 5,725 \cdot \Delta l \gamma - 15,784, \quad r = 0,924; n = 67 \quad (2)$$

Враховуючи важливість надійної оцінки коефіцієнтів пористості за даними ГДС, нами застосовано такий підхід

до побудови моделі "кern – ГДС" [4]. Вихідна таблиця на час побудови рівняння 1 складалась із вибірки, яка налічувала 67 надійних пластів. Із застосуванням датчика випадкових чисел ця вибірка була розподілена на дві підвибірки, за якими було отримано два відповідні рівняння:

$$K_n = 0,127 \cdot \Delta T - 5,392 \cdot \Delta l \gamma + 0,341 \cdot \Delta l n \gamma - 17,800, \quad (3)$$

$$K_n = 0,115 \cdot \Delta T - 5,164 \cdot \Delta l \gamma + 1,929 \cdot \Delta l n \gamma - 16,348, \quad (4)$$

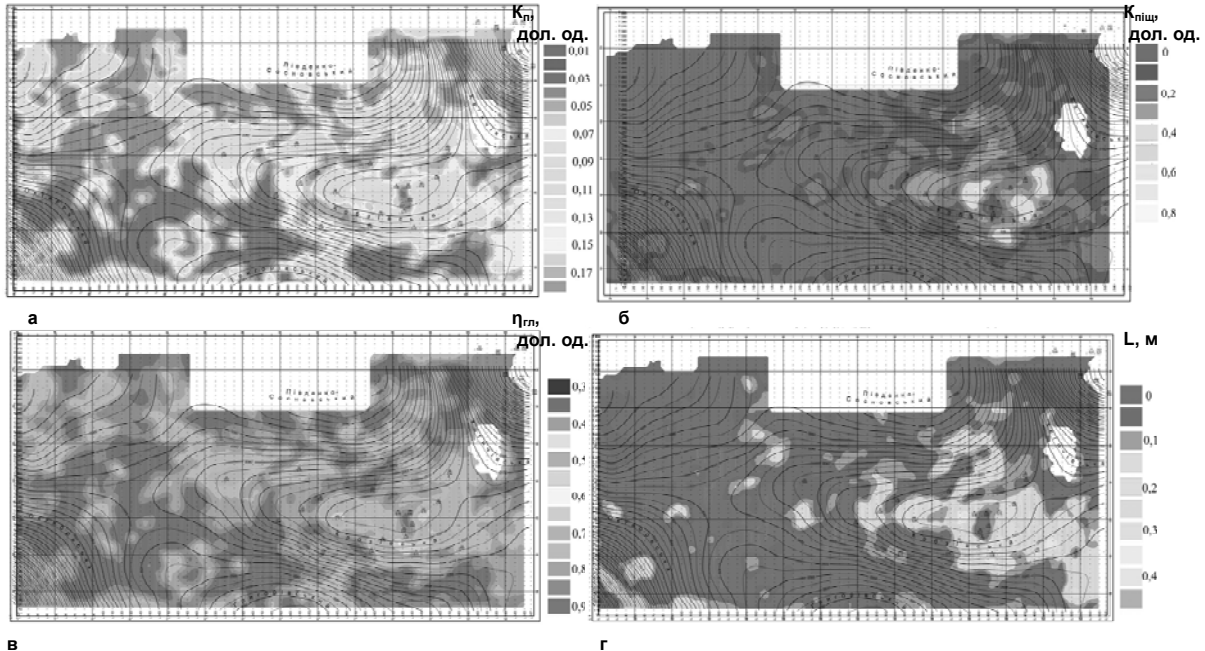


Рис. 3. Карти прогнозних параметрів ФЄВ у інтервалі 1 а) пористості; б) піщаності; в) відносної глинистості; г) лінійних запасів

Надалі було виконано прогнозні розрахунки коефіцієнта пористості для тих частин вибірки, які не брали участі при побудові рівнянь (3) та (4). Тобто, вихідна вибірка для отримання рівняння (3) у той самий час є контрольною для перевірки рівняння (4) і навпаки. На рис. (4) показано, що якість прогнозних рівнянь досить пристойна, похибка оцінок пористості знаходиться в межах допуску (<20 %). Виконані за нижченаведеною методикою розрахунки відносних середньоквадратичних похибок коефіцієнтів пористості за контрольними вибірками дорівнюють 6,0-7,0 %. За такою схемою було виконано десятиразове моделювання, шляхом усереднення коефіцієнтів при ΔT , $\Delta l \gamma$ та ін. отримано рівняння, яке з високою точністю співпало з рівняннями (1), що підтверджує надійність вихідної вибірки.

Для розв'язання питання, яке з вищенаведених формул (1 чи 2) є найбільш точним, ми використовували методику, що базується на методах теорії похибок [4, 6]. Суть методики зводиться до встановлення наявності систематичних похибок (Δ) та оцінок середньоквадратичних похибок – загальної ($\sigma_{заг.}$) та випадкової ($\sigma_{вип.}$), у даному випадку коефіцієнта пористості за даними ГДС у порівнянні з пористістю, визначеною за даними лабораторних досліджень керну.

Прийнято, що величину систематичної похибки можна вважати несуттєвою, якщо $|\sum d_i| \leq 0,25 \sum |d_i|$ (де d – різниця між вимірюванням та розрахованою величиною), тоді $\sigma_{заг.} \approx \sigma_{вип.}$. Оцінка середньоквадратичної похибки параметрів, що вивчаються, проводиться, як для випадку двійних рівноточних вимірювань:

$$\sigma_{заг.} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n d_i^2}{2(n-1)}}, \quad (5)$$

$$\sigma_{вип.} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (d_i - \Delta)^2}{2(n-1)}} \quad (6)$$

Відносна середньоквадратична похибка розраховується як:

$$\delta_{K_n} = \frac{\sigma_{заг.}}{\left(\sum_{i=1}^n K_{п.ГДС} + \sum_{i=1}^n K_{п.кern.} \right) / 2} \quad (7)$$

Аналіз похибок вказав на близькість отриманих результатів за формулами (1) і (2). Відносні середньоквадратичні похибки складають для формули (1): $\delta_{K_n(ф.1)} = 6,3 \%$, а для формули (2) – $\delta_{K_n(ф.2)} = 6,36 \%$ за відсутності значимої систематичної похибки оцінки K_n . Трішки ліпший результат δ_{K_n} було отримано, якщо розраховувати пористість як середнє значення, отримане за формулами (1) та (2). Отже як основне рівняння для оцінки пористості за даними ГДС нами рекомендовано середнє значення, отримане за формулами (1) та (2), для якого умова відсутності систематичної похибки виконується, а відносна середньоквадратична похибка є найменшою – 6,3 %, що суттєво менше граничного рівня випадкової похибки окремого підрахункового параметра, який у роботі [7] Я. Басінім та іншими авторами визначено в 20 %, при цьому 20 % – більш жорсткий критерій, який застосовується за наявності систематичної похибки параметра в 5 %.

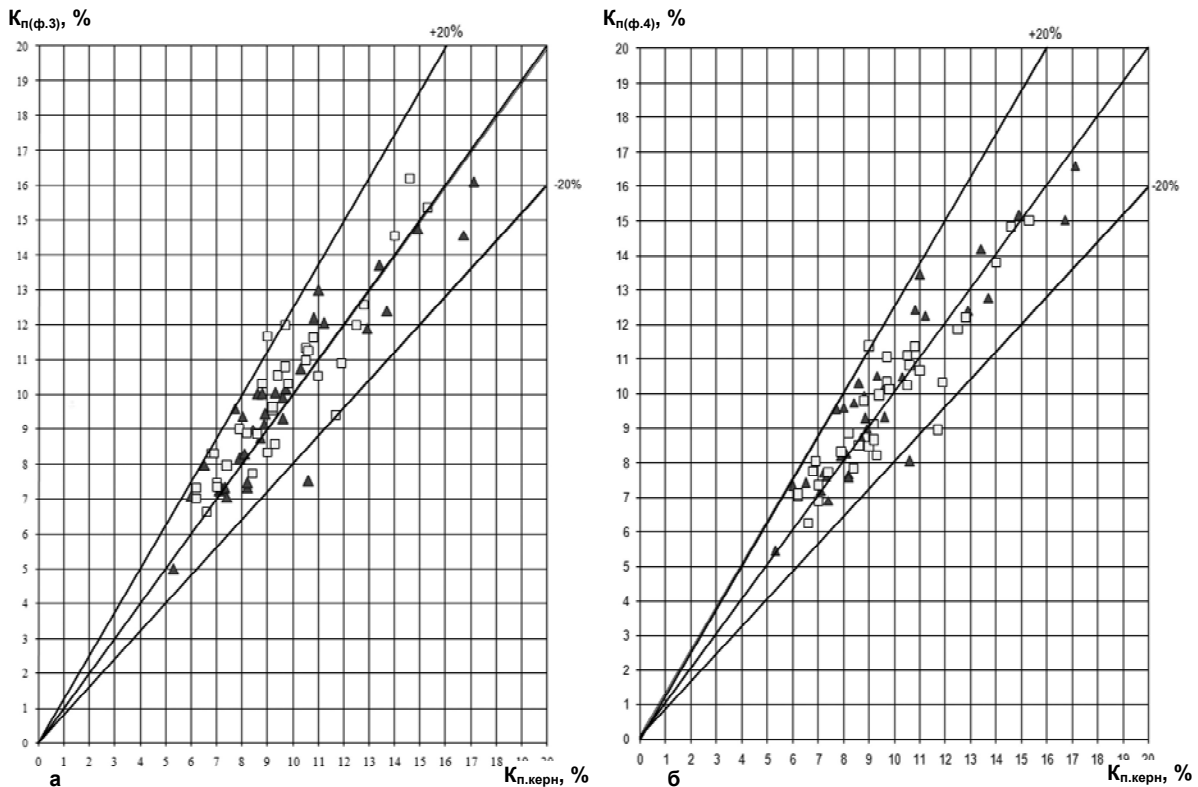


Рис. 4. Співставлення $K_{п.кern}$ та $K_{п.ГДС}$, обчисленого за формулою (3) – а ($K_{п(ф.3)}$) та (4) – б ($K_{п(ф.4)}$).
 ▲ – дані першої випадкової половини вибірки, ■ – дані другої випадкової половини вибірки

Загалом, умови для проведення моделювання ФЄВ колекторів на Кобзівській площі доволі складні. Наприклад, як видно з рис. 4, діапазон розподілу пористості вузький, за результатами лабораторних досліджень керну коливається від 6 до 17 %, а для продуктивної частини розрізу ще менший, оскільки граничне значення визначене для колекторів $K_{п.гр}=8,8$ %. Хоча ефективна товщина пропластків коливається від 1,2 до 14,2 м, переважна їх більшість не перевищує 4 м, а самі продуктивні пачки є досить неоднорідними, для її оцінки ми використали коефіцієнт, запропонований О.В. Ахіяровим, що розраховувався за формулою (8):

$$KH = KH_n \cdot KH_p = \frac{K_{п.мин} \cdot H_k}{K_{п.маx} \cdot H_0 \cdot N_k}, \quad (8)$$

де KH_n – коефіцієнт неоднорідності за пористістю; $KH_n = K_{п.мин} / K_{п.маx}$, значення $K_{п.мин}$ і $K_{п.маx}$ відповідають мінімальним та максимальним величинам пористості пластів, що вивчаються, у межах пачки.

Коефіцієнт неоднорідності за розчленуванням розрізу:
 $KH_p = H_k / H_0 \cdot N_k$

де H_k – загальна товщина колекторів пачки; H_0 – загальна товщина пачки; N_k – кількість колекторів у пачці.

Для проведення аналізу досліджувану товщу було розбито на 4 пачки, відповідно до продуктивних горизонтів А6, А7, А8 та Г6. Найменше значення коефіцієнта виявилось по розрізу свердловини № 58, для горизонту Г6 $KH=0,008894$, а найкраще значення св. № 20 (А8) $KH=0,22903$. За середніми показниками найбільш неоднорідною є пачка Г6 $KH_{ср}=0,02686$, а найменш – А8, для якої значення $KH_{ср}=0,05858$. Відповідно для пачок А6 та А7 $KH_{ср}=0,02957$ та $KH_{ср}=0,04475$.

Таким чином, отримані результати свідчать про дуже складну будову досліджуваних об'єктів картамишської світи Кобзівського ГРП.

На сьогоднішній день є актуальним питання, які прогнозні параметри є найбільш достовірними та інформативними. Дані за 46 свердловинами, котрі пробурені після проведеного прогнозу, дали змогу провести аналіз побудованих на основі 3D сейсморозвідки та промислової геофізики прогнозних карт колекторських параметрів.

Для оцінки достовірності з карт були зняті значення в місцях розкриття горизонту кожною новою свердловиною. На основі встановлених за даними ГДС та лабораторного дослідження керну моделях, типу "кern-кern" та "кern-ГДС", для кожного прогнозного параметра з 11 інтервалів були розраховані значення відповідних параметрів, які і були прийняті за "істину", як більш достовірні та основані на матеріалах буріння. Велика кількість пробурених свердловин дала змогу оцінити достовірність (ω , %) методом співставлення прогнозованих і розрахованих параметрів між собою, при цьому враховувалася кількість свердловин, які підтвердили прогноз (незважаючи на незначні похибки) по відношенню до загального їх числа.

Аналіз проводився для двох вибірок, перша (в. 1) містила дані за всіма 46 свердловинами, до другої (в. 2) включались лише ті, що розкрили продуктивну частину (колектор) у досліджуваному інтервалі. Отже, для пористості достовірність 11 прогнозних карт $\omega_{п(в.1)}$ змінюється від 52 % до 83 %, для вибірки 2 $\omega_{п(в.2)}$ – від 30 % до 80 % (рис. 5), середнє значення для всієї досліджуваної товщі становить $\omega_{п(в.1)ср}=68$ %, $\omega_{п(в.2)ср}=61$ % (рис. 6). Карти піщаності: $\omega_{пщ(в.1)}$ змінювалась від 41 % до 80 %, вибірка 2 $\omega_{пщ(в.2)}$ – від 20 % до 76 %, середні значення $\omega_{пщ(в.1)ср}=64$ %, $\omega_{пщ(в.2)ср}=55$ %. Відносна глинистість: $\omega_{л(в.1)}$ від 48 % до 76 %, вибірка 2 $\omega_{л(в.2)}$ – від 14 % до 62 %, середні значення $\omega_{л(в.1)ср}=68$ %, $\omega_{л(в.2)ср}=44$ %. Лінійні запаси: $\omega_{L(в.1)}$ від 37 % до 80 %, для вибірки 2 $\omega_{L(в.2)}$ – від 17 % до 77 %, середні значення $\omega_{L(в.1)ср}=61$ %, $\omega_{L(в.2)ср}=39$ %.

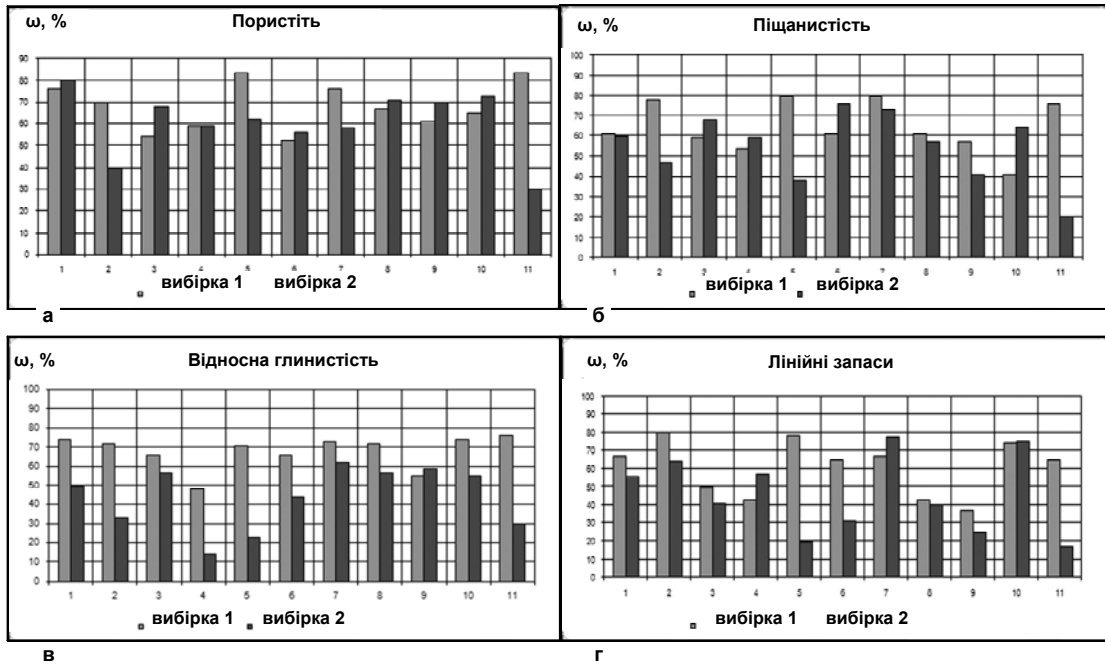


Рис. 5. Гістограми достовірності прогнозних карт за 11 інтервалами для: а) пористості; б) піщаності; в) відносної глинистісті; г) лінійних запасів

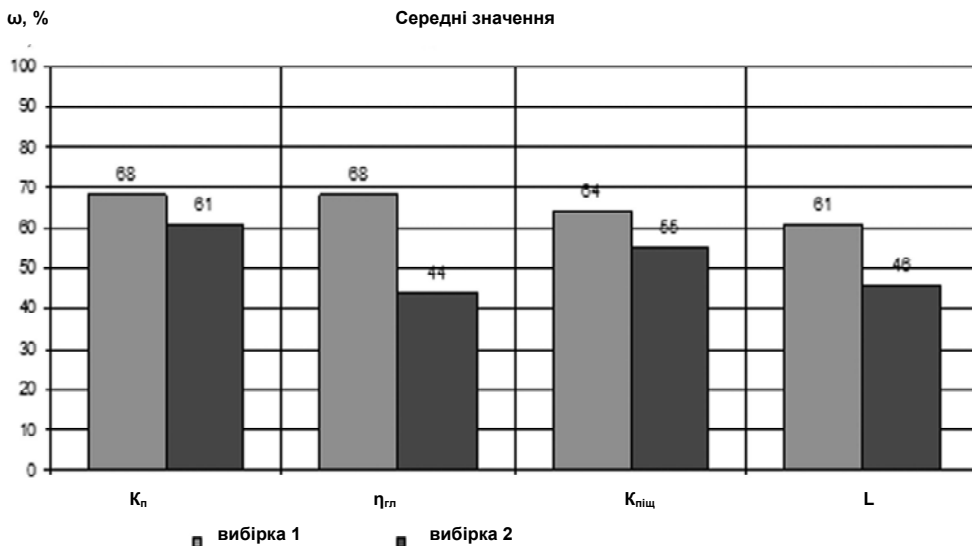


Рис. 6. Гістограма середніх значень достовірності прогнозних параметрів

Очевидно, що спочатку увагу слід звернути на результати, отримані для першої вибірки (де беруть участь всі пробурені після прогнозу свердловини), оскільки вона більш повна і краще відображає загальну картину, в той час, як вибірка 2 є допоміжною і кількість свердловин в ній коливається від 7 до 28 для різних прогнозних інтервалів. Найбільш ефективними виявилися прогнозні карти пористості, середнє значення достовірності яких дорівнює 68 %. На другому місці відносна глинистість, хоча $\omega_{\eta(v,1)cp}$ для неї теж дорівнює 68 %. Точність прогнозу в продуктивній частині значно менша ($\omega_{\eta(v,2)cp}=44\%$), ніж для пористості ($\omega_{\eta(v,2)cp}=61\%$). Наступними за точністю виявилися карти піщаності, зі значеннями $\omega_{під(v,1)cp}=64\%$ і наостанок для лінійних запасів $\omega_{L(v,1)cp}=61\%$.

Висновки. Отже, побудовані на основі комплексування даних промислової геофізики та 3D сейсморозвідки прогнозні карти ФЄВ колекторів картамишських відкладів Кобзівського родовища виявились достатньо надійними. Переважна більшість свердловин, при проектуванні яких використовувались ці карти, розкрили поклади газу. Хоча точність прогнозу пористості виявилась більш достовір-

ною, важливість інших прогнозних параметрів не викликає сумнівів, наприклад, відносна глинистість більш повно характеризує колектор ніж пористість, а лінійні запаси цікаві при розробці та подальшому підрахунку запасів родовища. Питання, які з розглянутих та інших колекторських параметрів більш інформативні, доволі актуальне та заслуговує окремої теми.

1. Ампилов Ю.П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. – М., 2008. 2. Золотаренко В.В., Гаращенко В.П. Звіт про проведення сейсморозвідувальних досліджень МСГТ (3D) на Кобзівському родовищі. – К., 2006. 3. Колісниченко В.Г., Яреценко С.П., Прилико І.П. Параметрическое обеспечение сейсморозведки по данным ГИС и бурения с целью оптимизации разведки и разработки месторождений углеводородов (на примере изучения картамишских отложений Кобзевского газоконденсатного месторождения). – Тверь, 2008. – С. 20-29. 4. Курганский В.Н. Петрофизические и геофизические методы изучения сложнопостроенных карбонатных коллекторов нефти и газа. – К., 1999. 5. Кемниц Ю.В. Математическая обработка зависимых результатов измерений. – М., 1970. 6. Чадаев П.А., Большаков В.Д. Теория математической обработки геофизических измерений. – М., 1969. 7. Басин Я.Н., Новгородов В.А., Петерсилье В.И. Оценка подсчетных параметров газовых и нефтяных залежей в карбонатном разрезе по геофизическим данным. – М., 1987.

УДК 550.832

В. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук,
Л. Маляр, асп., М. Мильниченко, канд. фіз.-мат. наук,
В. Андрущенко, пров. інж.

ЗАСТОСУВАННЯ НАНОТЕХНОЛОГІЙ В НАФТОГАЗОВОМУ КОМПЛЕКСІ. ОСНОВНІ ІДЕЇ ТА ПЕРСПЕКТИВНІ НАПРЯМКИ ДОСЛІДЖЕНЬ

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

Розглянуто особливості виникнення та розвитку нанотехнологій у різних галузях науки. Виділено основні напрямки та можливі перспективи їх застосування при розробці та експлуатації покладів вуглеводнів.

The features of origin and development of nanotechnology in the science are considered. The basic directions and possible prospects of their application for the research of hydrocarbons are defined.

Вступ. Під терміном "нанотехнологія" розуміють створення та використання матеріалів, пристроїв та систем, структура яких регулюється в нанометровому масштабі, тобто в діапазоні розмірів атомів, молекул та надмолекулярних утворень. Нанотехнологічний підхід означає цілеспрямоване регулювання властивостей об'єктів на молекулярному та надмолекулярному рівнях 1-100 нм, які визначають фундаментальні параметри фізичних об'єктів. Дослідження останніх років показали важливу роль наноструктур у різних галузях науки та техніки (зокрема, фізиці, хімії, матеріалознавстві, біології, медицині тощо). Майже у всіх промислово розвинених країнах були визначені національні пріоритети у галузі нанонауки та нанотехнологій [15].

Нанотехнологія увійшла до нафтогазової промисловості не так давно, але з кожним роком з'являється все більше публікацій, які присвячуються питанням застосування нанотехнологій у різних галузях нафтогазової промисловості. Питання, які обговорюються в статтях, на спеціалізованих семінарах та конференціях, часто присвячуються перспективам використання нанотехнологій для підвищення ефективності розвідки та розробки родовищ нафти та газу. В травні 2009 р у Хьюстоні відбулася конференція (Nanotech Conference & Expo), на якій 17 доповідей були пов'язані з проблемами нанотехнологій у нафтогазовій індустрії. В грудні 2009 р у Малайзії було проведено спеціалізований семінар (SPE Applied Technology Workshop) "Нанотехнології в нафтогазовій індустрії – еволюція чи революція?" (Nanotechnology in the Oil and Gas Industry – an Evolution or Revolution?) [16].

У галузі розробки родовищ та буріння відомі приклади використання нанотехнологій, наприклад, використання обладнання, виготовленого з наноматеріалів нового покоління [13]. Бурові долота, елементи обладнання промислів повинні протистояти величезним навантаженням, саме тому нафтова промисловість потребує міцних та довговічних матеріалів. Застосування матеріалів із заданою наноструктурою дозволяє робити більш легке, довговічне та міцне обладнання. Нанотехнологія може також допомагати в створенні нових методів вимірювання. Крихітні за розмірами датчики можна розмістити на будь-якому обладнанні, в тому числі і підземному. Таким чином, можна різко підвищити кількість та якість інформації про продуктивний пласт [13]. Найбільш відома галузь застосування нанотехнологій у нафтогазовій промисловості – це створення так званих "розумних" технологічних рідин, або рідин із запрограмованими можливостями. Вони знаходять застосування у таких процесах, як підвищення нафтовіддачі пласта та при бурінні свердловин [9, 13, 18]. До таких рідин відносять розчини полімерів, мікроемульсії. Розвивається також галузь промисловості, яка займається дослідженням та застосуванням "нанорідин" [9, 18]. Нанорідини – це технологічні розчини з добавкою невеликої

кількості нанофракції твердих частин для покращення тих або інших властивостей. Нанорідини можна створювати таким чином, щоб вони були сумісні з флюїдами та гірськими породами продуктивного пласта і в той самий час не несли загрози для оточуючого середовища. Деякі з них уже знаходять застосування і вже скоро дозволять розв'язувати ряд гострих проблем, які виникають при бурінні та експлуатації свердловин, а саме: зниження тертя труб об стінки свердловин, укріплення слабких піщаних пластів, зміна змочування гірських порід та боротьба із корозією [9, 18].

Що таке нанотехнологія? Багато джерел, у першу чергу англійські, пов'язують початок розвитку ідей нанотехнологій із відомим виступом Річарда Фейнмана "Там, внизу, багато місця" (англ. "There's plenty of room at the bottom"). Виступ відбувся 1959 р у Каліфорнійському технологічному інституті на щорічній зустрічі Американської фізичної спільноти. Річард Фейнман звернув увагу на те, що можливо механічно переміщувати одиничні атоми за допомогою маніпулятора відповідного розміру для створення більш складних структур із заданими властивостями. Цей маніпулятор він запропонував зробити таким чином. Необхідно побудувати механізм, який би створив свою копію, тільки на порядок меншу. Створений менший механізм повинен створити свою копію, знову на порядок меншу, і так до тих пір, поки розміри механізму не будуть відповідати розмірам порядку одного атома. При цьому необхідно робити зміну в пристрої даного механізму, оскільки сили гравітації, що діють у макросвіті, матимуть менший вплив, а ван-дер-ваальсові сили будуть все більше впливати на роботу механізму. Останній етап – отриманий механізм збере свою копію із окремих атомів. Вперше термін "нанотехнологія" був уведений японським ученим Норіо Танігучі в 1974 р. У 1980-х рр цей термін використовував Ерік Дрекслер у своїх книгах: "Машини створення: Ера нанотехнології" (English of Creation: The Coming Era of Nanotechnology) і "Nanosystems: Molecular Machinery, Manufacturing, and Computation". Центральне місце в його дослідженнях посіли математичні розрахунки, за допомогою яких можна було проаналізувати роботу пристрою розміром у декілька нанометрів.

Сучасна тенденція до мініатюризації показує, що матеріал може мати абсолютно інші властивості, якщо взяти дуже маленьку частину цього матеріалу. Частини розміром від 1 до 100 нм називаються наночастинами. Так, наприклад, наночастини деяких матеріалів мають дуже хороші каталітичні та адсорбційні властивості. Інші властивості показують дивовижні оптичні властивості, наприклад, ультратонкі плівки органічних матеріалів застосовуються для створення сонячних батарей. При введенні наночастин у рідини, змінюються деякі властивості останніх. Також можуть транспортувати молекули хімічних речовин у необхідне середовище,

що успішно застосовується в біології та медицині. До наночастинок відносять багато біологічних структур [12].

Нажаль, зараз не існує загальноприйнятої чіткої межі, за допомогою якої можна було б чітко відділити нанотехнологію від близьких дисциплін атомної та молекулярної науки. Королівська спільнота інженерів Великобританії дала таке визначення: "Нанонаука вивчає явища та перетворення, що відбуваються з матеріалами на атомному, молекулярному та макромолекулярному рівнях, коли їх властивості значно відрізняються від макроскопічних властивостей." "Нанотехнології – це проектування, створення та використання структур, можливостей та систем за допомогою управління формою та розмірами об'єктів на нанорівні (наномасштабі)". Але ці визначення не вказують на жодні специфічні методи або можливості. Справа в тому, що існують дві галузі нанотехнологій, які чітко відрізняються одна від одної. В більшості випадків термін "нанотехнологія" використовують для визначення "молекулярних нанотехнологій" (МНТ), основаних на силових механомолекулярних підходах. Механомолекулярний підхід полягає у використанні керівних зовнішніх силових дій за допомогою спеціальних пристроїв та систем – скануючих мікроскопів (скануючий тунельний мікроскоп (СТМ), атомний силовий мікроскоп (АСМ)).

СТМ застосовується для дослідження поверхні твердого тіла та базується на тунельному ефекті [4, 6]. Він дає можливість розрізняти деталі поверхні висотою в соті частки ангстрема і одиниці ангстрем – латерально. СТМ дозволяє отримувати багату інформацію про мікрорельєф поверхні, локальну роботу виходу електронів, спектр електронних станів з атомарною роздільною здатністю, розподіл потенціалів при проходженні струму через зразок, а також проводити збір кластерів речовини з окремих атомів та молекул. Дослідження проводяться на спеціальним чином підготовлених зразках, які являють собою провідні напilenі плівки чи відполіровані пластинки.

АСМ застосовується для дослідження поверхні твердого тіла та базується на реєстрації механічних сил взаємодії вістря (зонда) і зразка [4, 6], які складають порядку 10^{-8} – 10^{-9} Н. Ці сили не електричного походження, а виникають у результаті взаємодії Ван-дер-Ваальса між атомами, які знаходяться на відстані кількох ангстрем один від одного. АСМ дає можливість досліджувати морфологію як провідних, так і діелектричних поверхонь твердого тіла [6], і отримувати роздільну здатність порядку сотих часток ангстрема нормально до площини зразка та десятків нанометра латерально. А також досліджувати локальні сили тертя, величину адгезії, пружні та в'язкі властивості поверхні з субнанометровою роздільною здатністю. Необхідно відмітити можливість дослідження магнітної структури ферромагнітного матеріалу та поляризаційних властивостей діелектричних покриттів, для чого застосовують спеціальним чином виготовлені зонди [4, 6].

Друга галузь нанотехнологій – це супрамолекулярна хімія, основана на фундаментальному процесі самоорганізації, тобто самопобудова систем без грубих силових дій. При самоорганізації кінцева наноструктура речовини ніби-то запрограмована формою та властивостями, що утворюють структуру молекул. Таким чином, системи з необхідною наноструктурою можна сформулювати за рахунок дії на макроскопічні параметри системи, наприклад, змінюючи склад системи.

Необхідно зазначити, що фазові зміни наноклоїдів можуть обумовити значні зміни макроскопічних властивостей системи. Молекули, здатні до самоорганізації, існують у різних системах. У нафтах більшість самооргані-

зованих молекул входять до складу фракції асфальтенив, які виділяють за ознакою розчинності [14].

Діапазон задач, які можна розв'язувати на основі нанотехнології, визначається властивостями різних наноструктур. Розроблено методи, які дозволяють отримувати наночастини певного виду та надавати їм необхідних властивостей. Прикладом можуть бути різні наноструктури, складені атомами вуглецю. До них відносяться фулерени – новий тип молекулярної форми вуглецю, відкритий у 1985 р (Р. Смоллі, Г. Крото, Р. Керл) – сферичні структури з 60, 70 або більше атомів вуглецю, що представляють собою опуклі, замкнені багатогранники, складені з парного числа трикоординатних атомів вуглецю. За допомогою фулеренів можна зберігати та транспортувати інші хімічні речовини [11].

Одним з головних типів наноматеріалів є вуглецеві нанотрубки. Вони були відкриті в 1991 р у лабораторії компанії NEK (Японія) при розпиленні графіту в електричній дузі. При цьому за допомогою електронної мікроскопії було знайдено ниточки з діаметром у декілька нанометрів, а їх довжина складала від одного до декількох мікрон. Нанотрубки в 50-100 тис разів тонші за волосину людини. Вони складаються з одного або декількох шарів, кожен з яких представляє собою гексагональну сітку графіту. Кінці трубок закриті напівсферичними кришечками, складеними з шестикутників та п'ятикутників. За своєю міцністю нанотрубки переважають сталь у 100 разів, у них більша електропровідність та теплопровідність, ніж у металів. Нанотрубки є не тільки міцними, але і гнучкими, нагадуючи своєю поведінкою жорсткі гумові трубки. Нитка діаметром 1 мм, створена з нанотрубок, змогла б витримати вантаж у 20 тонн, що в декілька сотень мільярдів раз більше її власної маси. Нанотрубки – ідеальний матеріал для безпечного збереження газів. Малий розмір нанотрубок, їх висока міцність та гнучкість, можуть привести до створення "щупів" тунельного мікроскопа. Вуглецеві нанотрубки залежно від їхньої будови (або деформації) можуть мати властивості металів або напівпровідників [10].

Крім фулеренів та вуглецевих нанотрубок існує також такий наноматеріал, як графен – моношар атомів вуглецю, отриманий 2004 р у Манчестерському університеті. Графен можна використовувати як детектор молекул. Він характеризується значною рухливістю при кімнатній температурі, високою механічною жорсткістю та теплопровідністю. Висока рухливість носіїв заряду робить його перспективним матеріалом для використання у різних напрямках, наприклад, як майбутню основу наноелектроніки та можливої заміну кремнію в інтегральних мікросхемах [12].

Застосування нанотехнології для розв'язання проблем у нафтогазовій промисловості визначається можливістю створення наночастинок, здатних виконувати різноманітні функції, наприклад, впливати на властивості флюїдів у пластових умовах та передавати на поверхню інформацію про їх фізичні та механічні характеристики.

Нано-фрактальне моделювання нафтогазонасичених систем. Фрактальне та наноструктурне моделювання дозволяє визначити рівень самоорганізації та управляти розробкою родовищ, а в кінцевому результаті суттєво збільшити коефіцієнт вилучення нафти та газу.

Для контролю процесів можна використовувати фрактальне та наноструктурне моделювання нафтогазового пласта [2]. Нафтогазонасичені поклади, представлені порами та тріщинами, визначаються багатьма факторами, такими, як: хаотичний розподіл зерен породи, капілярні та тріщини по формі та розмірах. Пористі речовини ведуть себе як системи з фрактальною структурою. Характеристикою подібних речовин є пористість, яка зазвичай пов'яз-

зується з розмірами пор (до 0,1 нм), а також фрактальна розмірність, яка відповідає за стохастичний розподіл порових порожнин, капілярів та тріщин. Фрактальне представлення спрощує аналіз турбулентного руху рідини або газу, а також процес протікання, що важливо для розробки родовищ. У геологічному середовищі нанорозмірні компоненти та явища виступають як основні там, де важливо розрізняти властивості об'ємного та двовимірного (поверхня) стану речовини. Фрактальне та наноструктурне моделювання дозволяє визначити рівень самоорганізації та управляти розробкою родовища, а в кінцевому результаті суттєво збільшити коефіцієнт вилучення нафти та газу.

Останнім часом існують проблеми відкриття нових родовищ, і тому нафтовики та газовики повинні працювати зі складновидобувними запасами на вже розроблених родовищах. Саме в таких ситуаціях основною можливістю залишається реабілітація таких родовищ або окремих продуктивних зон. Це дасть змогу відновити природні енергетичні параметри флюїдонасичених систем, а також забезпечити рівномірне співвідношення вуглеводнів у тріщинах та поровій матриці. Такі флюїдодинамічні цикли на основі самоорганізації природних систем можуть значно збільшити об'єм вилучення покладів вуглеводнів [5].

Вивчення природно-техногенних систем (покладів нафти та газу) та управління розробкою родовищ необхідно проводити на основі флюїдодинамічного моніторингу, фрактального та нанорозмірного моделювання [3]. Фрактальні та наноструктурні характеристики використовують як діагностичні критерії, що визначають стан об'єктів розробки, а також необхідність та час реабілітації циклів.

Основні напрямки розвитку нафтогазових нанотехнологій. Публікації останніх років у галузі нанотехнологій нафтогазової індустрії можна розділити на дві групи. До першої групи відносяться публікації, які базуються лише на загальних уявленнях про можливості нанотехнологій, перспективи протягом майбутніх 20-30 років. Друга група публікацій є також прогностичною, але тут розглядають проекти, напрямки та ідеї більш близького майбутнього, які знаходяться на стадії лабораторних досліджень, розробки та експериментальних робіт.

Отже, на основі публікації 2000-2009 рр можна виділити такі основні напрямки досліджень у нафтогазовій галузі із застосуванням нанотехнологій:

1. Збільшення коефіцієнта вилучення нафти. Даний напрямок є дуже важливим у зв'язку з малим значенням забезпеченості світу запасами нафти – забезпеченість дорівнює 50 рокам. Але нафта необхідна не тільки як паливо, але як основа нафтохімії, і саме тому повної її заміни знайти неможливо.

2. Зниження обводнення нафти. Проблема обводнених родовищ – висока доля води у видобувних свердловинах, що є причиною їх зупинки. На багатьох родовищах частка води складає 90 %. Це означає, що в продукції видобувних свердловин у 5 разів більше води, ніж нафти.

3. Регулювання змочування порід.

4. Велику роль при видобутку нафти в найближчому майбутньому матимуть нанокolleктори (тобто колектори з розміром пор менше 100 нм) [7] і для їх розробки стануть необхідними технології, що будуть враховувати нанорозміри порового простору.

5. Розробка родовищ газогідратів. Утилізація та торгівля газом у газогідратному стані. Запаси газу в родовищах газогідратів також неможливо освоїти без регулювання властивостей газогідратів на іонному рівні. Застосування нанотехнологій дасть можливість продавати природний газ у газогідратному стані при експорті газу та можливість забезпечення газом окремих поселень.

6. Гідрофобні нанорідини та нанореагенти. Використання нанорозмірних частин для стабілізації гідрофобної емульсії дозволяє створити гідрофобну технологічну рідину з низьким вмістом вуглеводневого компонента – ефективний та економічний засіб зниження втрат нафти та газу при технологічних операціях у свердловинах. Стабілізація гідрофобних емульсій, що забезпечують необхідну щільність та зменшення проникності призабійної зони, досягається за рахунок добавки дисперсної твердої фази з розміром частин не більше 100 нм [7], що говорить про приналежність цих технологій до нанотехнологій.

7. Збільшення міцності заколонного цементу при закладці свердловини.

8. Вилучення метану із вугільних пластів. У надрах вугільних басейнів зосереджені значні ресурси метану. Тому вугільні басейни необхідно розглядати як метановугільні, що підлягають комплексному поетапному освоєнню з широкомасштабним видобутком метану (у тому числі для безпечного видобутку вугілля). У вугіллі мало пор діаметром 10-100 нм, а багато пор діаметром менше 10 нм. Саме тому вугілля є нанокolleктором природного газу, і боротьба з викидами природного газу та його видобуток мають орієнтуватися на роботу з нанорозмірними порами: закачка реагентів для змочування вугілля, якщо не враховувати нанорозмір пор при виборі хімреагентів, пройде тільки по тріщинах та відкритих порах. Можливо тому і відбуваються катастрофи на вугільних шахтах.

9. Екологічне покращення роботи всього нафтогазового комплексу.

Не дивлячись на невизначеність багатьох ідей застосування нанотехнологій у нафтогазовій галузі, великі нафтовидобувні геофізичні компанії (Marathon Oil Corp., Occidental Oil and Gas, Schlumberger, Shell) об'єднують зусилля з використання можливостей нанотехнологій для підвищення ефективності буріння, а також видобутку нафти та газу [1].

З опублікованих матеріалів статей, з тематики конференцій та семінарів, з періодичних видань у Інтернеті видно, що йде активне обговорення задач, які планують розв'язувати на основі нанотехнологій у галузі розвідки, видобутку, переробки, транспортування нафти та газу. Наприклад, консорціум Advanced Energy Consortium сформулював тематику для розробки проблем таким чином [8]:

- визначення фізичних, хімічних властивостей пластових флюїдів та порід за межами свердловин;
- отримання тривимірного розподілу флюїдів та порід;
- визначення напрямків руху рідин;
- оцінка розподілу вуглеводнів у колекторах, віддалених від свердловини;
- розробка наносенсорів та наноматеріалів для визначення дискретних властивостей колекторів, їхньої структури та для визначення характеру потоку.

У грудні 2009 р у Малайзії на семінарі було сформульовано такі проблеми [17]:

- боротьба з корозією в наземній та підземній апаратурі;
- діагностика, моніторинг та управління експлуатацією;
- застосування вуглеводневих нанотрубок для фільтрації води;
- збільшення нафто- та газовіддачі шляхом модифікації колекторів, модернізація нафтогазового комплексу.

Висновки. У наш час приклади розширеного практичного застосування нанотехнологій відносяться до таких галузей промисловості, як виготовлення електронних чіпів та нових матеріалів, фармакології та косметології, а також біомедицині. У нафтогазовій промисло-

вості нанотехнології поки що не отримали широкого застосування, за винятком процесів переробки нафти та газу. В нафтовидобутку та бурінні більше уваги лише нещодавно почали приділяти дослідженням та розробкам нових наноструктурованих "розумних рідин" для підвищення нафтовидобутку пластів та безпечного виконання бурових робіт. Проте все ще попереду.

Впродовж найближчого десятиліття комплекс геофізичних методів навряд чи поповниться методами, які б дозволяли вводити у пласт атомні нанороботи та наносенсори. Проте, застосування нанотехнологій у нафтогазовій галузі потребуватиме введення певних коректив у деякі класичні польові методи дослідження (електромагнітні та сейсмічні), а також в інтерпретацію результатів каротажу.

1. Аксельрод С.М. Нанотехнологи в нефтегазовой индустрии: Идеи, проекты, реализация // Каротажник. – Тверь, 2010. – № 4. – С. 131-144.
2. Запивалов Н.П., Иванов В.М., Смирнов Г.И. Фрактальное моделирование электропроводности нефтегазосодержащих коллекторов // Геология и геофизика. – М., 1998. – Т. 39. – № 3. – С. 406-409.
3. Запивалов Н.П., Попов И.П. Флюидодинамические модели залежей нефти и газа. – Новосибирск, 2003. – С. 198.
4. Мионов В.Л. Основы сканирующей зондовой микроскопии. – Нижний Новгород, 2004.
5. Муслимов Р.Х. Нанотехнологии в геологии и повышение эффективности освоения залежей с трудноизвлекаемыми запасами нефти //

- Нефтяное хозяйство. – М., 2009. – № 1. – С. 38-41. 6. Ткачев А.Г., Золотухин И.В. Аппаратура и методы синтеза твердотельных наноструктур / Под ред. Ю.И. Головин, С.П. Рудобашта. – М., 2007. 7. Хавкин А.Я. Нанотехнологии в добыче нефти / Под ред. член-корр. РАН Г.К. Сафаралиева. – М., 2008. – С. 171. 8. Хавкин А.Я. Нанотехнологические инновации в газовой промышленности // Газовый бизнес. – 2009. – С. 62-64. 9. Chaudhury M.K. Complex Fluids: Spread the Word about Nanofluids // Nature. – 2003. – 423 (10). – P. 131-132. 10. Fennimore A.M., Yuzvinsky T.D., Han W-Q., Fuhrer M.S., Cumings J., Zetti A. Rotational actuators based on carbon nanotubes // Nature. – 2003. – V. 424. – P. 408-410. 11. Mansoori G.Ali. Principles of Nanotechnology // World Scientific. – New Jersey, London, Singapore, 2006. – P. 341. 12. Mirkin C.A., Niemeyer C.M. Nanobiotechnology II, More Concepts and Applications. – Weinheim, 2004. 13. Mokhtab S., Fresky M.A., Islam M.R. Applications of Nanotechnology in Oil and Gas E&P // Journal of Petroleum Technology (JPT online) – 2006. 14. Mullins O.C. Relations Between the Molecular and Nanocolloidal Structure of Asphaltenes: Proceedings of 79th ACS Colloid and Surface Science Symposium. – Potsdam, NY, 2005. 15. Ratner M.A., Ratner D. Nanotechnology: A Gentle Introduction to the Next Big Idea. – New Jersey, 2002. 16. SPE Applied Technology Workshop. Nanotechnology in the Oil and Gas Industrial Evolution or Revolution? 6-10 Dec., Malasia, 2009. – http://www.aboutoilandgas.org/events/09alan/documents/09ALAN_Brochure3Nov.pdf. 17. SPE Applied Technology Workshop. Nanotechnology in the Oil and Gas Industry – an Evolution or Revolution? 6-10 Dec., Malasia, 2009. – http://www.aboutoilandgas.org/events/09alan/documents/09ALAN_Brochure3Nov.pdf. 18. Wasan D.T., Nikolov A.D. Spreading of Nanofluids on Solids // Nature. – 2003. – 423. – P. 156-159.

Надійшла до редколегії 04.10.10.

УДК 550.838:551

А. Баран, асп., В. Дроздецький, пров. геофізик,
Ю. Гейко, гол. геолог пошук. партії,
С. Кривдик, д-р геол.-мінералог. наук

ОЦІНКА ЕФЕКТИВНОСТІ ДЕТАЛЬНИХ НАЗЕМНИХ МАГНІТОРОЗВІДУВАЛЬНИХ РОБІТ НА ПРИКЛАДІ ГЛУМЧАНСЬКОЇ ДІЛЯНКИ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. М.А. Якимчуком)

Протягом останніх десятиліть у північній та північно-східній частинах Новоград-Волинського блоку II порядку виконано поаркушні наземні магнітометричні зйомки масштабу 1:25 000, аеромагнітні зйомки масштабу 1:10 000 та наземні магнітометричні зйомки масштабу 1:10 000-1:2 000 на окремих майданчиках. Аналіз результатів цих робіт, на прикладі геологічної будови однієї з найбільших детальних ділянок, показує, що при подальшій деталізації додатково виділяються невеликі за розміром, слабоінтенсивні магнітні аномалії, які характеризують численні магматичні тіла основного-ультраосновного, в тому числі лужного, складу та глибинні тектонічні зони неодноразової магматичної активізації. Прогнозується наявність на Новоград-Волинському блоці II порядку значно більшої кількості, ніж це відомо, магматичних тіл лужних ультрабазитів, з якими можуть бути пов'язані різні види корисних копалин.

During the last decades overland magnetic prospecting survey of the scale 1:25000, air-magnetic survey of the scale 1:10000 and overland magnetic prospecting survey of the scale 1:10000 – 1:2000 on separate grounds in northern and north-eastern parts of the Novograd-Volynsky block have been carried out. The analysis of results of these works, on the example of one geological structure of the most detailed areas, shows that intensive magnetic anomalies appear characterizing the numerous basic-ultrabasic and alkaline magmatic bodies and deep tectonic zones of the magmatic activation. Presence of alkaline ultrabasic magmatic bodies has been forecasted on the Novograd-Volynsky block. Different types of mineral deposits could be connected with these magmatic bodies.

Постановка проблеми. Нині в межах Волинського мегаблоку відомо декілька типових проявів магматизму лужного основного-ультраосновного складу. Вони розташовані в межах Городницької, Глумчанської, Болярської ділянок, а також ділянки Березова Гать. Аналіз фактичного матеріалу з геології, петрології, геохімії та мінералогії цих порід дозволяє виділити в межах північно-західної частини Українського щита лужно-ультраосновну формацію. Як відомо, з породами цієї формації, до складу якої входять також карбонатити, можуть бути пов'язані деякі корисні копалини, зокрема глиноземиста, апатитова, титанова, мідна, молібденова, флогопітова, флюоритова, рідкісно-земельна та інша сировина. А такі лужно-ультраосновні породи, як кімберліти або лампроїти, можуть бути корінними джерелами алмазів. Таким чином, виявлення нових тіл лужних ультрабазитів як імовірний наслідок аналізу супутніх геофізичних робіт і вивчення геологічної будови території, може мати практичне значення в процесі пошуків мінеральної сировини на Волинському мегаблоці Українського щита (УЩ). Крім того, враховуючи, що геофізичні роботи не завжди достатньо мірою використовуються в

комплексі геологічних робіт, доцільним є аналіз їхньої ефективності.

Огляд попередніх геофізичних досліджень. Планомірно геофізичними дослідженнями північно-східна частина Новоград-Волинського блоку II порядку Волинського мегаблоку УЩ вивчається з 50-х років минулого століття. До перших магнітометричних досліджень відноситься аеромагнітна зйомка масштабу 1:50 000 (1959 р.). За даними цієї роботи складено карту аномального магнітного поля з перетином 1 мЕ, виявлено загальні риси структури району та прилеглих площ. Також було відмічено, що слабо диференційоване поле вказує на кислий склад порід кристалічного фундаменту.

У 1961 р на основі раніше виконаних робіт складено зведену магнітометричну карту масштабу 1:200 000. У 1968-70 рр у деяких районах території проведено комплексні геофізичні дослідження методами гравірознавдя, магніторозвідки та електророзвідки. У результаті цих робіт складено поаркушні карти ізодинам та ізоом, а верхні кристалічного фундаменту масштабу 1:25 000, а

також карти районування кристалічних порід масштабу 1:50 000 за геофізичними даними.

У 1981-84 рр під час підготовки геохімічної та геофізичної основ для геологічної зйомки було проведено (В. Дроздецький та ін.) випереджувальні геофізичні дослідження, у тому числі наземну площову магніторозвідку масштабу 1:25 000 по окремих аркушах і профільні роботи. За їх результатами було складено карти комплексної інтерпритації геофізичних і геохімічних матеріалів масштабу 1:50 000 і 1:5 000, виокремлено прогнозні ділянки на виявлення рідкіснометалевої мінералізації.

У процесі проведення групової геологічної зйомки масштабу 1:50 000 (О. Глухов, 1985-89 рр), виконувались площові магніторозвідувальні роботи масштабу 1:10 000 на ділянках Підлубівській, Андріївській, Гутянській, Курчицькій, Чміль, а також профільні комплексні геофізичні дослідження масштабу 1:10 000 методами гравірознавдя, магніторозвідки та електророзвідки з метою геологічного картування, відтворення та деталізації локальних аномалій, виявлення та простеження зон сульфідної мінералізації, графітизації та підвищеної електричної провідності було проведено на всій території. За результатами площових і профільних робіт складено карти аномального магнітного поля, а також графіки масштабу 1:10 000-1:5 000. В. Дроздецьким було відмічено високу роздільну здатність магнітної зйомки масштабу 1:10 000 для картування різноманітних за складом порід та, особливо, дайок основного складу для даної території.

Сучасні геофізичні дослідження. Останніми роками група геологів ПДРГП "Північгеологія" під керівництвом головного геолога пошукової партії Ю. Гейко проводить пошукові роботи з метою знаходження корінних джерел алмазів на вказаній території. У виборі ділянок пошукових робіт використовувався комплекс критеріїв і ознак можливої наявності кімберлітових чи лампроїтових тіл (локальні гравімагнітні аномалії різної інтенсивності, петрохімічні й геохімічні критерії, наявність споріднених магматичних утворень, мінералогічні ознаки тощо). Ці роботи супроводжувались аеромагнітною зйомкою масштабу 1:10 000 та наземними детальними магнітометричними дослідженнями масштабу 1:10 000-1:5 000. На Глумчанській ділянці було виконано магніторозвідку масштабу 1:2 000. За результатами робіт складено карти аномального магнітного поля, виокремлено ряд магнітометричних аномалій різної інтенсивності, переважно "трубового" типу. Їх завірка бурінням на одній із найбільших детальних пошукових ділянок – Глумчанській – показала, що часто вони викликані дрібними тілами основного-ультраосновного складу з різним ступенем лужності та утворюють своєрідну Мало-глумчанську тектонічну зону неодноразової магматичної активізації та характеризуються своїми мінералогічними, петрографічними й геохімічними особливостями. Такий різновид цих порід, як олівінові меланефелініти, виявлено на даній території, як і всьому Волинському мегаблоці, вперше.

Геологічна будова північно-східної частини Новоград-Волинського блоку. Новоград-Волинський блок II порядку разом з Осницьким та Коростенським блоками того ж порядку є складовим елементом Волинського мегаблоку. На північному заході він межує з Осницьким блоком по Суцано-Пержанській міжблоковій зоні, на північному сході з Коростенським блоком по Красногірсько-Житомирській зоні мантийно-корових розломів. У гравітаційному полі ця зона прослідковується ланцюгом крупних мінімумів. Магнітне поле складне, сильно диференційоване, підвищене, видовжене по зоні [1].

Указаний блок складений переважно мігматитами та гранітами шереметівського комплексу палеопротерозою, серед яких спостерігаються останці гнейсової товщі городської світи тетерівської серії. Ці утворення прорвані інтрузіями гранітоїдів та габроїдів осницького та піроксенітів городницького комплексів. Крім того, у межах блоку проявлений різновіковий базальтоїдний магматизм, особливо його гіпабісальні фації у вигляді різноманітно орієнтованих дайкових полів і зон, встановлені малі інтрузії лужно-ультраосновних порід і сублужних діабазів, що, можливо, являють собою передкімберлітовий етап магматизму [1].

Породи осадового чохла, що утворюють верхній структурний поверх, майже повсюдно перекиваються утворення кристалічного фундаменту. За даними ГСЗ потужність земної кори в межах блоку становить 40-44 км. Блок вирізняється спокійним характером магнітного поля та слабоградієнтним – гравітаційного поля, що пояснюється однорідною будовою його кристалічної основи [1].

У межах північно-східної частини Новоград-Волинського блоку виділені такі найбільш крупні структурні елементи – Сарненсько-Варварівська тектонічна зона, Зубковицький та Сербівський блоки III порядку, Смільчинська та Покощівська зони дайок, а також Білокоровицький розлом, який проходить по осі Білокоровицької грабен-синкліналі й продовжується далі на південний захід [1].

Сарненсько-Варварівська зона є регіональною тектонічною зоною, що перетинає весь Новоград-Волинський блок II порядку та продовжується у межах Осницького блоку того ж порядку (рис. 1). Ширина її 7-10 км, азимут простягання північно-західний близько 290-300°. Поблизу її північно-східного флангу розташована Березниківсько-Глумчанська тектонічна зона, яка починається від Покощівської зони дайок і простягається далі на північний схід. Найбільш чітко в її межах виокремлюються Мало-глумчанська і Березниківська тектонічні зони. Остання простежується ланцюжком дрібних і середніх магматичних тіл – зміненими піроксенітами, слюдяними перидотитами та амфіболітами, вісь її майже перпендикулярно перетинає Покощівську зону.

Покощівська зона дайок є північно-східним флангом Сарненсько-Варварівської зони та простягається від Красногірсько-Житомирської міжблокової зони до Суцано-Пержанської, тобто перетинає весь Новоград-Волинський блок. Ширина її коливається від 1200 м у центральній частині до 3500 м на північно-західній околиці Барашівського масиву. Вона фіксується серією паралельних та субпаралельних дайок діабазів, що успадковують розривні порушення, та які в магнітному полі простежуються за серією лінійно видовжених позитивних магнітних аномалій інтенсивністю від 100 до 1700 нТл. [1]

Геологічна будова Глумчанської ділянки. Знаходиться вона на Зубковицькому блоці III порядку, на околицях сіл Велика та Мала Глумча Житомирської області, приблизно в 25 км на північний схід від Городницької та у 8,5 км на північний схід від Березниківських інтрузій. Більша її частина розташована в межах Березниківсько-Глумчанської тектонічної зони, яка на півночі ділянки перетинається досить потужною тектонічною зоною північно-західного простягання. Розмір ділянки 4x5 км, простягання північно-східне. В її межах було виконано детальну площову магнітометричну зйомку з мережею спостережень 20x10 м. За результатами цих робіт складено карту аномального магнітного поля і локальної складової магнітного поля (Ros.=50 м) масштабу 1:2 000, виконано моделювання аномалієутворювальних об'єктів та пробурено ряд похилих і вертикальних колонкових свердловин та свердловин КГК.

У межах ділянки, на більшій її частині, магнітне поле згладжене, понижене (рис. 2). Подекуди воно порушується рядом локальних позитивних магнітних аномалій різної інтенсивності. Серед них виділено клас слабо інтенсивних (15-20 нТл) аномалій, кільцевих та вузьких лінійних. На півночі ділянки магнітне поле більш збурене, диференційоване. Найбільш інтенсивною на території ділянки є локальна позитивна магнітна аномалія інтенсивністю 100-200 нТл, що розташована в південній частині ділянки. Викликана вона дайкоподібною (?) інтрузією амфіболізованих піроксенітів, які являють со-

бою зеленувато-темно-сірі, крупно-середньозернисті та крупнозернисті, масивні породи, що складаються, в середньому, із піроксену 5-17 %, амфіболу 52-55 %, біотиту 8-18 %, серпентину 5 %, тальку 12-20 %. Серед піроксенітів трапляються гнізда та прожилкоподібні утворення світло-сірих, крупно-гігантозернистих пегматитів. Ця порода складена прямокутними та неправильної форми виділеннями плагіоклазу 80-85 % і крупнолузкатим біотитом 15-20 %. Контакти зі вмщувальними породами різкі, чіткі, звивисті. Потужність жил пегматитів не перевищує 10-30 см.

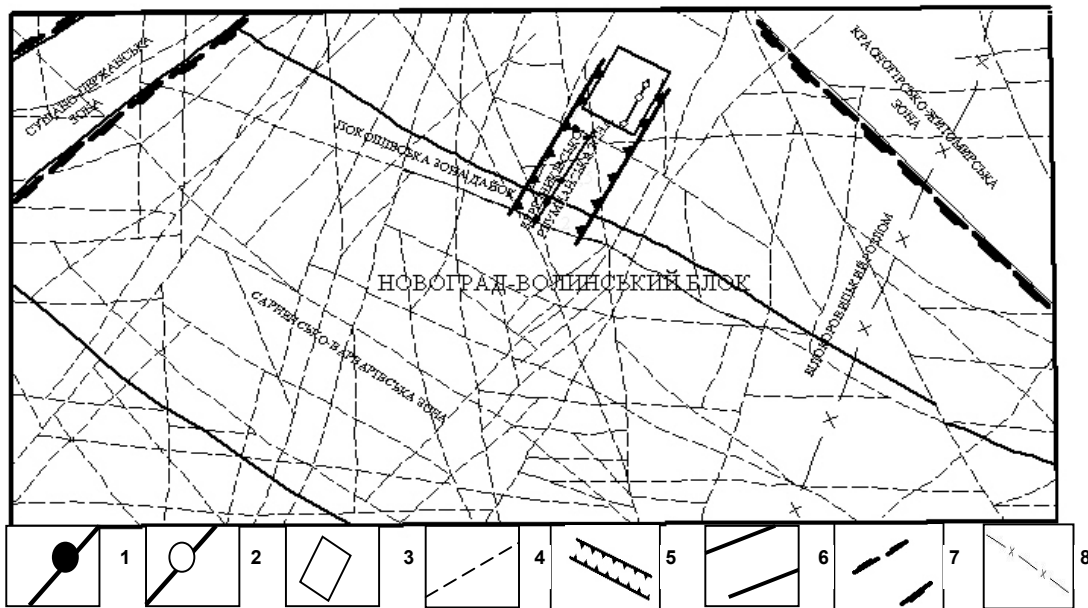


Рис. 1. Тектонічна схема північно-східної частини Новоград-Волинського блоку II порядку:

- 1 – Березниківська тектонічна зона; 2 – Малоглумчанська тектонічна зона; 3 – контур Глумчанської ділянки;
- 4 – розломи імовірні; 5 – Березниківсько-Глумчанська тектонічна зона; 6 – контур Сарненсько-Варварівської зони;
- 7 – міжблокові Суццано-Пержанська і Красногірсько-Житомирська тектонічні зони навколо Новоград-Волинського блоку;
- 8 – Білоторовицький розлом

У геологічній будові ділянки беруть участь докембрійські ультраметаморфічні, інтрузивні та кайнозойські осадові породи. Плагіомігматити та граніти шереметівського комплексу створюють фонове магнітне поле по всій її площі та є вмщувальними для вивержених порід більш молодих комплексів. Деякі позитивні магнітні аномалії викликані саме цими кислими, але зміненими, породами. Їх підвищена магнітна сприйнятливості викликана, найбільш імовірно, тонко розпошеним піритом або магнетитом. Основні зміни полягають у катаклазі, мікроклінізації, хлоритизації біотиту. Структура таких порід реліктова гранітова, політектонітова (поєднання тектонобластової з катакластичною), тектонокластова. Ті самі зміни спостерігаються у вмщувальних породах навколо інтрузій, з додатковою епідотизацією.

В осадовому чохлі ділянки виявлено ореоли мінералів-супутників алмазів. Серед них переважають піропи, з ними асоціюють хромдіюксид і омфацит. Кількість піропів, у середньому, 50-100 знаків на 20 л породи, вони представлені зернами крупністю до 0,5 мм. Колір більшості зерен рожевий.

На даному етапі вивченості у межах ділянки за магнітометричними й геологічними даними можна виокремити декілька тектонічних зон нижчих порядків, які проявляються ланцюжками магматичних порід (рис. 2), кожен з яких характеризується своїми структурними, петрографічними й мінералогічними особливостями.

У геофізичних полях у східній частині ділянки досить чітко, на відносно рівному фоні, проявлена переважно

лінійно-видовженими аномаліями одна з найкрупніших для даної ділянки **Малоглумчанська тектонічна зона (№ 1)** північно-східного простягання, яка емпірично (завірена бурінням) простежена тільки у межах Глумчанської ділянки і проявлена дайками олівінових меланефелінітів (які Ю. Гейко не без підстав розглядає як лужні пікріти), мельтейгітів і кварцових порфірів, дрібними інтрузіями якупірангіт-мельтейгітів, а також катаклазитами по вмщувальних породах. Простягається вона від с. Мала Глумча на північний схід. Ширина зони у південній частині ділянки близько 350 м, на своєму північно-східному завершенні (у межах ділянки) вона розширюється до 850 м.

Лінійно видовжені позитивні магнітні аномалії у межах зони з інтенсивністю 10-50 нТл обумовлені дайкоподібними, з роздувами, тілами кварцових порфірів, що складаються з практично нерозкриталізованої основної маси та вкраплень кварцу і польових шпатів (10-20 %). Можливо, ці утворення є реліктами вулканічних апаратів тріщинного типу. Імовірна максимальна потужність дайок у південній частині зони 2,3-5,0 м місцями до 10,0 м, на півночі розташоване більш потужне тіло. Кварцові порфіри, які один з авторів (С. Кривдик, 2004) розглядав як граніт-порфіри, належать до лужнопольовошпатових безплагіоклазових різновидів та збагачені такими рідкісними металами, як Nb, Sn, Zr, TR. Крім того, у них діагностовано флюорит і колумбіт [3]. Вони характеризуються магнітною сприйнятливостію $500-1000 \times 10^5$ од. СІ.

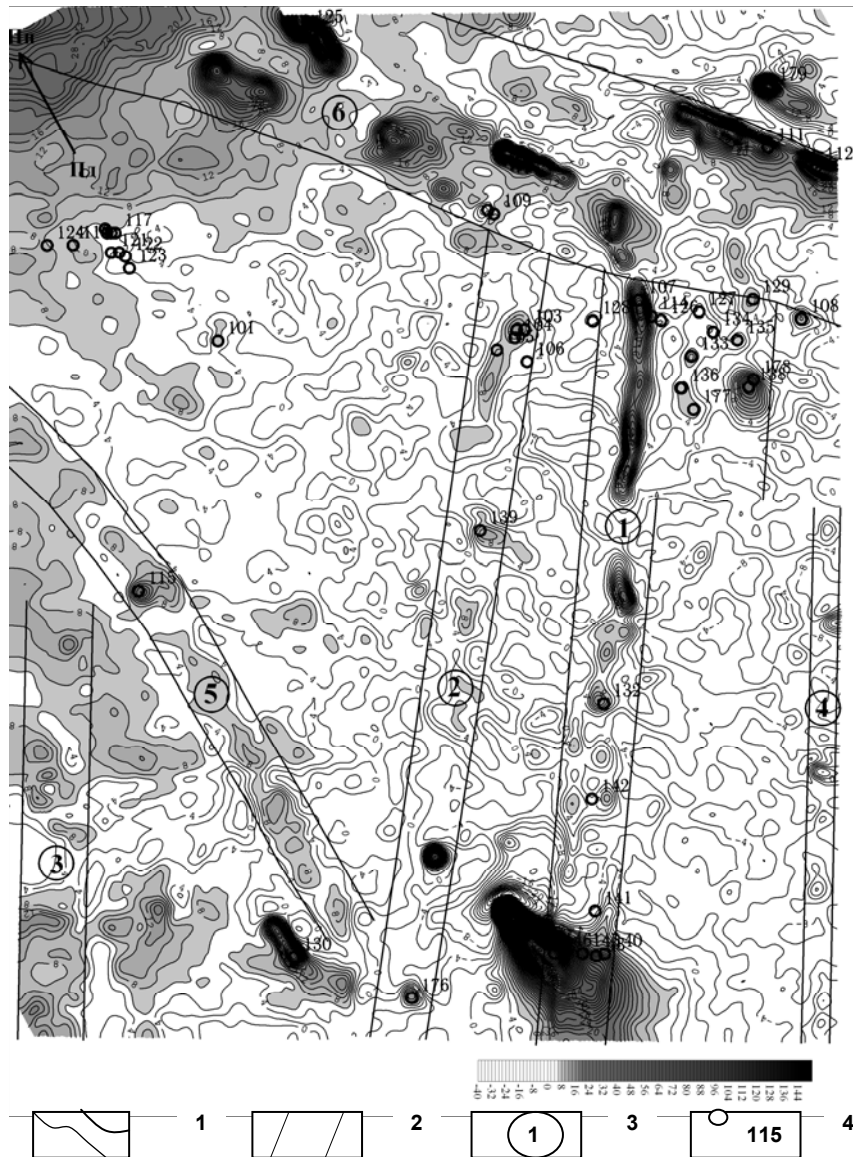


Рис. 2. Геолого-структурна схема Глумчанської ділянки, побудована на основі магнітного поля:

1 – ізолінії з перетином 4 нТл; 2 – виділені тектонічні зони; 3 – номери тектонічних зон; 4 – свердловини та їх номери

Похилими свердловинами в межах південної частини зони № 1 встановлено п'ять-шість зближених дайок олівінового меланефелініту (лужного пікриту?) й порфіроподібного мельтейгіту та їх тонкі апофізи, які, можливо, можна розглядати як три-чотири дайки, що іноді розщеплюються на ряд тонких тіл. Серія дайок простежена на відстань близько 1 км. Вони мають невелику істинну потужність до 1,4 м (переважно 0,1-0,6 м) і падіння (65-75°) у захід-північно-західному напрямі та являють собою ряд тонких, зближених, різних за потужністю тіл. Відстань між крайніми тілами становить 30-48 м, а в плані 38-59 м. Сумарна потужність дайок становить 1,4-2,7 м. Судячи з деяких добре збережених при бурінні контактів жил (дайок) меланефелінітів, які проривають мельтейгіти, можна вважати, що меланефелініти є більш пізньою фазою виверження ультрабазитів. Вміщувальними для них породами є біотитові плагіограніти і плагіомігатити нижнього протерозою та біотит-польовошпатові породи, можливо, метаморфозовані діорити, що розташовані поряд зі штоком піроксеніту. Дайки супроводжуються ореолом фенітизації навколишніх порід. Ця серія дайок лужно-ультраосновних порід через невисоку магнітну сприйнятливість (близько 50×10^5 од.СІ) і невелику потужність не проявляється в

магнітному полі даного масштабу і знаходиться в магнітній "тіні" кварцових порфірів. Простягання цих дайок, як і дайок кварцових порфірів, що просторово з ними асоціюють, північно-східне – азимут близько 32-34°.

У північній частині тектонічна зона розширюється, де у магнітному полі проявляються кілька ланцюжків дрібних, слабоінтенсивних (8-12 нТл), позитивних магнітних аномалій та розташована поряд з ними крупніша (50×40 м), дещо "розмита", плямоподібна, позитивна (24 нТл) аномалія (св. 138, 178). Під час її завірки колонковим бурінням були виявлені кори вивітрювання мігматитів з поодинокими жовнами пірит-кварцового складу, жилоподібне, потужністю 0,5 м, тіло біотит-роговообманкового лампрофіру нормального ряду та змінні мігматити і граніти шерметівського комплексу. Серед інших аномалій цієї частини найвиразніше виділяється ланцюжок слабоінтенсивних аномалій протяжністю близько 600 м, шириною до 100-120 м. Завіркою бурінням найбільш інтенсивних із них, зокрема, були виявлені: штокоподібне тіло якупірангітів (св. 127), безкоренева інтрузія потужністю по вертикалі свердловини 18,5 м мельтейгітів (св. 133), а також видовжене дрібне штокверкоподібне тіло змінених олівінових меланефелінітів (лужних пікритів?) (св. 136), де вони були розкриті в інтервалах 33,0-33,1 м, 44,8-45,5 м, 59,0-61,5 м.

Над найбільш крупним із них штокоподібним тілом якупірангітів залягає досить потужна (12,3 м) глиниста кора вивітрювання.

Вміщувальні породи найбільше катаклазовані саме у межах Малоглумчанської тектонічної зони, часто в екзоконтах вивержених порід. Катаклазити мають катакластичну, реліктову гранітову, політектонітову (поєднання тектонобластової з катакластичною) структуру. Складаються з плагіоклазу, кварцу, часто хлоритизованого біотиту, мікрокліну, а також таких вторинних мінералів, як епідот, карбонат, серицит; акцесорні мінерали – апатит, циркон, рудні мінерали. Іноді вміщувальні породи мілонізовані.

Тектонічна зона № 2 субпаралельна до першої, у магнітному полі проявлена ланцюжком трьох-чотирьох дрібних (до 170 м) ізометричних позитивних аномалій, а в своїй північно-східній частині – видовженою аномалією, яка відображає дайку кварцових порфірів, частина якої, ймовірно, пізніше була зміщена по розлому. Ширина зони 280 м, простежена довжина у межах ділянки – 4000 м. Дві завірені бурінням (св. 139, 176) ізометричні аномалії (інтенсивністю 12-20 нТл) викликані безкореневими тілами горнблендитів із потужністю по вертикалі свердловини 2,4 і 8,2 м, які, ймовірно, являють собою сильно змінені, передусім амфіболізовані піроксеніти (перидоти?). Зважаючи на мінеральний склад цих порід та особливості їх розташування, можна припустити, що ця зона є фрагментом (продовженням) Березниківської тектонічної зони. На карті аномального магнітного поля масштабу 1:50 000 зона слабо прослідковується далі на північ до околиць Кишиньського масиву.

Тектонічна зона № 3 також північно-східного простягання. Її ширина до 360 м, видима у межах ділянки довжина – близько 2000 м. У магнітному полі простежується ланцюжком напівзональних, слабоінтенсивних, ізометричних аномалій, де зовнішня, більш магнітна, зона може бути обумовлена підвищенням вмістом магнітних мінералів. Аномалії, нажаль, залишились не завіреними бурінням. Характерно, що на південно-західному продовженні цієї зони розташоване скарно-подібне тіло з таким мінеральним складом (%): піроксен 35, плагіоклаз 22, епідот 18, гранат 15, кварц 10 [1]. Подібні породи були виявлені в приконтактових частинах Новогригорівського прояву пікритів (Кіровоградський мегаблок). Втім, мінеральний склад останніх дещо відрізняється, вони складені кварцом, гранатом, карбонатом, скаполітом, моноклінним піроксеном, титанітом, пренітом [4, с. 116].

Зона № 4 проявлена ланцюжком дрібних (до 120 м) дипольних аномалій, які, більш імовірно, через високу градієнтність і різку зміну знаку мають техногенну природу. Втім, її чітко субпаралельне положення до попередніх зон дозволяє пояснювати її походження також природними, передусім магматичними, процесами. Ширина зони 160 м, прослідкована довжина 2600 м.

Тектонічна зона № 5 розташована у західній частині ділянки, її простягання меридіональне. Ширина 250 м, довжина близько 3000 м. Простежується дещо підвищенням рівнем магнітного поля. В її центральній частині під час завірки найбільш контрастної аномалії було виявлено інтрузивне тіло габро (с. 115). Порода сильно змінена (амфіболізована і частково біотитизована, плагіоклаз сосюртитизований). Структура: алотріоморфнозерниста, з елементами пойкилобластової, середньозерниста з розміром зерен від 1 до 5 мм. Мінеральний склад (%): рогова обманка до 79, плагіоклаз до 35, хлоритизований біотит до 25, кварц 1, апатит, циркон, сфен, епідот, пелітоморфний рудний мінерал, серицит. У великій кількості наявні прошарки пегматитів

потужністю від 5 до 50 см, крупно- до гігантозернистих, кварцвісних, з рідкісними міароловими порожнинами, виповненими переважно друзами піриту. Вміст порожнин не більше 0,5 % від об'єму пегматитів.

Тектонічна зона № 6 має північно-західне простягання, перетинає північну частину Глумчанської ділянки, де магнітне поле найбільш збурене, диференційоване. Ця тектонічна зона, можливо, є більш молодшою, ніж Березниківсько-Глумчанська. Незважаючи на значну кількість контрастних магнітних аномалій у її складі, суттєвих за потужністю магматичних утворень у її межах виявлено не було.

Таким чином, переважаючим напрямком найбільш чітко проявлених тектонічних зон у межах ділянки є північно-східний. На основі проведених бурових робіт слід відзначити ту особливість, що переважно тільки цей напрям трасується магматичними утвореннями, і ці породи мають різний речовинний склад. На теперішньому етапі досліджень можна констатувати, що в межах Березниківсько-Глумчанської тектонічної зони виокремлюються не тільки Березниківський та Малоглумчанський глибинні розломи, але й іще, хочайменше, один або два інші.

Петрографічна характеристика основних ультраосновних порід Глумчанської ділянки. *Олівінові меланефелініти тектонічної зони № 1 (Малоглумчанської)*, що виповнюють дайки, мають гіпабісальну природу, сильно перетворені вторинними процесами – переважно інтенсивно амфіболізовані і з первинних мінералів у них залишився тільки клінопіроксен. Мають чіткі контакти з вміщувальними породами, в ендоконтах часто містять їх ксеноліти розміром до 0,5-1,5 см.

Порода має добре виражену первинну порфірову структуру, в цілому складається з більш ранніх порівняно крупних порфірових виділень темноколірних мінералів і цементуючої тонко-дрібнозернистої основної маси, а також дрібних міаролоподібних виповнень. Вкрапленики розподілені нерівномірно, їх вміст коливається від 20 до 60 %.

Виділяються два типи псевдоморфоз по первинних вкраплениках: 1) більш крупні (переважно 1,5-2, іноді до 3 мм) та короткопризматичні вкрапленики, найбільш імовірно, олівіну (20 %, іноді до 30 %), заміщені майже мономінеральним променистим агрегатом безбарвного амфіболу типу тремоліту або кумінгтоніту, іноді з домішкою рудного мінералу; 2) дрібніші, нерідко видовжено-таблитчасті до стовпчастих, вкрапленики клінопіроксену, заміщені дрібнозернистим агрегатом флогопіту та амфіболу в різних кількісних співвідношеннях. Подекуди клінопіроксен вкраплеників збережений.

Основна цементуюча маса складається з моноклінного тремолітоподібного (напівлужного?) амфіболу, флогопіту, сфену, напевно, перетвореного фельдшпатоїда, альбіту, іноді містить піроксен. Крім того, в ній є дрібні міаролоподібні ділянки, що виповнені альбітом (можливо, з домішкою цеолітів), в який включені лужний амфібол і (або) епідот, іноді клінопіроксен, де він набуває характеру друзоподібних агрегатів. У деяких випадках міаролоподібні виповнення складені переважно калішплатом (типу ортоклазу або санідину оптично гомогенних, без двійників) і альбітом. Іноді вдається встановити, що скупчення альбіту з амфіболом являють собою сильно перетворені (фенітизовані) мікроксеноліти навколишніх гранітоїдів.

В основній масі, швидше за все, був присутній нефелін у кількості до 20 %. На його місці утворились серицит-цеолітоподібні або серицит-польовошпатові псевдоморфози. Нефелін частіше ксеноморфний відносно темноколірних мінералів.

Більш ранні дайкові *мельтейгіти* цієї тектонічної зони подібні до описаних меланефелінітів, але більш розкристалізовані, порфіроподібні, з середньо-дрібнозернистою основною масою. Крім ксеноморфного нефеліну, який заміщений серицитом, шпреуштейном і альбітом, присутні ідіоморфні його виділення. Свіжим нефелін не зберігся, вміст його складав до 20 %.

Якупірангіти штокоподібного тіла (св. 127) також суттєво амфіболізовані, але загалом подібні до порід Горнодницького прояву. Ці породи темно-сірого з зеленуватим відтінком кольору, середньозернисті, масивні, складаються з амфіболів (70-83 %), клінопіроксену (7-20 %?), альбіту (до 10 %), епідоту, вторинних по нефеліну.

Під мікроскопом виявляється порфіроподібна структура. Структурний малюнок породи формується найбільш крупними зернами амфіболів, розміром від 1,5 до 6 мм по довгій осі, які є поодинокими або утворюють скупчення з декількох зерен. Амфібол у цих зернах зональний, у центрі буруватий, бурувато-зелений, по краях – сублужний або лужний синьо-зелений. Між крупними виділеннями зонального амфіболу розташована альбіт-амфіболова (напівлужна або лужна) основна маса з домішкою епідоту та карбонату. Місцями в основній, переважно альбітовій, масі присутні вторинні продукти, ймовірно, по нефеліну.

Зрідка спостерігається клінопіроксен типу діопсид-саліту, включений у рогову обманку або заміщений нею по периферії. Порівняно часто в амфіболі спостерігаються включення ідіоморфних псевдоморфоз по олівіну(?), складених дрібнозернистим агрегатом кольорового або світло-забарвленого амфіболу типу тремоліту або магнетікумingtonіту (такі псевдоморфози характерні для вкраплеників у дайках). У цих псевдоморфозах відмічаються дрібні включення хромшпінелі або магнетиту.

Альбіт криптокристалічний, зрідка здвійникований, частіше мозаїчно-блокований.

Синьо-зелений лужний амфібол основної маси утворює найчастіше зірчасті та в'ялоподібні агрегати з розпушеними голчастими обмеженнями. Розмір зерен не перевищує 1-1,5 мм.

Мельтейгіт безкореневої інтрузії, розкритий свердловиною 133, – амфіболізований, близький до породи зі штокоподібного тіла, розкритого св. 127. Має виражену порфірову структуру, що зумовлена наявністю вкраплеників (до 40 %) амфіболу та піроксену, розміром 3-6 мм, розміщених у дрібнозернистій основній масі, складеній призмочками амфіболу, альбітом, карбонатом та іншими вторинними мінералами.

Мінеральний склад: амфібол вкраплеників 30 %, піроксен 5 %, альбіт до 20 %, основна маса 55 %. Місцями порода істотно піроксенова. У ній був, напевно, нефелін (~20 %), заміщений альбітом, слюдкою та цеолітоподібним агрегатом. Присутні рідкісні псевдоморфози амфіболу по олівіну, а також дрібні міаролоподібні ділянки, виповнені альбітом. У цих ділянках спостерігаються включення лужного амфіболу та, зрідка, зелено-го піроксену істотно егіринового складу, іноді в них відмічається епідот. Первинний піроксен цієї породи представлений діопсидом (майже безбарвний у шліфі, іноді зональний). Крупніший амфібол поза міаролоподібними ділянками – коричнево-зелений або зелений, часто зональний, тоді як у міаролах – зеленувато-синій.

Змінні меланефелініти (пикрити?) штокверкоподібного (дайкоподібного?) тіла (св. 136) зелено-сірого, світло-сірувато-зеленого кольору, мають брекчієподібну текстуру – містять різновеликі катаклазовані ксеноліти вміщувальних порід, що мають, як правило, кутасту, рідше овалоподібну форму. Структура породи порфірова. Вкрапленики складають 15-40 % об'єму породи,

розміром до 3-4 мм. Контакти з навколишніми породами чіткі, але інколи мають складну морфологію. Контакткові зміни проявляються з різною інтенсивністю залежно від просторового положення лінії контакту. Проявляються вони тим чіткіше, чим більше відхилення лінії контакту від вертикалі. Екзоконтактові зміни макроскопічно виражаються в розвитку зон вилугування, епідотизації, карбонатизації. Ендоконтакт являє собою практично нерозкристалізовану масу світло-зеленувато-сірого кольору. Потужність зони ендоконтакту до 1,5-2 см.

Мікροструктура меланефелініту? реліктова порфірова, структура основної маси – реліктова вітрофірова. Мінеральний склад: порфірові вкрапленики – тремолітові псевдоморфози по олівіну та, рідше, псевдоморфози по піроксенах, іноді зберігаються релікти піроксену; основна маса – девітрофіковане скло. Містить міароли, що часто виповнені альбітом і амфіболом.

Ксеноліти гранітоїдів фенітизовані, перетворені на альбітиту. В альбітиті відмічається дрібний сублужний амфібол (голчасті кристали), сфен, епідот, хлорит.

Ці породи подібні до описаних вище олівінових меланефелінітів Глумчанської ділянки.

Горнблендиту у св. 139 тектонічної зони № 2 біотитизовані, дрібнозернисті, масивні, брудно-сіро-зеленого кольору, з алотріоморфнозернистою мікροструктурою, в незначній кількості містять ксеноліти навколишніх порід. Мінеральний склад: магнезіальна рогова обманка до 85-98 %, біотит (флогопіт?) до 15 %.

Порода переважно складає різноорієнтованими призматичними зернами майже безбарвної рогової обманки розміром від 1 до 5 мм по довгій осі. Призми неправильної форми, тріщинуваті, заповнені місцями рудним мінералом або дуже тонкими голчастими включеннями. Амфібол відноситься, скоріше за все, до магнезіального різновиду рогової обманки, оскільки $cNg=30^0$, $a < 2V \sim 90^0$.

Рогова обманка заміщується біотитом з плеохроїзмом від червонувато-коричневого до світло-солом'яного кольору. Останній заміщується хлоритом, у зв'язку з чим його забарвлення неоднорідне: обезбарвлюється або зеленішає. Заміщення хлоритом супроводжується виділенням рутилу у вигляді сагенітових зростків.

У верхній частині інтервалу частково зберігся клінопіроксен, присутній серпентин. Судячи з мінерального складу, порода, в цілому, являє собою, ймовірно, сильно змінений перидотит або піроксеніт.

У св. 176 горнблендиту темно-зеленувато-сірого кольору з порфіробластичною структурою. Розмір порфіробластів рогової обманки коливається у межах 2-10 мм, розмір зерен основної маси – 0,1-0,3 мм. Мінеральний склад: порфіробластова біотитизована рогова обманка, кумінгтоніт – 40-73 %, основна маса – 27-60 %. Основна маса складається (у %) з рогової обманки – 80, плагіоклазу+кварцу – 7-17, криптокристалічного серициту по плагіоклазу – до 11, піриту – 1, епідоту, хлориту – 1, апатиту. Порода подекуди містить ксеноліти навколишніх порід.

Структурний малюнок породи – на фоні дрібнозернистої роговообманкової маси з міжзерновими виділеннями криптокристалічного карбонату, тальку, піритових, кварцових та плагіоклазових зерен спостерігаються короткопризматичні бочкоподібні зерна зеленої рогової обманки розміром до 2 мм та крупні, більше 1 см, порфіробласти бурувато-зеленої рогової обманки неправильної форми. Вони інтенсивно кородовані основною масою та заміщуються різноорієнтованими лусками біотиту.

Рогова обманка порфіробластів – неправильні, з рваними краями, зерна, які в крайових частинах добувані мозаїкою зеленої рогової обманки основної ма-

си. У торцювих частинах добудовуються облямівкою з лусочок біотиту. У центральній частині зерен рогова обманка також заміщується лусками біотиту. Біотит, що заміщує рогову обманку, характеризується різким плеохроїзмом від темного червонувато-коричневого до світлого солом'яно-коричневого кольору.

Рогова обманка основної маси плеохроює від зеленого до світло-зеленого кольору. Розмір зерен не перевищує 0,3 мм, форма короткопризматична. Складається загально враження, що цей амфібол заміщує порфіробласти, асоціюючи з сульфідами, епідотом та плагіоклазом.

Плагіоклаз полісинтетично здвійникований, кут симетричного згасання в зоні [010] дорівнює 20-22°. Займає інтерстиційну позицію серед зерен амфіболу, по-іклітово включаючи їх. Криптокристалічний серицит утворює псевдоморфози по плагіоклазах.

Виділення кварцу асоціюють з плагіоклазом, приурочені до основної маси, характеризуються хвилястим згасанням і пов'язані з накладеними процесами.

Апатит у вигляді ксеноморфних зерен приурочений до ділянок з плагіоклазом та кварцом.

Основна маса може бути продуктом рекристалізації та гранулобластезу по зонках дислокації, яка розвивалася в умовах епідот-амфіболітової фації метаморфізму.

Таким чином, у результаті детального вивчення геологічної будови Глумчанської ділянки та аналізу різномасштабних магнітометричних робіт, виконаних на всій території досліджень (північна та північно-східна частини Новоград-Волинського блоку), можна зробити такі висновки.

1) На Новоград-Волинському блоці присутні малопотужні дайки лужно-ультраосновних порід (олівінових меланефелінітів і мельтейгітів), які розташовуються у магнітній тінні кварцових порфірів і не проявляються у магнітному полі навіть при густоті спостережень 20x10 м. Визначено петрографічну характеристику цих порід. Їх наявність можлива поблизу інших дайок кварцових порфірів північно-східного простягання та, можливо, поблизу дайок діабазів. Оскільки лужні ультрабази все ж таки мають підвищену магнітну сприйнятливості (50-70x10⁻⁵ од.СІ), то їх виділення у магнітному полі можливе за допомогою профілів із кроком спостережень у перші метри.

2) За допомогою детальної наземної магнітометричної зйомки масштабу 1:2 000 підтверджено наявність глибинної Березниківсько-Глумчанської тектонічної зони неодноразової магматичної активізації, яка проявляється дрібними та середніми тілами основного-ультраосновного складу з різним ступенем лужності, дайками кварцових порфірів і зонами катаклазу вміщувальних порід. Характерною особливістю цієї зони є те, що більш крупні й відповідно більше проявлені у магнітному полі магматити нормальної та підвищеної лужності проявляються переважно на картах масштабу 1:10 000, дрібні тіла лужних ультрабазитів – при наземній зйомці масштабу 1:2 000. На півночі Глумчанської ділянки ця зона перетинається іншою тектонічною зоною, яка має північно-західне простягання.

3) Повне ооконтурення Березниківсько-Глумчанської зони можливе за допомогою наземних магнітометричних зйомок масштабу 1:5 000 чи 1:2 000, оскільки поодинокі магматити цієї зони, що проявляються також у магнітному полі більш дрібних масштабів (Березниківський розлом), проявляються в таких полях досить епізодично і не завжди утворюють чіткі просторові закономірності, але й тоді вони мало помітні.

4) Встановлено, що лужно-ультраосновний магматизм на Новоград-Волинському блоці II порядку проявлений не поодинокими тілами, а ланцюжками інтрузій та

роями дайок у єдиній тектонічній зоні. Тому цілком логічно припустити, що наявність подібних глибинних тектонічних зон, які трасуються численними тілами магматитів із різним ступенем лужності, можна очікувати в місцях прояву інших відомих поодиноких лужно-ультраосновних магматитів, якими є Городницька інтрузія, Болярська дайка, та поблизу фенітів ділянки Березова Гать, тим більше, що детальні магнітометричні роботи навколо цих аномалій не проводились достатньо широко, а також у інших тектонічних зонах північно-східного простягання, передусім із наявними дайками кварцових порфірів. Таким чином стає очевидним, що в Новоград-Волинському блоці може бути виявлено значно більше інтрузій лужно-ультраосновних порід, ніж відомо.

5) За оцінкою авторів публікації [3], глибина зародження вихідних магм виявлених лужно-ультраосновних порід становить близько 140 км. Можна припустити, що корені Березниківсько-Глумчанської тектонічної зони, яка трасується цими породами, є найглибшими посеред інших відомих на теперішній час у подібних структурах Новоград-Волинського та сусідніх блоків II порядку. Враховуючи велику глибину зародження магми та незначну площу структури, встановлену на теперішній час, цілком логічно припустити, що емпірично проявлена Березниківсько-Глумчанська тектонічна зона та її південно-західне і північно-східне продовження (за межами більш молодих зон, що її перетинають) можуть бути перспективними на виявлення інших тіл лужно-ультраосновних порід, у тому числі кімберлітів (та лампроїтів). Важко уявити, що структура такого глибокого закладення може мати лише такі відносно невеликі прояви на поверхні фундаменту, як це відомо на теперішній час [1].

6) Можна припустити, що подібна насиченість дрібними й середніми (до 500 м) тілами магматитів, які трасують найглибші тектонічні зони й проявляються тільки в детальних магнітних полях, а також наявність "затієних" дайок лужних ультрабазитів, може бути характерною і для інших частин УЩ. Принаймні в подібних за геологічною будовою до північно-східної частини Новоград-Волинського блоку II порядку, передусім у відношенні розповсюдження дайкових полів діабазів. Такими можуть бути, в першу чергу, області поширення дайок діабазів Кіровоградського й, частково, Приазовського мегаблоків УЩ.

7) Навіть за наявності дрібних дайок олівінових меланефелінітів і мельтейгітів, що не проявились у магнітному полі масштабу 1:2 000, у черговий раз підтверджено високу ефективність і роздільну здатність крупномасштабних магнітометричних зйомок, коли подальша деталізація магнітометричного вивчення незначних чи більших територій допомагає виявляти численні нові дрібні інтрузії та дайки порід, передусім основного-ультраосновного складу, виявляти нові тектонічні зони й, відповідно, структурно-тектонічні закономірності регіону і, як наслідок, розширювати уявлення про геологічну будову регіону та покращувати прогнозування імовірних корисних копалин. Важливим проміжковим етапом є аеромагнітна зйомка масштабу 1:10 000.

8) Що стосується невеликого розміру вже виявлених і очікуваних лужних ультрабазитів та їх імовірної практичної значимості, можна навести приклад Китайської алмазозносною провінції, де в полях Шандун і Ляонін уже не один рік розробляються окремі сильно еродовані тіла кімберлітів, довгі осі яких складають 70-240 м, короткі – 20-60 м [5]. Разом із тим, досліджені інтрузивні тіла лужно-ультраосновних та основних порід північно-західної частини УЩ є мало еродованими [3], що може свідчити про збереженість від значної ерозії можливих у цьому регіоні кімберлітових або лампроїтових трубок.

Подяки. Автори дякують кандидату геол.-мінералог. наук Г. Павлову за вагому допомогу в петрографічних дослідженнях порід та надані консультації, а також В. Мариніній за кваліфіковану допомогу в підготовці електронних графічних матеріалів, які були використані у даній роботі.

1. Баран А.М., Гейко Ю.В., Павлов Г.Г. Геологічна будова Березніківських інтрузій слюдяних перидотитів // Геохімія та рудоутворення. – 2008. – № 26. – С. 68-78. 2. Гейко Ю.В., Гурський Д.С., Лыков Л.И. и др.

Перспективы коренной алмазоносности Украины. – Киев-Львов, 2006. 3. Кривдик С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитобразования // Мінералогічний журнал. – Т. 26, № 1. – 2004. – С. 58-69. 4. Стеценко М.Е., Стеценко Н.С. Ультрабазиты Украинского щита: массивы и проявления / Отв.ред. Колесник Ю.Н. – К., 1992. 5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М., 1998.

Надійшла до редколегії 02.06.09

УДК 624.131:551.3

О. Корбутяк, асп.

МІНЛИВІСТЬ ПИТОМОГО ЕЛЕКТРИЧНОГО ОПОРУ ҐРУНТУ ПІД ВПЛИВОМ ВЛАСТИВОСТЕЙ ҐРУНТУ ЗА НАПРЯМКОМ ДІЛЯНКИ КМ 152-155 МАГІСТРАЛЬНОГО ГАЗОПРОВОДУ "КРЕМЕНЧУК-АНАНЬІВ-БОГОРОДЧАНИ"

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, ст. наук спіер. В.М. Шуманом)

Проаналізовано результати статистичної обробки мінливості питомого електричного опору й показників властивостей ґрунту. Встановлено зворотну залежність між питомим електричним опором ґрунту та деякими показниками його властивостей. Було зроблено висновок про те, що, незважаючи на той факт, що існує зв'язок між показниками властивостей ґрунту, які мають вплив на розвиток корозійних процесів, виникає необхідність проведення більш детального аналізу взаємозв'язків між ними.

The results of statistical processing of soil specific electrical resistance variability and parameters of soil properties have been analysed. Reverse dependence between specific soil electrical resistance and some factors of its properties are set. Conclusion about interrelation between the indexes of soil properties has been made. They have an influence on development of corrosive processes. There is a necessity of realization of more detailed analysis of interrelations between them.

Постановка проблеми. Газотранспортна система України є другою за величиною в Європі (після газотранспортної системи Російської Федерації) і однією з найбільших у світі, тісно пов'язана з системами сусідніх європейських країн та інтегрована в загальноєвропейську газову мережу. Загальна протяжність газотранспортної системи складає 37,6 тис км. Майже весь обсяг поставок російського газу на експорт, а це близько 85 %, здійснюється через територію України [1, 4].

Для газової промисловості України проблема захисту від корозії магістральних газопроводів є досить актуальною, оскільки їх руйнування пов'язане з порушенням забезпечення споживачів газом, втратою транспортних продуктів, завданням великих матеріальних збитків та екологічної шкоди довкіллю, а враховуючи специфіку галузі, може стати також причиною пожеж, вибухів, виходу з ладу та пошкодження коштовного обладнання, травмування та загибелі людей [1].

Вивчення умов експлуатації трубопроводів та аналіз існуючих способів підвищення їхньої довговічності в умовах впливу ґрунтової корозії показує, що, незважаючи на застосування різних заходів, кількість аварійних ситуацій на підприємствах цієї галузі України через корозію щорічно 10,150 км (27 %) від їх загальної кількості. Виникнення серйозних аварій на газопроводах може призвести до надзвичайних ситуацій з людськими жертвами, спричинити екологічну та економічну дестабілізацію цілих регіонів країни. Вихід з ладу транзитної мережі газопроводів може призвести до великих економічних збитків [4, 5]. Слід зазначити, що більшість трубопроводів, які інтенсивно використовуються, експлуатуються із зовнішньою ізоляцією та системами електрохімічного захисту. Часті розриви трубопроводів вимагають пошуку нових технічних рішень, спрямованих на забезпечення їх безпечної експлуатації, підвищення довговічності й стабільності функціонування. Тому проблема забезпечення безпечної експлуатації та підвищення довговічності трубопроводів, безсумнівно, залишається актуальною й своєчасною [4, 6].

Метою даної статті є аналіз результатів статистичної обробки окремих властивостей ґрунту по відношенню до його питомого електричного опору та встанов-

лення характеру зв'язків для виявлення природи процесу ґрунтової корозії.

Основний матеріал. За допомогою пакетів статистичних програм SPSS та Statgraphics Plus було оброблено дані результатів таких вимірювань властивостей ґрунту: вологості ґрунту (W), показника рН, концентрації іонів SO_4^{2-} та Cl^- , показника питомого електричного опору ґрунту та дані планової прив'язки магістрального газопроводу.

Вихідна матриця даних містить інформацію про показники властивостей ґрунту по 38 шурфах. Для кожного шурфу було визначено 6 змінних: концентрацію іонів SO_4^{2-} , Cl^- , концентрацію рН іонів водню, вологість ґрунту (W), показник питомого електричного опору ґрунту, планову прив'язку магістрального газопроводу. Ці основні компоненти характеризують стан ґрунтового середовища. Аналіз їх сукупності, характеру зв'язків має встановити природу процесів ґрунтової корозії.

На початку було проаналізовано інженерно-геологічний розріз ділянки і дані питомого електричного опору ґрунту вздовж траси газопроводу. Після чого було виділено 3 ділянки залежно від мінливості питомого електричного опору ґрунту та зміни інженерно-геологічних елементів вздовж траси газопроводу.

Для оцінки мінливості питомого електричного опору по плановій прив'язці було введено фіктивну величину для порівняння змін і коливаний значень питомого електричного опору ґрунту вздовж траси газопроводу. Оскільки ділянку досліджень було розділено на 3 частини, для кожної з них було встановлено фіктивну величину: для першої ділянки – -1, для другої ділянки – 0 і для третьої ділянки – 1 відповідно. Після цього було проведено регресійний аналіз даних питомого електричного опору залежно від планової прив'язки.

У результаті було виявлено, що графік залишків не підпорядковується нормальному розподілу і має вигляд синусоїди. Перевірка систематичних зв'язків (тест Дарбіна-Ватсона) між залишками сусідніх випадків вказує на наявність автокореляції (коефіцієнт тесту Дарбіна-Ватсона $d = 1,09$) та залежності на рівні 59 %.

Важливим моментом є аналіз залишків, тобто відхилень спостережуваних даних від теоретично очікуваних. Залишки повинні з'являтися випадково (не систематич-

но) і підкоряться нормальному розподілу. Аналіз графіку залишків та ряду даних питомого електричного опору ґрунту дає можливість провести відбракування даних, які не належать до генеральної сукупності, оскільки містять грубу похибку [2, 3].

Отже, відбракування даних та повторний регресійний аналіз з перевіркою на наявність систематичних зв'язків між залишками виявив, що змінні відповідають єдиному ряду значень. Встановлено, що коефіцієнт тесту Дарбіна-Ватсона $d = 2,71$ вказує на відсутність серіальної кореляції (автокореляції) та на існування

залежності на рівні 99,80 %, що свідчить про міцний зв'язок між зміною питомого електричного опору ґрунту та зміною інженерно-геологічних елементів.

Для оцінки сили зв'язку між питомим електричним опором і окремими показниками властивостей ґрунту був проведений частковий кореляційний аналіз. Через те, що кореляційний аналіз за Пірсоном показав, що значення рН, СІ та вологість ґрунту (W) знаходяться на одному рівні, також було проведено кореляційний аналіз за Спірменом та Кендалом, результати якого наведено в табл. 1.

Таблиця 1

Результати кореляційного аналізу

Показники	Коефіцієнти кореляції			Кількість значень
	за Пірсоном	за Спірменом	за Кендалом	
SO ₄ ²⁻	-0,659	-0,711	-0,531	36
СІ	-0,542	-0,461	-0,340	36
рН	-0,524	-0,548	-0,402	36
W	-0,523	-0,519	-0,378	36

Аналіз отриманих даних (табл. 1), дозволив встановити:

1. Всі значення кореляційних коефіцієнтів від'ємні, що свідчить про те, що зі збільшенням однієї змінної відбувається зменшення показника питомого електричного опору ґрунту.

2. Кореляційний аналіз показників за Пірсоном не дає можливості чітко виявити міцність зв'язків між питомим електричним опором ґрунту та показниками рН, СІ і вологістю ґрунту (W). Всі ці значення знаходяться на одному рівні і мають майже однаковий рівень сили зв'язку з питомим електричним опором ґрунту.

3. Як свідчать значення коефіцієнтів кореляції (див. табл. 1), показник SO₄²⁻ має найбільший зв'язок з питомим електричним опором ґрунту і цим самим має найбільш значний вплив на мінливість питомого електричного опору ґрунту. Кожен з видів кореляційного аналізу показав, що існує зв'язок на середньому рівні (-0,711) за Спірменом та на слабкому рівні (-0,531) за Кендалом і (-0,659) за Пірсоном.

4. Другий показник СІ при різних кореляціях має різні коефіцієнти кореляції і, головним чином, має достатньо слабкий рівень зв'язку окрім кореляції за Пірсоном (-0,542).

5. Для показника рН коефіцієнти кореляції складають від (-0,402) до (-0,548) і, як вирішальний показник, не має визначального впливу.

6. Сила зв'язку для показника вологості ґрунту (W) за різними кореляційними аналізами знаходиться в ме-

жах від (-0,378) до (-0,523) і вказує на слабкий та дуже слабкий рівень зв'язку.

Висновки. Аналіз результатів статистичної обробки мінливості питомого електричного опору ґрунту та показників властивостей ґрунту (вологості ґрунту (W), показника рН, концентрації іонів SO₄²⁻ та СІ) виявив, що існує обернена залежність, яка свідчить про те, що зі збільшенням одного з показників властивостей ґрунту відбувається зменшення показника питомого електричного опору ґрунту і навпаки. Було встановлено, що існує тісний зв'язок між вологістю ґрунту (W), показником рН, концентрацією іонів SO₄²⁻ та СІ, які мають суттєвий вплив на розвиток корозійних процесів у ґрунтового середовищі, що, в свою чергу, потребує детального аналізу взаємозв'язків між вологістю ґрунту (W), показником рН, концентрацією іонів SO₄²⁻ та СІ та ґрунтовою корозією газопроводів.

1. Беккер М.В. Обеспечение надёжной работы газотранспортной системы ДК «Укратрансгаз» // Сб. докладов научно-практич. семинара. – К., 2007. – С. 16-18. 2. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. – М., 1977. 3. Жуков М.Н. Статистичний аналіз геологічних даних. – К., 1995. 4. Корнеєнко С.В., Корбутяк О.М. Вплив ґрунтового середовища на утворення корозії на магістральних газопроводах, на прикладі ділянки 152-155 км МГ «Кременчук-Ананьїв-Богородчани» // Вісн. Харків. ун-ту. Геологія, географія, екологія. – 2008. 5. Корнеєнко С.В., Корбутяк О.М. Ресурси підземного геологічного простору України. // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2008. – Вип. 44. – С. 35-37. 6. Технічна експлуатація систем захисту від підземної корозії магістральних газопроводів // Рогозюк В.В., Гужов Ю.П., Кузьменко Ю.О. та ін. – К., 2000. – С. 3-5.

Надійшла до редколегії 02.06.09

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 519.233.32

М. Жуков, д-р геол. наук, проф., А. Тішасва, асп.

ОЦІНКА ІНФОРМАТИВНОСТІ СПЕКТРАЛЬНИХ ДІАПАЗОНІВ ПРИ РОЗВ'ЯЗАННІ ЗАДАЧІ ОЦІНКИ ПІДТОПЛЕННЯ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ

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

Запропоновано новий підхід для оцінки інформативності даних при розв'язанні задач діагностики стану підтоплення території. Метод базується на використанні міри відміни статистичних розподілів, яка виходить із оцінок імовірностей помилок класифікації 1-го та 2-го роду. Підхід має перспективу як засіб попередньої фільтрації матеріалів для задачі автоматизованого розпізнавання стану підтоплення території.

In article is suggested new approach for estimation of informativeness of remote sensing data. Method bases on detecting differences between statistical distributions. Approach can be used as pre-processing filtration method in solving pattern recognition problems.

Різні класи поверхонь характеризуються різною відбиваючою здатністю залежно від довжини хвилі. Дистанційне зондування, як правило, проводиться у кількох спектральних діапазонах, що дозволяє дослідити спектральну яскравість різних поверхонь залежно від дов-

жини хвилі. Потім за тим чи іншим критерієм класифікації приймається рішення щодо класової належності ділянки поверхні. На рис. 1 показано поведінку основних типів відбиваючих поверхонь [4].

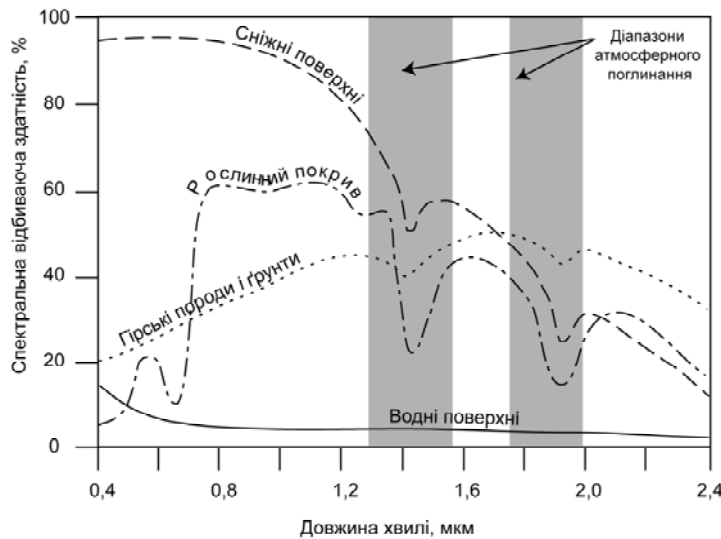


Рис. 1. Спектральна відбиваюча здатність основних класів природних об'єктів

Постановка задачі. Космічний знімок є матрицею, кожний елемент якої (піксель, у подальшому – об'єкт) характеризується вектором ознак $\mathbf{G}_{ij} = \{G_1, G_2, \dots, G_m\}_{ij}$. Компонентами вектора \mathbf{G} є значення інтенсивності відбитої або випроміненої енергії, зареєстрованої в m спектральних каналах. Кількість m компонент цього вектора визначається кількістю дискретних каналів, у яких проводиться зйомка; i, j – умовні координати пікселя на знімку.

Під інформативністю спектрального каналу розуміють кількісну характеристику здатності диференціювати належність вектора \mathbf{G}_{ij} до класу "підтоплення" за його станом. У даній роботі запропоновано таку характеристику, дано її теоретичне обґрунтування та описано результати апробації.

Методи. Для розв'язання поставленої задачі запропоновано новий підхід, оснований на використанні міри відміни статистичних розподілів, яка виходить із оцінок імовірностей помилок класифікації 1-го та 2-го роду. Автори вважають переконливою перевагу цього підходу над застосуванням відомих критеріїв сполучності ознак типу χ^2 [3] чи порівняння їх розподілів, наприклад, критерію Смірнова, або коефіцієнтів рангової кореляції Кендала чи Спірмена [1] з огляду на прозорість та природність зазначеного вище змісту запропонованої характеристики інформативності.

Автори вважають найбільш прийнятним для розв'язання самої задачі класифікації Бейєсівський критерій класифікації у його непараметричній формі [2]. Виходячи з цього, показником інформативності ознаки G спектрального каналу може бути ймовірність належності об'єкту за значеннями даної ознаки згідно з оптимальним критерієм класифікації до того класу еталонів, до якого він в дійсності і належить.

Характеристика інформативності статистичної ознаки.

Інформативність ознаки [2] G відносно класу Q_j об'єктів при альтернативі класів $Q_1, Q_2, \dots, Q_{j-1}, Q_{j+1}, \dots, Q_{T-1}, Q_T$ має зміст імовірності вірного розв'язку при класифікації на 2 апріорно рівноймовірні класи: Q_j – не Q_j :

$$I_j(G) = 0,5(P_{jj} + P_{r(j),r(j)}), \quad (1)$$

де P_{jj} – імовірність правильної класифікації об'єкта з класу Q_j за ознакою G з тією умовою, що вживається оптимальний критерій класифікації Бейєса –

$$P_{jj} + \int_{w(j)} p_j(x) dx + g \int_{v(j)} p_j(x) dx. \quad (2)$$

Надалі будемо називати P_{jj} характерністю ознаки G відносно класу Q_j . У попередній формулі: $w(j)$ – область тих значень x , для котрих:

$$p_j(x) > \max\{p_1(x), p_2(x), \dots, p_{j-1}(x), p_{j+1}(x), \dots, p_{T-1}(x), p_T(x)\};$$

$p_j(x)$ – щільність розподілу ознаки G у класі Q_j ;

$v(j)$ – область тих значень x , для котрих:

$$p_j(x) = \max\{p_1(x), p_2(x), \dots, p_{j-1}(x), p_{j+1}(x), \dots, p_{T-1}(x), p_T(x)\}.$$

Якщо $v(j) = \emptyset$ (пуста множина), то $g = 0$; якщо $v(j) \neq \emptyset$, то $g = 1/s$, де s – кількість тих класів з $Q_1, Q_2, \dots, Q_{j-1}, Q_{j+1}, \dots, Q_{T-1}, Q_T$, у котрих щільність розподілу ознаки G збігається з $p_j(x)$.

$P_{r(j),r(j)}$ – імовірність невіднесення об'єкта до класу Q_j , коли він в дійсності до нього не належить. У припущенні, що класи, які складають цю альтернативу, апріорі однаково ймовірні,

$$I_j(G) = 0,5 \left(\frac{TP_{jj}}{T-1} + 1 - \frac{1}{T-1} \sum_{k=1}^T P_{kj} \right). \quad (3)$$

У наведеній формулі: T – кількість класів; P_{kj} – імовірність віднесення об'єкта до класу Q_j , коли він апріорі належить до класу Q_k :

$$P_{kj} = \int_{w(j)} p_k(x) dx + g \int_{v(j)} p_k(x) dx. \quad (4)$$

Щільність розподілу ознаки обчислюється у вигляді:

$$p_k(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_k} \exp \left[-\frac{(x - m_k)^2}{2\sigma_k^2} \right], \quad (5)$$

де m_k, σ_k – математичне сподівання та середній квадратичний відхил ознаки G у класі Q_k .

Допоміжними характеристиками для оцінки інформативності використовуються середня характерність за

кожною ознакою та середнє значення найбільшої імовірності віднесення не у свій клас.

Характерність P_{jj} ознаки G щодо заданого класу Q_j – це імовірність віднесення об'єкта з цього класу за її визначенням у власний клас, якщо альтернативними слугують усі інші класи. Характерність ознаки відносно всіх інших класів – це мінімальне зі значень P_{jj} ($j = 1, 2, \dots, T$):

$$P_0(G) = \min\{P_{11}, P_{22}, \dots, P_{TT}\}. \quad (6)$$

Відповідно, середня характерність ознаки відносно класів Q_1, Q_2, \dots, Q_T запишеться:

$$P_{0sr}(G) = \sum_{j=1}^T P_{jj} / T. \quad (7)$$

Чим більшою є характерність, тим вищі діагностичні можливості ознаки. Відмітні ознаки (тобто характерні для всіх класів одночасно) з цієї точки зору мають найбільшу цінність. Відмітною вважається ознака G , для якої $P_0(G) > U$ (U – рівень, що задається). Зазвичай, $U = 0,9$. Зниження рівня U послаблює вимоги інформаційної системи при відборі відмітних ознак.

Середнє значення найбільшої імовірності віднесення об'єкта не у свій клас:

$$P_v(G) = \sum_{j=1}^T P_{jv} / T, \quad (8)$$

де $P_{jv} = \max(P_{j1}, P_{j2}, P_{jj-1}, P_{jj+1}, \dots, P_{jT})$ – найбільша ймовірність помилкового віднесення об'єкта Q_j не у свій клас.

Практична апробація. Для оцінки ефективності запропонованого методу використано знімок, зроблений 21 серпня 2000 р спектро радіометром "ETM+" зі супутника "Landsat-7". Як ознаки було використано знімки, зроблені на різних спектральних каналах – nn10 (0.45-0.52 мкм), nn20 (0.52-0.60 мкм), nn30 (0.63-0.69 мкм), nn40 (0.76-0.9 мкм), nn50 (1.55-1.75 мкм), nn70 (2.08-2.35 мкм), nn61 (10.4-12.5 мкм), nn62 (10.4-12.5 мкм).

На космоснімку було виділено еталонну область, у межах якої незалежними методами проведено тематичне районування на 8 класів: 1) "сівозміна-1 не підтоплена"; 2) "сівозміна-2 не підтоплена"; 3) "сівозміна-1 підтоплена"; 4) "сівозміна-2 підтоплена"; 5) "урбанізмвана територія"; 6) "не задернована підтоплена поверхня"; 7) "не задернована суха поверхня"; 8) "відкрита водна поверхня". Термінами "сівозміна-1" і "сівозміна-2" позначені два класи відбиваючих поверхонь, котрі фізично представлені сільськогосподарськими угіддями, засадженими зерновими та незерновими культурами відповідно.

По кожному із спектральних каналів знімку оцінки параметрів розподілів ознаки G виконувалися на основі моделі композиції локальних розподілів [2]. Результати визначення інформативності $I_j(G)$ та характерності каналів P_{jj} показано в табл. 1.

Таблиця 1

Інформативність спектральних каналів відносно заданих класів

	Підтоплені незадерновані	Відкриті водні поверхні	Сівозміна1 суха	Сівозміна 1 мокра	Сівозміна 2 суха	Сівозміна 2 мокра	Сухі незадерновані	Сума ймовірностей									
									Підтоплені незадерновані	Відкриті водні поверхні	Сівозміна1 суха	Сівозміна 1 мокра	Сівозміна 2 суха	Сівозміна 2 мокра	Сухі незадерновані	Сума ймовірностей	
nn10									nn20								
	1	2	3	4	5	6	7	Σр		1	2	3	4	5	6	7	Σр
1	0	0.01	0.5	0.01	0.08	0.24	0.17	1	1	0.04	0	0.06	0.5	0.19	0.21	0	1
2	0	0.59	0	0.05	0.28	0.09	0	1	2	0.04	0.64	0	0.07	0.26	0	0	1
3	0	0	0.55	0	0.02	0.29	0.14	1	3	0	0	0.63	0.04	0	0.29	0.05	1
4	0	0.06	0.23	0.06	0.28	0.38	0	1	4	0.09	0	0.03	0.51	0.11	0.26	0	1
5	0	0.42	0.03	0.06	0.3	0.2	0	1	5	0.07	0.03	0	0.06	0.85	0	0	1
6	0	0.05	0.27	0.03	0.3	0.35	0	1	6	0	0	0.28	0.36	0	0.36	0	1
7	0	0	0.2	0	0	0	0.8	1	7	0	0	0.13	0	0	0	0.87	1
$P_{0sr} = 0.38$ $P_v = 0.34$									$P_{0sr} = 0.56$ $P_v = 0.27$								
nn30									nn40								
	1	2	3	4	5	6	7	Σр		1	2	3	4	5	6	7	Σр
1	0.27	0	0.03	0.34	0.32	0.04	0	1	1	0.37	0	0	0.19	0.44	0	0	1
2	0	0.96	0	0	0	0.04	0	1	2	0	1	0	0	0	0	0	1
3	0	0	0.94	0.05	0	0	0.01	1	3	0.01	0	0.47	0.39	0	0	0.13	1
4	0.26	0	0.06	0.49	0.16	0.04	0	1	4	0.1	0	0.34	0.52	0	0	0.03	1
5	0.17	0	0	0.01	0.54	0.28	0	1	5	0.03	0	0	0	0.97	0	0	1
6	0.01	0.01	0	0	0.23	0.75	0	1	6	0	0	0	0	0	1	0	1
7	0	0	0.1	0	0	0	0.9	1	7	0	0	0.13	0.02	0	0	0.85	1
$P_{0sr} = 0.70$ $P_v = 0.19$									$P_{0sr} = 0.74$ $P_v = 0.19$								
nn50									nn70								
	1	2	3	4	5	6	7	Σр		1	2	3	4	5	6	7	Σр
1	0.64	0	0.02	0.15	0.06	0.13	0	1	1	0.7	0	0	0.19	0.01	0.1	0	1
2	0	1	0	0	0	0	0	1	2	0	1	0	0	0	0	0	1
3	0	0	0.9	0	0	0	0.1	1	3	0	0	0.85	0	0.1	0	0.06	1
4	0	0	0	0.69	0.25	0.07	0	1	4	0.19	0	0	0.77	0.04	0	0	1
5	0	0	0	0.1	0.74	0.16	0	1	5	0	0	0.08	0.02	0.9	0	0	1
6	0	0	0	0	0.12	0.88	0	1	6	0	0	0	0	0	1	0	1
7	0	0	0	0.1	0	0	0.9	1	7	0	0	0.23	0	0	0	0.77	1
$P_{0sr} = 0.82$ $P_v = 0.13$									$P_{0sr} = 0.86$ $P_v = 0.11$								

Закінчення табл. 1

	nn61								nn62								
	1	2	3	4	5	6	7	Σр	1	2	3	4	5	6	7	Σр	
Підтоплені незадерновані	0.2	0	0	0.33	0.2	0.07	0.2	1	1	0.3	0	0.11	0.38	0.02	0	0.18	1
Відкриті водні поверхні	0	0.68	0	0	0	0.32	0	1	2	0	0.74	0	0	0	0.26	0	1
Сівозміна 1 суха	0.2	0	0.04	0.2	0.4	0	0.16	1	3	0.31	0	0.05	0.05	0.35	0	0.24	1
Сівозміна 1 мокра	0.2	0	0.06	0.4	0	0.2	0.14	1	4	0.23	0	0	0.57	0	0.12	0.08	1
Сівозміна 2 суха	0.16	0	0.11	0.04	0.6	0	0.09	1	5	0.1	0	0.11	0	0.65	0	0.13	1
Сівозміна 2 мокра	0	0.4	0	0.2	0	0.4	0	1	6	0	0.37	0	0.03	0	0.6	0	1
Сухі незадерновані	0.2	0	0	0.2	0.4	0	0.2	1	7	0.2	0	0.17	0.17	0.23	0	0.23	1
Сума ймовірностей	$P_{0sr} = 0.36 \quad P_V = 0.32$								$P_{0sr} = 0.45 \quad P_V = 0.28$								

У таблиці 1 відсутній клас "урбанізовані території", хоча такий клас відбиваючих поверхонь передбачався на початкових етапах, оскільки проведені дослідження показали, що він взагалі не класифікується за даними ознаками. Така ситуація складається тому, що урбанізовані території є складно побудованими і, по суті, містять у собі різні класи відбиваючих поверхонь.

Як видно з табл. 1, зі збільшенням довжини хвилі підвищується можливість розділення класів, зокрема, виділення підтоплених ділянок. Це добре узгоджується зі схемою поведінки відбиваючих поверхонь, наведеною на

рис. 1. Але зовсім інша картина спостерігається на тепловому каналі (nn61, nn62) – його інформативність є набагато меншою відносно заданих класів поверхонь, адже на цій довжині хвилі переважає власне теплове випромінювання Землі, а не відбите сонячне [5].

Найбільш інформативними при виділенні підтоплених територій виявились 5-ий (nn50) та 7-ий (nn70) канали. Це ілюструється рисунками 2 і 3, де наведено щільності розподілів зареєстрованих значень спектральної яскравості (ознаки G) для різних класів у припущенні нормального розподілу.

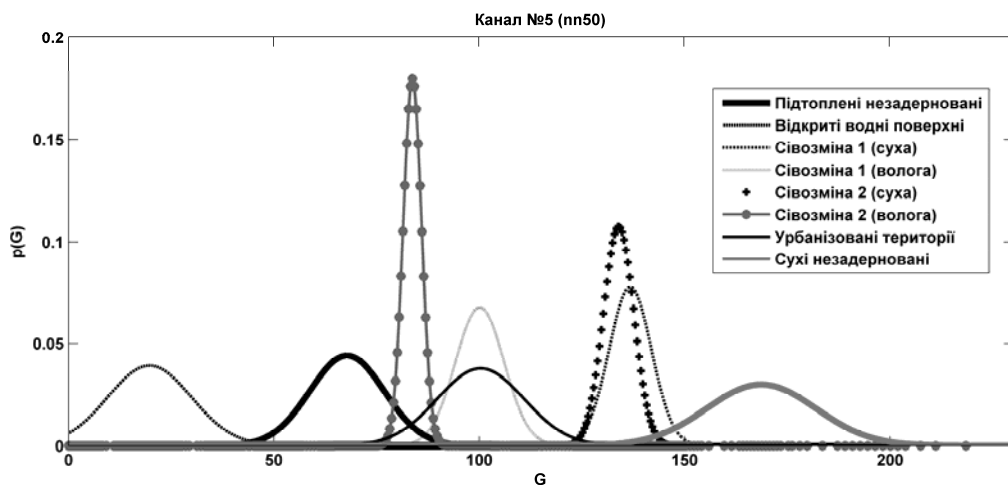


Рис. 2. Щільності розподілів значень спектральної яскравості для різних класів відбиваючих поверхонь у 5-му каналі

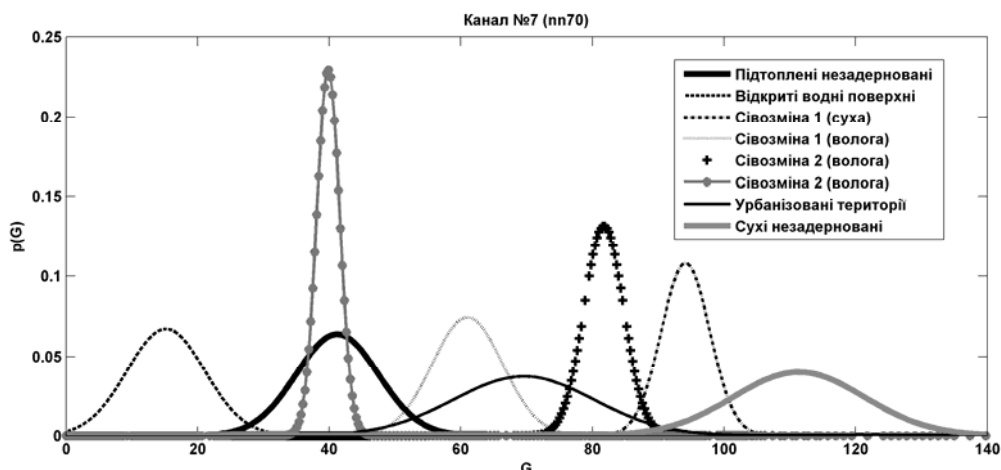


Рис. 3. Щільності розподілів значень спектральної яскравості для різних класів відбиваючих поверхонь у 7-му каналі

Із рис. 2 видно, що на 5-му каналі добре розрізняється пара "сухі" – "підтоплені не задерновані" території. Із сіво-змінами у їх "сухому" та "підтопленому" станах ситуація складніша. Пара різних сівозмін в однаковому "сухому" стані розділяються на 7-му каналі, у "підтопленому" – на 5-му. "Відкриті водні поверхні" однаково добре виділяються на обох каналах, "урбанізовані території", навпаки, перекриваються розподілами інших класів.

Висновок. Застосування запропонованої характеристики інформативності каналів дозволяє об'єктивно оцінити здатність каналу до диференціації класів, визначених за станом підтоплення, в тому числі, коли класів достатньо велика кількість і в умовах нечіткої їх диференціації. Метод має перспективу як засіб попере-

дньої підготовки матеріалів перед подальшим їх використанням у задачах розпізнавання стану підтоплення території в автоматизованому режимі.

1. Жуков М.Н. Метод багатомірної статистичної фільтрації різновидової інформації для вирішення задач картування та прогнозу: Дисертація... доктора геологічних наук: 04.00.05. – К., 1997. 2. Жуков М.Н., Шафранська Н.В. Метод непараметричної класифікації в задачі прогнозування уранових родовищ гідротермального прожилково-штоковкового типу // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Т. 1: 3б. наук. праць. – 2004. – С. 103-106. 3. Жуков Н.Н. Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. – К., 1975. 4. Крынов Е.Л. Спектральная отражательная способность природных образований. – М., 1947. 5. Рус У. Основы дистанционного зондирования. – М., 2006.

Надійшла до редколегії 29.01.10

ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 504.36:574(234.421.1)

Н. Захарій, інж. II кат.,
М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.

СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ДЕЯКИХ ПРИРОДНИХ І ТЕХНОГЕННИХ ЧИННИКІВ ВПЛИВУ НА ЗДОРОВ'Я НАСЕЛЕННЯ УКРАЇНИ

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

Статистичний аналіз даних методами кореляційного і факторного аналізу дозволяє зробити висновок, що чинники техногенного навантаження на довкілля відображені у показниках здоров'я населення, таких як смертність та розвиток різних хвороб.

Statistical analysis of data by the methods of cross-correlation and factor analyses allows concluding that factors of the technogenic loading on the environment are directly reflected in the indexes of population health such as a death rate and development of different disease.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Україна більшою частиною території знаходиться на даний час на рубежі масштабної екологічної кризи, що спостерігається на тлі загострення загальнодержавних соціальних, економічних та екологічних проблем. За даними Інституту геронтології, в країні залишаються одними з найвищих показники дитячої та дорослої смертності в Європі.

Прогнози розвитку цієї ситуації, за дослідженнями в найбільших міських агломераціях, вкрай несприятливі (не втішні) для розвитку здорової держави. За дослідженнями провідних інститутів, прогнозні оцінки засвідчують, що в разі продовження існуючої стратегії розвитку країни наслідки набутатимуть катастрофічного масштабу. Спостерігається чітка тенденція значного зростання масштабів захворювань, на які впливають екологічні чинники [2].

Провести прямий статистичний аналіз впливу природних та техногенних чинників на здоров'я населення на даний момент часу майже неможливо. Існують (у відкритому доступі) лише статистичні дані за адміністративними регіонами України (областями та АР Крим) тільки за окремими чинниками [1], тому всі оцінки такого впливу носять характер наукових досліджень, які не виведені на рівень державної статистики.

Раніше дослідниками [3] було проаналізовано досить обмежений набір статистичних даних за 1999-2001 рр по областях України, що відносилися до видобутку мінеральної сировини, рівня водонавантаження, розвитку промисловості, викидів шкідливих речовин у повітря, скидів забруднених вод, розораності територій, їх лісистості, щільності населення, індексу розмаїття рослинності суші. За цими даними було проведено порівняння дитячої смертності та смертності населення від загальних причин. Під час цих досліджень було зроблено висновки, що перша пов'язана з промисловими викидами в повітря, скидами забруднених вод і

щільністю населення (що, в свою чергу, пов'язано з видобутком мінеральної сировини і розвитком промисловості), а друга – з розораністю територій (веденням сільського господарства). Незважаючи на неоднозначність цих висновків, вони заслуговують на увагу.

Постановка завдання. Метою даної статті є проведення статистичного аналізу на більш широкій основі, що включає дані про захворюваність населення, підтвердження вже відомих та відкриття нових взаємозв'язків між екологічними чинниками та показниками здоров'я населення України.

Виклад основного матеріалу. Є певні принципи статистичного порівняння показників здоров'я населення з чинниками, які на нього впливають. Треба пам'ятати, що: 1 – не можна порівнювати чинники пізніх періодів з показниками здоров'я більш ранніх періодів; 2 – для різних чинників існує певний період (лаг) між часом його прояву у довкіллі й часом його прояву у показниках впливу на здоров'я населення. Крім того, існують так звані "сталі чинники", співвідношення яких між різними адміністративними областями не дуже змінювались за останнє десятиріччя. До них належать зосередженість промисловості, видобуток корисних копалин, лісистість і розораність територій, навіть викиди у повітря і скиди у водне середовище, які є похідними від зосередженості промисловості. Такий показник, як дитяча смертність, визначається, значною мірою, здоров'ям батьків, яке, якщо не враховувати генетичну спадковість, залежить від умов всього їхнього життя.

Тому, враховуючи це, для порівняння шляхом кореляційного аналізу до вихідної матриці було включено дані за різні періоди, починаючи з періоду 1985-1990 рр (внесення мінеральних добрив і пестицидів) до смертності з основних причин смерті і дитячої смертності за 2000, 2001, 2004, 2007 роки. Своєї обмеженість вносила доступність статистичних даних. Наприклад, дані про

захворюваність населення включені за 2004 р, після того, як вони були оприлюднені на сайті Міністерства екології України [4].

Усі характеристики було об'єднано в загальну матрицю після певних перетворень даних для коректного співставлення показників. А саме:

1 – *щодо даних про захворюваність населення.* Як вихідну інформацію нами було використано дані, зняті з карт, що були представлені на сайті Міністерства екології України, де захворюваність населення зображена у вигляді діапазонного районування. Оскільки статистичні дані за іншими параметрами представлені у середніх значеннях за адміністративними областями, ці дані також було переведено у середні значення кількостей хвороб (по всіх видах) на 10 000 осіб відповідно по кожній області.

2 – *щодо даних про розповсюдження небезпечних екогенних геологічних явищ.* Також з використанням ГІС-технологій було оцифровано карти розвитку цих небезпечних процесів, починаючи з даних за 2003 р [5] та заповнені таблиці зміни цих явищ по 2008 р. Після серії запитів було заповнено таблицю бази даних площами полігональних співвідношень розвитку кожного небезпечного явища (карст, підтоплення, зсуви) та адміністративних областей України. У результативній матриці статистичного аналізу присутні лише дані за ті роки, для яких спостерігається щільний кореляційний зв'язок показників.

Перелік статистичних параметрів, що були включені до вихідної матриці для статистичних розрахунків, такий:

Природні, природно-техногенні та техногенні показники:

1. **F** – Лісистість території, %;
2. **BDI** – Індекс розмаїття рослинності суходолу (Ю.Р. Шеляг-Сосонко, М.М. Коржнев, 2003);
3. **IAP** – Індекс самоочищення території [6];
4. **UF** – Підтоплення, км²/тис км²;
5. **LS** – Зсуви, км²/тис км²;

6. **K** – Карст, км²/тис км²;
 7. **IND** – Індекс територіального розвитку промисловості [6];
 8. **MR** – Рівень видобутку мінерально-сировинних ресурсів, т/км²рік;
 9. **Q** – Рівень водонавантаження (відношення водоспоживання до сумарних запасів поверхневих та підземних вод);
 10. **WP** – Скиди забруднених вод у млн м³;
 11. **AP** – Викиди шкідливих речовин у атмосферне повітря, тис т/км²;
 12. **Lu** – Розораність території, %;
 13. **PK** – Внесення пестицидів, кг/га на рік;
 14. **MF** – Внесення мінеральних добрив, кг/га на рік.
- Соціальні чинники та показники здоров'я населення:*
15. **P** – Щільність населення на 1 км²;
 16. **ICW** – Населення віку, молодшого за працездатний;
 17. **HCW** – Населення віку, старшого за працездатний;
 18. **IMR** – Коефіцієнти дитячої смертності (померло дітей віком до одного року на 1000 народжених);
 19. **DR** – Коефіцієнт смертності з основних причин смерті (на 100000 постійного населення);
 20. **CA** – Вроджені аномалії, тис випадків;
 21. **SB** – Хвороби органів дихання, тис випадків;
 22. **SBC** – Хвороби органів кровообігу, тис випадків;
 23. **MN** – Злоякісні новоутворення, тис випадків;
 24. **SD** – Хвороби органів травлення, тис випадків;
 25. **ID** – Інфекційні захворювання, тис випадків.

При статистичній обробці всього цього блоку даних було проведено кореляційний та факторний аналіз. На кореляційній діаграмі (рис. 1) було виділено три групи чинників, які пов'язані прямими кореляційними зв'язками. Треба також зазначити, що карстові процеси не пов'язані кореляційно з жодними показниками у вибірці.

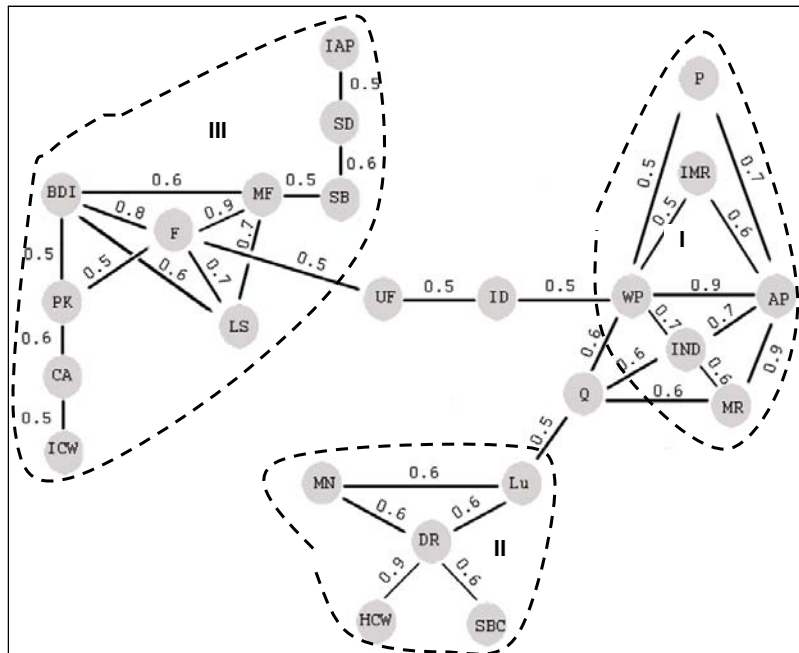


Рис. 1. Прямі кореляційні зв'язки ($r > 0.5$) природних, природно-техногенних і техногенних характеристик та показників здоров'я населення адміністративних областей України (групи показників виділені за даними факторного аналізу)

Перша група відома з попередніх досліджень і є найбільшою [3]. До неї входять показники, пов'язані з розвитком промисловості – індекс розвитку промисловості, рівень видобутку мінеральної сировини, щільність населення, рівень водонавантаження, скиди забруднених вод, викиди шкідливих речовин у повітря. З двома остан-

німи показниками пов'язана дитяча смертність. Тут все зрозуміло з точки зору інтерпретації даних. Зосередження промисловості в Україні пов'язане з місцями видобутку корисних копалин, де спостерігається велика скупченість населення, а забруднення води і повітря промисловими скидами і викидами у повітря разом з соціальними

3. З водним фактором (підопленням, скидами забруднених вод, великим водонавантаженням) пов'язана підвищена кількість інфекційних хвороб.

4. Велика частка в структурі населення в сільськогосподарських регіонах населення похилого віку обумовлює тут підвищену смертність населення від загальних причин, серед яких переважають онкологічні захворювання і хвороби кровообігу.

1. Державний комітет статистики України. Статистичний щорічник України за 2004-2008. – К., 2005-2009. 2. Жуков М.Н., Вижева С.А. Критичний стан повітряного середовища Києва. Прогнозні оцінки впливу на 2012 рік // Геоінформатика. – 2008. – № 4. – С. 69-78. 3. Коржнев М.М. Концептуальні підходи до створення моделі загроз різноманіттю біологічних видів та систем їх оцінки / Оцінка і напрямки зменшення загроз біорізноманіттю України. – К., 2003. – С. 48-57. 4. Міністерство України з питань надзвичайних ситуацій – www.mns.gov.ua. 5. Національна доповідь про стан техногенної безпеки в Україні у 2003-2008 рр. – www.mns.gov.ua. 6. Шостак Л.Б. Регулирование экономического роста в условиях природно-ресурсных ограничений. – К., 1998.

Надійшла до редколегії 02.06.10

УДК 552.53+552.2

Л. Кузів, асп.

ДО ПИТАННЯ ПРОНИКНОСТІ ГРАНІТОЇДІВ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ ЯК ФАКТОРА ВИБОРУ ГЕОЛОГІЧНОГО СХОВИЩА РАДІОАКТИВНИХ ВІДХОДІВ (РАВ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії *Д-ром геол. наук, ст. наук співр. В.А. Нестеровським*)

Проблема безпечної ізоляції РАВ є важливою для всього людства і сьогодні існує багато підходів до її розв'язання. У контексті цих питань досить актуальним є обґрунтування проникності гірських порід. У даній статті наводиться спроба комплексного підходу до вивчення проникності з урахуванням структурних особливостей, мікротріщинуватості порід та елементів палеогеодинамічного, петрофізичного та петрохімічного аналізу петротипів коростенського комплексу.

The problem of the safe isolation the radioactive waste is a very important for all human sociality and today there are many different approaches to its solution. As used here, the basing of the permeability (transport properties) is a very actual. The attempt of the integrated research of the permeability by elements of paleogeodynamics, petrophysics, petrogeochemistry analysis for the rock of the Korostenky region and taking account of structure the rock, its microcracks is given in this paper.

Вступ. Питання захоронення радіоактивних відходів (РАВ) викликає особливе занепокоєння не тільки в Україні, але і в інших країнах-виробниках атомної енергії. Підхід до його розв'язання, враховуючи принципи сталого розвитку суспільства, розробляється в усіх аспектах – екологічному, науковому, суспільному, економічному, і значною мірою розглядається власне безпечність захоронення РАВ.

Проведення досліджень з метою вибору геологічних середовищ, придатних для захоронення РАВ, відіграє важливу роль у розв'язанні цієї проблеми. Згідно з рішеннями МАГАТЕ, прийнятими більшістю розвинених країн, реально існуючим шляхом надійного захоронення РАВ є їх ізоляція у геологічних формаціях. Найбільш оптимальними з них виступають кристалічні породи, зокрема, граніти. Одними з найбільш сприятливих для захоронення РАВ є кристалічні породи Волинського мегаблоку внаслідок їх близького розташування до території Чорнобильської атомної електростанції (ЧАЕС).

При обґрунтуванні безпеки системи захоронення при виборі геологічного сховища РАВ значну увагу приділяють проникності гірських порід. Під проникністю тут розуміють не тільки здатність гірської породи фільтрувати через себе речовину, а й пропускати газу, енергію тощо. Термін "проникність" об'єднує характеристики цілого ряду показників: склад породи, її структура та текстура, набір фізичних характеристик.

До основних факторів проникності, які знаходять певне відображення у складі, структурі, фізичних властивостях породи – статичних (об'ємна та мінеральна густини, намагніченість) та динамічних (пористість, пружні характеристики, теплопровідність та ін.) – слід додати також структурно-тектонічні та геодинамічні умови формування порід: стиснення, розтяги, переміщення та ін.

Впродовж останніх років у галузі петрофізичних досліджень, завдяки розвитку її "динамічного" напрямку [11], з'явилась додаткова можливість дослідження проникності за рахунок вивчення взаємозв'язку властивостей гірських порід, які найбільше відображають палеогеодинамічні умови формування порід. Це стало можливим у зв'язку з комплексним розглядом, перш за все, "структурно-чутливих" петрофізичних характеристик, створенням ряду

реперних геолого-петрофізичних палеогеодинамічних класифікацій, зокрема, для гранітоїдних порід [12].

Ключовим принципом геологічної ізоляції є забезпечення утримання системою природних та інженерних бар'єрів радіонуклідів до тих пір, поки їх активність не впаде нижче прийнятних рівнів [14]. Тому основне завдання полягає в обґрунтуванні найменшої проникності гірських порід на мікрорівні. З точки зору фізичних властивостей гранітоїдів, це забезпечують такі ознаки, як висока щільність (мінеральна, об'ємна густина), велика теплоємність, мала теплопровідність, мала пористість [10, 12]. Згідно з В.Д. Ломтадзе: "Вивчення фізико-механічних властивостей гірських порід тільки тоді повноцінне, коли воно комплексне, тобто коли воно супроводжується повним вивченням петрографічних особливостей" [8]. Тому, разом із фізичними властивостями гірських порід, що характеризують їх мінімальну проникність, перевагу надають породам: однорідним за мінеральним складом, рівномірнозернистим (дрібно-середньозернисті відміни порід), масивним за текстурою. Крім того, до порід, призначених для визначення їх придатності для системи захоронення РАВ, за вищенаведеними характеристиками, має додаватись інформація про їх просторове розповсюдження та геометричні розміри тіл.

Треба відмітити, що публікації у контексті питань визначення проникності гранітоїдів у зв'язку з вибором об'єктів для захоронення здебільшого відсутні.

Метою роботи є вивчення проникності гранітоїдів Волинського мегаблоку як одного з критеріїв коректного вибору геологічного сховища РАВ за допомогою комплексного геолого-петрофізичного аналізу.

Об'єктом досліджень були основні петротипи гранітоїдів Волинського мегаблоку, зокрема, коростенського комплексу.

У статті використано фактичні дані ПНДЛ фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Виклад основного матеріалу. Коростенський комплекс детально описаний у багатьох роботах [6, 7, 9 та ін.]. Він представлений утвореннями однойменного плутону, що розташовані у східній частині Волинського мегаблоку і являє собою в плані ізометричне тіло з розмірами по ширині 150 км, по меридіану – 110 км, загальною площею 12 000 км² [16]. З глибиною тіло

плутону розширюється від 30 до 90 км, але тільки в бік Прип'ятського грабену, що, як припускають, є свідченням дещо північнішої, порівняно із сучасним місцем виходу плутону на денну поверхню, локалізації мантійного джерела теплової енергії, яка й обумовила формування цього тіла [4]. Комплекс об'єднує біотит-амфіболові рапаківі та рапаківіподібні граніти, рівномірнозернисті та порфіроподібні лейкократові біотитові граніти (лізниківські), граніт-порфіри, апліти та пегмати. У межах Коростенського плутону площа поширення рапаківіподібних гранітів значно більша, ніж власне гранітів рапаківі [10]. Формування коростенського комплексу пов'язане із завершальними етапами рухомих

поясів у інтервалі часу 1800–1737 млн р [2]. За даними [15 та ін.] реперний вік гранітоїдів плутону знаходиться в межах 1800-1760 млн р.

Як основні петротипи у складі комплексу виділяють острівський граніт, власне граніти рапаківі (потіївський, малинський), рапаківіподібні граніти порфіроподібні, гранофірові, мікропегматитові та інші (ігнатпільський, норинський, розсохівський, березівський, омелянівський, коростенський), граносієніти чолівські й сублужні граніти лізниківські. За структурно-текстурними характеристиками [3, 10] більшість цих петротипів представлені дрібно-середньозернистими з гіпідіоморфнозернистою структурою та масивними відмінами (табл. 1).

Таблиця 1

Палеогеодинамічний та петрофізичний аналіз провідних петротипів коростенського комплексу

Петротип	Генетичний тип	Структура	Величина зерен	Мікротріщинуватість, катаклаз	Геодинамічний режим	Тип деформації
Граніт лізниківський	Магматична інтрузія	гіпідіоморфнозерниста з елементами катакlastичної	середньозернисті, розмір зерен 1-5 мм до 6 мм	тріщинуватість від слабкої до середньої, катаклаз незначний (зерна кварцу з хвилястим, мозаїчним згасанням)	Лінійна зона розтягу	Пластична
Граніт острівський		гіпідіоморфнозерниста, на окремих ділянках алотріоморфозерниста з елементами лепідобластової	дрібнозернисті (розмір зерен 0,2-1 мм)	слабка тріщинуватість, окремі мікротріщини субпаралельні гнейсуватості	Лінійна зона розтягу	Пластична
Граніт рапаківіподібний ігнатпільський		гіпідіоморфнозерниста, мікропегматитова, на окремих ділянках нечітка овоїдна	дрібно-середньозернисті	слабка тріщинуватість	Однобічний стиск	
Граніт рапаківіподібний норинський		гіпідіоморфнозерниста, на окремих ділянках порфіроподібна, овоїдна	середньозернисті (розмір зерен 1-5 мм)	слабка тріщинуватість	Розтяг Неоднорідний стиск	Пластична Крихка
Граніт рапаківіподібний розсохівський		гіпідіоморфнозерниста, мікропегматитова, на окремих ділянках овоїдна	середньо-крупнозернисті (розмір зерен 1-7 мм)	тріщинуватість дуже незначна	Ущільнення	Пластична
Граніт рапаківіподібний березівський		гіпідіоморфнозерниста, порфіроподібна	середньо-крупнозернисті	–		
Граніт рапаківіподібний омелянівський		гіпідіоморфнозерниста	крупнозернисті	–	Розтяг Неоднорідний стиск	Пластична Крихка
Граніт рапаківіподібний коростенський		гіпідіоморфнозерниста, мікропегматитова, на окремих ділянках овоїдна	дрібно-середньозернисті	тріщинуватість дуже незначна	Неоднорідний стиск	Пластична
Граніт рапаківі малинський		овоїдна, гіпідіоморфнозерниста, пойкилітова	середньо-крупнозернисті	середня тріщинуватість, взаємно перпендикулярна система мікротріщин	Неоднорідний стиск	Пластична
Граніт рапаківі потіївський		гіпідіоморфнозерниста, овоїдна, іноді пойкилітова	середньо-крупнозернисті (розмір зерен 1-8 мм)	тріщинуватість нерівномірна, на більш дрібнозернистих ділянках інтенсивніша	Неоднорідний стиск	Пластична

Виконаний комплексний палеогеодинамічний та петрофізичний аналіз наведених у таблиці 1 петротипів дозволив встановити ряд характерних для них особливостей формування (табл. 1, колонки 6-7).

Граніти та граніти рапаківі коростенського комплексу характеризуються широким діапазоном глибинності утворення – від дуже малої чи гіпабісальної (граніт острівський, ігнатпільський, норинський, розсохівський, омелянівський, граніт лізниківський) до середньої чи мезоабісальної (граніт рапаківі малинський), хоча переважна більшість все ж відноситься до малого рівня глибинності [10]. При формуванні цих порід має місце суттєве домінування режимів стиску [13].

Аналіз шліфів наведених петротипів дозволяє відмітити наявність слабкої тріщинуватості у гранітах рапаківі-

віподібних норинських, коростенських, гранітах острівських. Середньою тріщинуватістю характеризуються граніти рапаківі малинські, а також розсохівські та ігнатпільські, також граніти лізниківські. Нерівномірна тріщинуватість властива гранітам рапаківі потіївським (табл. 1). Відомо, що проникність порід залежить від їх мікроструктурних особливостей. Таким чином, за цим критерієм, зокрема мікротріщинуватістю, рапаківіподібні граніти розсохівські, ігнатпільські, норинські, коростенські, острівські можуть бути об'єктами для вибору ділянок для захоронення РАВ.

Додаткову інформацію до вибору петротипів з метою створення системи захоронення РАВ можна отримати і при розгляді особливостей петрохімічного складу (табл. 2), хоча відомості про хімічний склад гранітоїдів

мають другорядне значення для проникності гірських порід. Радіоактивні елементи U, Th та продукти їх розпаду відносяться до групи літофільних, тому доцільним слід вважати вибір петротипів з аналогічним профілем геохімічної спеціалізації як об'єктів для захоронення РАО.

Гранітоїди коростенського комплексу мають літофільно-халькофільний профіль геохімічної спеціалізації. Згідно з [10], гранітоїди такого типу формувались як на середніх глибинах, так і на малих та дуже малих при високому парціальному тискові кисню, причому накопичення літофільних елементів відбувалось переважно в умовах розтягу в основному на дуже малих глибинах, а халькофільних елементів – на малих і середніх в умовах квазівсебічного стиску. Геохімічна спеціалізація кристалічних порід загалом, і гранітоїдів зокрема, визначається умовами їх формування, мінеральним складом, складом і кількістю елементів-домішок, характером ізоморфних заміщень у мінералах, фізичними особливостями порід [10,13].

На формування хімічного складу гранітоїдів визначальним є вплив таких оксидів, як Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO ,

SiO_2 . Останній при формуванні величини густини гранітів виконує провідну роль [3, 10].

Аналізуючи таблицю 2, можна відмітити, що найбільший вміст SiO_2 характерний для лізниківських гранітів і складає 76,15 % маси при середньому значенні 73,70 % маси. Мінімальні значення характеризують граніти рапаківі потіївські та малинські (69,18 та 72,44 % маси відповідно).

Вміст Al_2O_3 коливається від 11,64 % маси для лізниківського граніту до 14,72 % маси для граніту рапаківі потіївського. Значення вмісту K_2O у петротипах коростенського комплексу коливається в незначних межах: від 4,53 до 5,70 % маси. Для натрію характерні тенденції міграції в області зниження температури [1]. Найменший вміст Na_2O спостерігається у таких петротипах: граніти рапаківіподібні березівські, омелянівські, які характеризуються подібною структурою. У гранітах сублужного та лужного рядів зростає залежність мінеральної густини від зростання ступеня окиснення заліза, що приурочено до ослаблених зон, де переважають відновні умови і формуються розущільнені відміни порід [16].

Таблиця 2

Хімічний склад провідних петротипів коростенського комплексу

Петротип	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Граніт лізниківський	76,15	0,08	11,64	1,21	1,60	0,02	0,27	0,78	3,13	4,72	0,04
Граніт остріївський	73,00	0,30	13,33	1,08	1,89	0,04	0,44	1,02	3,16	5,01	0,18
Граніт рапаківіподібний ігнатпільський	74,29	0,23	12,52	0,77	1,65	0,04	0,27	1,25	2,95	5,21	0,05
Граніт рапаківіподібний норинський	74,75	0,19	12,12	1,01	1,82	0,03	0,40	0,59	2,90	5,24	0,04
Граніт рапаківіподібний розсохівський	73,55	0,27	12,80	0,81	1,93	0,01	0,13	0,86	3,12	5,67	0,09
Граніт рапаківіподібний березівський	75,17	0,23	11,74	0,46	1,97	0,02	0,97	1,05	2,72	4,58	0,05
Граніт рапаківіподібний омелянівський	75,39	0,19	11,99	0,33	1,97	0,02	0,63	1,09	2,85	4,53	0,05
Граніт рапаківіподібний коростенський	73,12	0,29	13,09	1,15	1,81	0,03	0,35	0,86	3,03	5,61	0,07
Граніт рапаківі потіївський	69,18	0,37	14,72	1,33	2,67	0,04	0,34	1,88	3,12	5,31	0,08
Граніт рапаківі малинський	72,44	0,28	13,12	0,97	2,38	0,04	0,27	1,24	3,21	5,70	0,06

З метою більш чіткого розмежування гранітоїдних петротипів коростенського комплексу між собою, був використаний кластерний аналіз (рис. 1). У результаті цього аналізу петротипи умовно розділились на три групи: 1) граніти рапаківіподібні ігнатпільський, норинський та граніт лізниківський (північна частина); 2) граніти рапаківіподібні березівський та омелянівський (центральна частина блоку); 3) граніти рапаківі потіївський, малинський, граніт остріївський, граніти рапаківіподібні коростенський та розсохівський (східна частина). Схематично групування петротипів комплексу наведено на діаграмі (рис. 1). Петротипи першої групи характеризуються мінімальними значеннями вмісту FeO та P_2O_5 . Для групи, що об'єднує граніти рапаківіподібні березівський та омелянівський, властиві максимальні значен-

ня вмісту MgO та мінімальні Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O . Максимальним Al_2O_3 , та TiO_2 , мінімальним вмістом SiO_2 характеризуються петротипи, що утворюють третю групу, тоді як перші дві групи характеризуються максимальним вмістом останнього.

За величиною зерен граніти першої групи в основному середньо-дрібнозернисті зі слабкою тріщинуватістю; граніти другої групи середньо- та крупнозернисті; граніти третьої групи за величиною зерен поділяються на середньо-крупнозернисті (граніти рапаківі малинський, потіївський та граніт рапаківіподібний розсохівський) з нерівномірною та середньою тріщинуватістю (граніт рапаківі потіївський та граніт рапаківіподібний розсохівський) і дрібно-середньо-зернисті (граніт остріївський та граніт рапаківіподібний коростенський) з незначною тріщинуватістю.

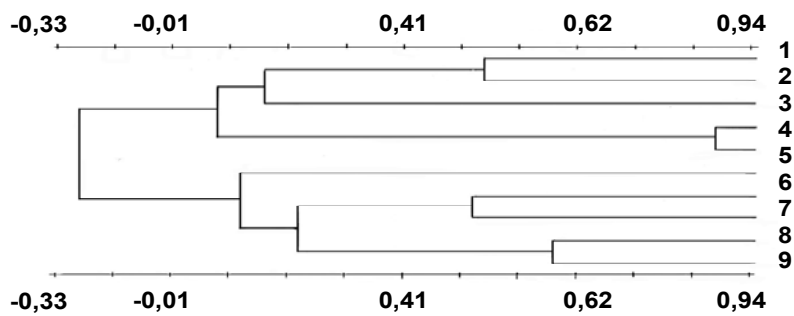


Рис. 1 Кластерний аналіз петротипів коростенського комплексу:

- 1 – Граніт лізниківський, 2 – Граніт рапаківіподібний норинський, 3 – Граніт рапаківіподібний ігнатпільський,
- 4 – Граніт рапаківіподібний березівський, 5 – Граніт рапаківіподібний омелянівський, 6 – Граніт остріївський,
- 7 – Граніт рапаківіподібний розсохівський, 8 – Граніт рапаківіподібний коростенський, 9 – Граніт рапаківі малинський

Згідно з особливостями розподілу таких петрофізичних характеристик, як щільність, пористість, об'ємна густина, теплопровідність та швидкості розповсюдження поперечних та повздовжніх хвиль, найменш проник-

ними серед провідних петротипів гранітоїдів коростенського комплексу є граніти рапаківі потіївські, малинські та рапаківіподібні ігнатпільські [5].

Висновок. Виходячи з наведеного, проникність як одна з основних характеристик придатності для безпеки геологічного сховища РАВ повинна розглядатись комплексно: з одного боку ще рахунок різних властивостей гранітоїдів (петрографічних, петрохімічних, петрофізичних, палеогеодинамічних та ін.), а з іншого, їх розповсюженості та просторових розмірів тіл тощо.

Беручи до уваги результати аналізу петрофізичних характеристик петротипів коростенського комплексу, виконаних у [5], та враховуючи структурно-текстурні і петрохімічні дані з позиції проникності, можна попередньо вважати умовно придатними такі петротипи: граніт рапаківіподібний коростенський, норинський, ігнатпільський та граніт острівський.

1. Абрамович И.И., Бурде А.И., Вознесеній В.Д. и др. Геодинамическая реконструкция: Методич. пособие для региональных геологических исследований. – Л., 1989. 2. Довбуш Т.И., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 132-142. 3. Дортман Н.Б., Васильева В.И., Вейнберг А.К. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. – М., 1964. 4. Егорова П.П. Старостенко В.И. Литосфера Украинского щита и Припятской впадины рениона EUROBRIDG-97 по данным гравитационного моделирования // Геофиз. журн. – 2003. – 25, № 4. – С. 35-50. 5. Кузів Л.І. Деякі петрофізичні характеристики проникності

провідних петротипів гранітоїдів коростенського та пержанського комплексів Волинського мегаблоку Українського щита // Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою землі і етапами її тектоно-магматичної активізації: 36. наук. праць. – К., 2008. – С. 299-303. 6. Лучак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – К., 1983. 7. Лучицький В.І., Ткачук Л.Г., Усенко І.С. Український кристалічний масив (геолого-петрографічний опис). – К., 1947. 8. Ломтадзе В.Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. – Л., 1972. 9. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона // Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол. – 1947. – Т. 6, Вып. 5. 10. Толстой М.І., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В. та ін. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання: Довідник-навч. посіб. – К., 2003. 11. Толстой М.І., Гожик А.П. Динамическая петрофізика и основные перспективы ее использования // Геофиз. журн. – 2007. – № 3, Т. 29. – С. 15-22. 12. Толстой М.І., Гожик А.П., Сухорада А.В. Явища петрофізичної фіксації геодинамічних процесів гранітоїдними утвореннями: Винахід №333. – 2007. 13. Толстой М.І., Костенко Н.В., Кадурін В.М. та ін. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: Моногр. – К., 2009. 14. Шестопалов В.М., Шибейський Ю.А. Требования к площадке и критерии выбора площадки для размещения геологического хранилища радиоактивных отходов // Двадцать лет Чернобыльской катастрофы. Взгляд в будущее: Матер. Междунар. конф., Киев, Украина, 24-26 апр. 2006 г.: Сб. докл. – К., 2006. – С. 518-523. 15. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – № 2/3. – С. 12-24. 16. Щербаков. И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов, 2005.

Надійшла до редколегії 08.06.10

КОЛЕКЦІЇ ГЕОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ

УДК 562: 551.72 (478.9)

В. Нестеровський, д-р геол. наук,
О. Вакулєнко, інж.

ТИП ARTHROPODA В КОЛЕКЦІЯХ ГЕОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

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

Дана характеристика експозиції типу Arthropoda в Геологічному музеї Київського Національного Університету імені Тараса Шевченка, перераховані систематичні групи в колекції музею. Вказані особливості саме нашої експозиції членистоногих. Найбільш детально розглянуті представники класу Trilobita.

Exposition of type Arthropoda in Taras Shevchenko Kyiv National University Geological Museum has been represented. Systematic groups of the museum collections have been shown. The species of class Trilobita have been considered in detail.

Членистоногі – найбільш численний тип фауни на Землі. З усієї маси тварин приблизно 0,75 млн видів належать до цієї групи. Виявлені рештки їх відомі з кембрію. Первинно членистоногі були водними організмами, вийшовши на сушу розселились, пристосувались до найрізноманітніших умов. Мешкають всюди, де можливі умови життя. Палеонтологів цікавлять групи членистоногих, які мають виключно важливе значення для стратиграфії.

Тіло членистоногих двобічно-симетричне, заховане в твердий хітиновий панцир, який є зовнішнім скелетом тварини, завдяки чому вони збереглися у викопному стані. Для членистоногих характерний поділ тіла на сегменти (членистість). У деяких членистоногих сегменти, зрощуючись, утворюють відділи тіла: голову, груди, черво. Іноді процес іде далі і замість перших двох відділів виникають головогруди (раки).

Членистоногі мають справжні кінцівки, всі сегменти тіла несуть по одній парі кінцівок, деякі з них слугують не тільки для пересування, а й для функцій плавання, хапання, дихання, жування, кладки яєць або є носіями органів відчуття.

Систематично тип поділений на п'ять підтипів, систематика побудована на особливостях сегментації, будові кінцівок та органів дихання. З п'яти підтипів: *Chelicerata*, *Trilobitomorpha*, *Branchiata*, *Tracheata*,

Proboscifera – геологічне значення мають перші чотири підтипи.

У Геологічному музеї рештки викопних та сучасні представники членистоногих тварин експонуються в палеонтологічному відділі (вітр. 88, 89, 144) та в експозиції з історичної геології. Всього виставлено для огляду понад 120 зразків, велика кількість зберігається у відповідних фондах. Цінність саме нашої колекції полягає в таких її особливостях:

1. Ця група фауни, яка предствлена в музеї, має вільний спектр від кембрію до сучасності.

2. Експонуються зразки з різних регіонів планети, що дає можливість для їх порівняння.

3. Простежуються філогенетичні зміни представників класу трилобітів.

Експозиційна колекція складається з представників таких таксономічних підрозділів:

Підтип *Branchiata*, Клас *Crustacea* – Ракоподібні

Підкласи:

Gnatostraca – Краби – сучасні (декілька родів з різних регіонів світу) та рештки викопних палеогенових та неогенових крабів; сучасні лангусти з Карибського моря та прісноводні раки;

Ostracoda – відбитки та рештки черепашок у породі;

Malacostraca – ряди *Phyllopora*, *Mysidacea* – відбитки,

Cyrripedia – сучасні *Balanus balanus* з Баренцева, Білого, Середземного морів, Тихого океану та узбережжя Бразилії.

Підтип *Tracheata*, **Клас** *Insecta* – Комахи – декілька відбитків комах карбонового віку на сланцях.

Підтип *Chelicerata* **Клас** *Scorpionomorpha* – ряд *Scorpionida* – 2 роди: відбитки девонських *Euripterus tetragonophthalmus* (доброї збереженості) та скам'янілий останній сегмент кінцівки *Pterygotus sp.* – ракоскорпіону з Північного Сибіру – цікавий зразок, що дає уявлення про розмір цих гігантських ракоскорпіонів довжиною понад 2,5 м.

Підтип *Trilobitomorpha*, **Клас** *Trilobitae*.

Важливий для стратиграфії палеозою, а особливо кембрію.

В кембрійському періоді вони були найбільш розповсюдженою групою тварин. Різкі зміни зовнішніх морфологічних ознак у часі робить трилобітів однією з важливих груп для встановлення геологічного віку відкладів з їх рештками. Такі зміни морфології простежуються у представників цього класу і в нашій експозиції – від кембрійських *Iliaenus* до пермських *Phyllipsida*. Еволюційно трилобіти не стали на шлях цефалізації – посилення розвитку передніх сегментів, а навпаки – каудалізації – збільшення кількості сегментів у хвостовій частині тіла. Черевну вразливу сторону тіла трилобіти захищали при допомозі згортання в момент небезпеки. А небезпека для них з розвитком інших форм тварин з часом збільшувалась.

У вітринах систематичної колекції експонуються 55 представників 28 родів з підкласів *Polimera* (Багаточленісті) та *Miomera* (Малочленісті):

Підклас *Miomera*:

1. *Hypagnostus truncatus* C₂, Схід. Сибір.
2. *Glyptagnostus reticularis* C, Якутія.
3. *Ptychagnostus sp.* C, Якутія.
4. *Glyptagnostus sp.* C, Якутія.
5. *Goniagnostus sp.* C, Якутія.
6. *Agnostus Brongnart* C₃, Якутія.
7. *Pentagnostus sp.* C, Якутія.

8. *Lejopige armata* C₂, Якутія.

9. *Phlacroma* C, Якутія.

Підклас *Polymera*:

10. *Protolenus sp.* C₁, Якутія.

11. *Kootenia sp.* C₁, Якутія.

12. *Trinucleus sp.* C, Якутія.

13. *Anomocarioides sp.* C₂, Якутія.

14. *Anomocarida Lata* C₂ Якутія.

15. *Megistaspis sp.* O, Ленінградська обл.

16. *Granularia protolenorum* C₁₋₂, Ленінградська обл.

17. *Solenopleura sp.* C₂, Якутія.

18. *Chasmops odini* S₁, Естонія.

19. *Asaphus expansus* S₁, Ленінградська обл.

20. *Pseudasaphus sp.* O₂, Естонія.

21. *Neometacantus sp.* D₁ Марокко.

22. *Phacops latifrons* S₂-D₁ Марокко.

23. *Iliaenus sinuatus* S, Ленінградська обл.

24. *Ascatella tiro* D₁, Придністров'я.

25. *Homolotus roemeri* D₁, Придністров'я

26. *Phillipsia sp.* P, Казахстан.

27. *Paradoxides copinis* C₂, Сибір.

28. *Paraceraurus sp.* O₂, Ленінградська обл.

Наша експозиція цікава великим спектром родів трилобітів (а деякі роди представлені декількома видами), найбільш повно представлені відбитки трилобітів нижнього – середнього кембрію Сибіру та Якутії, ордовіку, силуру, девону Естонії, Ленінградської області, Придністров'я, Казахстану та Марокко. З території України експонуються *Acastella tiro*, *Proctus sp.* з Придністров'я.

Колекцію трилобітів сформували канд. геол.-мінералог. наук Л.І. Константинович та канд. геол. наук Л.В. Попова, при цьому використано новітню систематику.

Експозиція членистоногих доповнена демонстраційними матеріалами (схеми, фотографії) на стендах, змонтованих на відповідних вітринах, які дають уявлення про анатомічну будову членистоногих, та фото інших сучасних і викопних *Arthropoda*, яких немає в експозиції.

Надійшла до редколегії 29.09.10

Наукове видання



ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 53

Статті подано в авторській редакції.

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

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



Підписано до друку 09.04.11. Формат 60x84^{1/8}. Вид. № Гл2. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 300. Ум. друк. арк. 9,8. Обл.-вид. арк. 9,63. Зам. № 211-5638.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; (38044) 239 31 58; факс (38044) 239 31 28
E-mail: vpc_div.chief@univ.net.ua
WWW: <http://vpc.univ.kiev.ua>